

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ
ЖУРНАЛА «ИЗВЕСТИЯ» СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

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 белой бумаге. Все обозначения на рисунках должны быть написаны четко, карандашом указываются фамилия автора, название рисунка.

двух экземплярах, напечатанные

жны быть написаны четко. При

Индексы в степени необходимо
ответственно: A¹, B² и т. д.

ндашом (в кружок). Буквы готи-

комендуется. Необходимо четко

ы латинского алфавита, име-
I и римскую единицу.

двумя черточками снизу, а

⊗, □, ◻, ◇, π, h X, ♪,

ться международной системы

к должны иметь резюме соот-

русском языках, а также на английском.

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

АЗƏРБАЙҘАН ССР ЕЛМЛƏР АКАДЕМИЈАСЫНЫН

Х Ə Б Ə Р Л Ə Р И

И З В Е С Т И Я

АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

ЈЕР ЕЛМЛƏРИ СЕРИЈАСЫ

Ҷоғрафија

✱

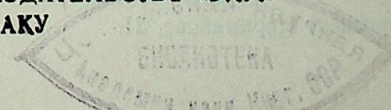
СЕРИЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

География

№ 6

1988

«ЕЛМ» НƏШРИЈАТЫ — ИЗДАТЕЛЬСТВО «ЭЛМ»
БАКЫ — БАКУ



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ: Ак. А. Али-заде (главный редактор), Р. А. Абдуллаев, Б. А. Багиров, И. С. Джафаров, Т. А. Исмаил-заде, И. Г. Керимов, А. М. Кулиев, Х. С. Мамедов, М. А. Мусеилов, Ф. Г. Оруджалиев, А. М. Панахов (ответственный секретарь), С. Г. Салаев (зам. главного редактора), М. К. Сеид-Рза, Н. Д. Таиров (зам. главного редактора), Н. Ш. Ширинов (зам. главного редактора).

© Издательство «Элм», 1988 г.

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

Сдано в набор 26.01.89. Подписано к печати 18.08.89.

ФГ 11216. Формат 70×100¹/₁₆. Бумага типографская № 1.

Гарнитура шрифта литературная. Печать высокая. Усл. печ. лист 10,07.

Усл. кр.-отт. 10,07. Уч.-изд. лист 10,20. Тираж 515. Заказ 66. Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство «Элм».

370143 Баку-143, проспект Нариманова, 31, Академгородок, Главное здание, Типография АН Азербайджанской ССР.

Баку. проспект Нариманова, 31.

АЗЭРБАЙЧАН ССР ЕЛМЛЭР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХЭБЭРЛЭРИ

Јер елмлэри серијасы, 1988, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1988, № 6

УДК 911(479.24) : 030.1

Б. А. БУДАГОВ

ГЕОГРАФИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА В ЭНЦИКЛОПЕДИЯХ МИРА

В энциклопедиях различных стран мира имеется ряд сведений об Азербайджане и его географических особенностях. В первую очередь в краткой форме сообщается о географическом положении, рельефе, климатических особенностях, даются сведения о растительном покрове, животном мире и численности населения. Во многих энциклопедиях географические условия Азербайджана освещаются правильно, но в ряде энциклопедий сведения об Азербайджане искажены.

Как известно, Азербайджан как историко-географический объект в целом существует в пределах территории двух стран: Северный Азербайджан — Азербайджанская ССР (входит в состав Союза ССР) и Южный Азербайджан (находится в северо-западной части Ирана).

В некоторых зарубежных энциклопедиях Азербайджан описывается как целостный географический объект, но с подразделением его на Иранский Азербайджан и Советский Азербайджан [3, 4, 11]. Иногда Азербайджанская ССР называется «Кавказский Азербайджан» [50], «Русский Азербайджан» [14]. Южный Азербайджан часто именуется Иранским, порой просто «Азербайджан». В «Колумбийской настольной энциклопедии» [17], он назван «Азербайджан Южный». Так же он обозначен в «Новой международной энциклопедии» [27] и в «Энциклопедии Американа» [6]*.

Азербайджанская ССР является одной из 15 союзных республик СССР. Она расположена в восточной части Закавказья. Азербайджанская ССР на севере граничит с Дагестанской АССР, входящей в состав РСФСР, на северо-западе — с Грузинской ССР, а на юго-западе — с Армянской ССР. В юго-восточной части Нахичеванской АССР, входящей в Азербайджанскую ССР, на протяжении 11 км Азербайджанская ССР граничит с Турцией, а на юге и на юго-западе — с Ираном. Нахичеванская АССР отделена от Азербайджанской ССР узкой вытянутой частью территории Армянской ССР.

Но не во всех иностранных энциклопедиях дается четкое и правильное географическое положение нашей республики. В международной энциклопедии «Фокус» [2] указывается, что Азербайджанская ССР «...занимает восточную часть Кавказа» вместо юго-восточной части Кавказа или восточной части Закавказья. В другом французском источнике географическое положение Азербайджанской ССР и вовсе запутано. В Большой энциклопедии «Лярус» [1] говорится, что «... республика простирается на север по южному склону восточного Кавказа, а на юге по армянскому горному массиву...». Во-первых, территория республики охватывает не только южный склон Восточного Кавказа, но и северо-восточный. Во-вторых, Азербайджанская ССР на юге за-

* Материалы по энциклопедиям мира любезно были представлены Центром научной информации по общественным наукам АН АзССР.

нимает не армянский горный массив, а юго-восточную часть Малого Кавказа. Нельзя согласиться, что граница Азербайджанской ССР проходит у подножия горы Эльбрус, как указано в Британской Малой энциклопедии [7]. Азербайджанская Советская республика «расположена в Куринской низменности на восточной половине Кахетии и Карабаха, а также на северной части Кавказа». Во-первых, не Азербайджанская ССР расположена на восточной половине Карабаха, а Карабах находится на территории нашей республики, во-вторых, Кахетия расположена к северо-западу от Азербайджанской ССР, т. е. за ее пределами, в-третьих, к Северному Кавказу Азербайджанская ССР никакого отношения не имеет, так как ее граница не протягивается севернее Главного Кавказского хребта. Только северо-восточная часть республики относится к северному склону Юго-Восточного Кавказа, но не к северному Кавказу.

Ошибочно описываются пограничные с Азербайджанской ССР территории в «Географическом словаре Вебстера» [20]. В нем указывается, что Азербайджанская ССР граничит с Грузинской ССР не на северо-западе, а на севере; с Армянской ССР — не на западе-юго-западе, а на юго-западе. Аналогичные неточности повторяются в «Новой современной энциклопедии» [21] и во «Всеобщей стандартной энциклопедии» [13]. В «Географическом словаре Вебстера» указывается, что на юге центральной, т. е. Кура-Араксинской низменности «...находятся вершины армянских гор» [20]. Как известно, Армянские горы находятся за пределами Азербайджанской ССР и возвышаются они юго-западнее нашей республики.

В «Энциклопедии наименований нового века» [29] сообщается, что азербайджанский народ живет «... на юго-западных берегах Каспийского моря». Во-первых, понятие «берег» очень узкое, так как он охватывает зону соприкосновения суши с водным пространством, во-вторых, территория Азербайджанской ССР простирается на запад от берега Каспийского моря на расстоянии около 825 км. Как видно, определение географического положения Азербайджана в целом в названной энциклопедии глубоко ошибочно.

В 20 из рецензируемых источников дается общая площадь, занимаемая Южным Азербайджаном. В одном источнике указывается, что общая площадь Южного Азербайджана составляет 25 285 квадратных миль (65 491 км²) [24]. Эта цифра является минимальной среди тех энциклопедий, в которых указана общая площадь Южного Азербайджана. А максимальное значение его площади (43 631 кв. миль, т. е. 113 004,3 км²) указывается в «Энциклопедии Британика» [16]. По данным 7 энциклопедий общая площадь Южного Азербайджана составляет 3200 кв. миль (82 880 км²), в 4 — 40 000 кв. миль (103 600 км²), в в некоторых — более 41000 кв. миль (109298 км², 106604 км², 106578,5 км²), указывается также и 104000 км² и т. д. В одном из справочников дается общая площадь территории восточной и западной провинций Южного Азербайджана, которые занимают соответственно 28.448 кв. миль (73680 км²) и 13664 кв. миль (35390 км²) [23]. Общая территория этих двух провинций составляет 42.102 кв. миль (109070 км²). Общая площадь Южного Азербайджана составляет 110,2 тыс. км², в том числе Восточный Азербайджан — 67,1 тыс. км², Западный Азербайджан (Четвертый остан) — 43,1 тыс. км² [1].

Азербайджанская ССР отличается сложностью рельефа. Амплиту-

да высот над уровнем мирового океана колеблется от 4466 м (г. Ба- зардюзи) до минус 28, т. е. ниже уровня океана. В энциклопедических справочниках эти данные истолковываются по-разному. В «Большом энциклопедическом Лярусе» [1] указывается, что «большая часть территории представляет собой равнину». Во «Всеобщей стандартной энциклопедии» [13] об Азербайджанской ССР говорится: «Азербайджан — горная страна, высота над уровнем морского океана достигает 9000 футов». Как указывалось выше, территория Азербайджанской ССР является не горной, а горно-равнинной; 52% ее составляют горы, а 48% — равнины. Общая площадь Азербайджанской ССР составляет 86,2 тыс. км². Но эта цифра во многих международных энциклопедических справочниках указывается не совсем точно. В международной энциклопедии «Фокус» [2] дается общая площадь Азербайджанской ССР в 87 200 км². В другой французской энциклопедии [1] общая площадь нашей республики — 87000 км².

В некоторых энциклопедических справочниках затрагиваются вопросы климатических условий Азербайджана. Нередко климат Советского Азербайджана определяется как очень сухой и континентальный. Как известно, климат Азербайджанской ССР является субтропическим. В климатических условиях республики четко выражена высотная поясность. На равнинах и прилегающих территориях развиты климаты умеренно-теплых полупустынь и сухих степей, в горах — климат умеренно-теплый с сухим летом и холодной, сухой зимой. Климаты нагорных тундр встречаются в скальной зоне гор. Среднегодовая температура колеблется от 14,5°С и выше на низменности и 0°С и ниже в высокогорьях. Количество осадков за год на равнине составляет менее 200—300 мм, в горах 1000—1200 мм, в Ленкоранской субтропической зоне 1600 мм и более.

Говоря о климатических условиях г. Баку указывают, что «средняя температура в Баку в январе составляет 39°, а в июле — 78° по Фаренгейту» [16], что соответствует 4 и 26° по С. Среднегодовые осадки г. Баку составляют 200 мм.

В «Большом энциклопедическом Лярусе» [1] указывается, что «...албанское население, будучи ранее индо-европейским, увеличивается за счет азиатских элементов (татар)». Здесь явное искажение исторических фактов, так как население Азербайджана* увеличивается не за счет «азиатских элементов (татар)», а за счет самих азербайджанцев. Вероятно, автор данной статьи, назвав азербайджанцев татарами, имеет ввиду дореволюционное их название. В «Большом Брокгаузе» [18] азербайджанцев называют «азербайджанскими татарами», в «Энциклопедии Чембера» [19] говорится, что «Азербайджан — Татарская республика на Кавказе...», в «Географическом словаре Вебстера» [20] азербайджанцев считают «турко-татарами». Нашлись авторы, которые разделяют азербайджанцев, проживающих в пределах Азербайджанской ССР на «азербайджанских тюрков и иранских азербайджанцев» [20].

В «Колумбийской настольной энциклопедии» [22] за три года до опубликования «Колумбийской энциклопедии» азербайджанцев называли «турецкие азербайджанцы». Азербайджанцев в некоторых источниках ошибочно считают «татарского происхождения» [13].

* Основной процент населения Азерб. ССР по переписи 1989 г. (7029 тыс.) составляют азербайджанцы (более 80% всего населения).

В Южном Азербайджане основным языком является азербайджанский язык, а в «Новой популярной энциклопедии» [24] ошибочно утверждается, что «превалирующий язык здесь (т. е. в Южном Азербайджане) турецкий». Азербайджанцев, проживающих в Южном Азербайджане, в «Энциклопедии Чембера» [14] называют «татарами». Говоря о численности населения Южного Азербайджана, в «Энциклопедии Британика». [19] перечисляется ряд народов, проживающих в Южном Азербайджане, — персы, турки, курды, сирийцы и армяне, за исключением самих коренных азербайджанцев, которые составляют основную массу населения данной территории.

Развитие национально-освободительного движения в 1905—1911 гг. повлекло за собой утверждение законом исторически сложившихся 4 территориальных провинций: Азербайджана, Хорасана, Кермана и Белуджистана и Фароа. Однако такое деление просуществовало лишь до 1937 г. В 1937—1938 гг. Южный Азербайджан как самостоятельная провинция был уничтожен разделом на два остана. Несмотря на то, что в 1960 г. в Иране было произведено новое административное деление, по которому территория подразделялась на 14 останов, Южный Азербайджан по-прежнему делился на два остана, о чем говорится в ряде энциклопедий [6]. По данным 1972 г., в настоящее время в Иране имеются 12 останов [51], куда входят Восточный и Западный Азербайджан.

Говоря о рельефе территории Южного Азербайджана, в «Энциклопедии Британика» подчеркивается, что он представляет собой высокое плато со всех сторон окруженное горными вершинами [6]. Здесь же отмечается, что самыми высокими из гор данной территории являются гора Сахенд (3722 м), Севелан (4821 м) и др.

Более 70% территории Южного Азербайджана горная. Равнины с высотами до 200 м абсолютной высоты расположены в северо-восточной части и сливаются с Муганской равниной. Абсолютная высота межгорных котловин и предгорных равнин колеблется от 200 до 1000—1500 м над ур. м.

На территории Южного Азербайджана возвышаются такие крупные горные хребты, как Карадагский (г. Камки, 3358 м), Агрыдаг (2200—2500 м), Севеландаг (4821 м), Бозкуш (г. Сехенд, 3722 м), Султан-Ахмед (2000—3000 м), Кюрдиستانский (2000—3000 м) и др. Плоскогорье, занимающее обширную территорию, находится на 1500—2000 м над ур. м. Соленое озеро Резайе (Урмия) расположено в межгорной депрессии на абсолютной высоте 1330 м.

По данным французского «Большого энциклопедического Ляруса» [1] Южный Азербайджан расположен «...на северо-западе иранского плоскогорья, прилегающего к Советскому Азербайджану, Турции и Ираку». Далее указывается, что «Иранский Азербайджан представляет собой высокое плато с резким климатом, пересеченное высокими хребтами (выше 4000 м) и вулканами». Здесь в одном случае рельеф Южного Азербайджана представлен «плоскогорьем», а во втором — «высоким плато».

В географическом положении Южного Азербайджана в «Большом Брокгаузе» [18], указывается: «эта провинция на севере граничит с русской Арменией, от которой она отделяется рекою Аракс; на западе — Турецкой Арменией и Курдистаном, на юге — Ираком, а на вос-

токе — провинциями Гилань, Талыш, а также русской территорией между Талышем и Каспийским морем».

В преобладающем большинстве энциклопедических изданий и словарей указывается, что Южный Азербайджан расположен в северо-западной части Ирана.

О географическом положении Южного Азербайджана в «Новой популярной энциклопедии» сказано, что он ограничен «...на севере Закавказской Россией, на востоке — Россией и Гиланом, на юге Ираком — Аджеми и на западе — Курдистаном протяженностью 25,285 кв. миль». Как известно, СССР граничит с северной частью Южного Азербайджана, а в «Энциклопедии для каждого» ошибочно указывается, что Южный Азербайджан на «...севере ограничен Араксом», «...на востоке территорией России...», с чем нельзя согласиться, так как по реке Аракс проходит лишь часть государственной границы СССР с Ираном и Южный Азербайджан граничит с СССР.

По данным «Новой международной энциклопедии» [27] Южный Азербайджан граничит «...на юге с Персидским морем, на севере с Российской Арменией, а на западе с Турецкой Арменией и Турецким Курдистаном». Как было сказано выше, Армения не является «русской», Южный Азербайджан на севере граничит с Азербайджанской ССР, кроме того он на севере, а не на северо-западе граничит с Армянской ССР.

По данным одной из энциклопедий, территориально (а не в административном отношении) Южный Азербайджан «присоединен к республике Азербайджан» [1]. Если говорить точнее, территория Азербайджана целостна, т. е. здесь нет территорий других народов или наций.

Южный Азербайджан территориально расположен в северо-западной части Ирана. На севере он граничит с Азербайджанской ССР; на северо-западе с Турцией. Судя по карте расселения народов Ирана, территория, где преобладающее большинство населения составляют азербайджанцы, выходит за пределы современной административной границы Южного Азербайджана, доходя до Хамадана на западе и Казвина на востоке. Следовательно восточная часть Керманшахского остана и западная половина первого остана (окрестности г. Зенджана) и северо-западная часть Центрального (Тегеранского) остана заселены азербайджанцами. Согласно географическому распространению азербайджанцев южная граница Южного Азербайджана проходила бы территориально значительно южнее современной административной границы.

О климате Южного Азербайджана в «Энциклопедии Американа» [6] говорится, что он «очень здоровый, не жаркий летом, и не холодный зимой». Но в «Общеамериканской энциклопедии» сказано, что климат умеренный, но имеет место резкая смена жары и холода» [28]. В «Энциклопедии Британика» правильно указывается, что в Южном Азербайджане «лето жаркое, а зима холодная и снежная» [16]. В «Энциклопедии Кролера» [12] высказывается аналогичное мнение — «климат с жарким и сухим летом и холодной зимой».

Климат Южного Азербайджана в целом сухой континентальный. Зима холодная, лето сухое и знойное. В межгорных котловинах и равнинах преобладает полупустынный ландшафт. В горах господствует сухостепной, горно-луговой, а на небольших территориях горно-лесной

ландшафты. Среднегодовое количество осадков в межгорных котловинах составляет 200—300 мм, а в горах 500—1000 мм.

По данным «Общеамериканской энциклопедии», опубликованной в Нью-Йорке в 1897 г. [28], численность населения Южного Азербайджана составляет 2 млн. человек. Эта же цифра повторяется и спустя 33 года [29] и даже 47 лет [24]. По данным одной из энциклопедий, население Южного Азербайджана с 1897 по 1954 гг. даже уменьшилось до 1,5 млн. человек [14]. В «Энциклопедии всемирной книги» [38] указывается, что население Южного Азербайджана составляет 3200 тысяч человек. Судя по этим источникам, рост численности населения Южного Азербайджана в течение 3 лет (с 1944 до 1947 гг.) составлял 3200 тысяч человек. Судя по этим источникам, рост численности населения Южного Азербайджана в течение 3 лет (с 1944 до 1947 гг.) составлял 1200 тыс. человек, что неправдоподобно. В «Однотомной международной энциклопедии Мак-Кея» [35] численность населения Южного Азербайджана, по данным 1967 г., составляет 4800 тыс. человек. В «Энциклопедии Британика» [16], ссылаясь на данные 1956 г., указывается, что численность населения Восточной и Западной провинций Южного Азербайджана соответственно равна 2 137 тыс. и 721 122 человек. Численность населения Южного Азербайджана во многих энциклопедиях указана неправильно.

По данным 1966 г. [27], в Восточном остане Южного Азербайджана общее количество населения составляет 2 596 439 человек, в Западном остане — 1 087 182 человек. Следовательно, общее количество населения Южного Азербайджана 3 683 621 человек. Они объединяются в 680 427 семьях. Из общего количества населения Южного Азербайджана 1 926 622 составляют мужчины, а 1 757 000 человек — женщины.

По данным 1970 г., население Южного Азербайджана составляет 4 257 500 человек. Из них 2 997 200 человек живет в Восточном остане, 1 260 300 — в Западном остане [19]. Необходимо отметить, что в общее количество населения Южного Азербайджана, помимо основного населения его — азербайджанцев, входит и численность курдов, персов, армян и национальностей, проживающих на его территории.

Как было указано, территория Ирана, густо населенная азербайджанцами, далеко выдается за пределы современной административной границы обоих останов Южного Азербайджана. По данным 1970 г., общая численность азербайджанцев в Иране составляет 5 млн. человек.

Анализ данных по зарубежным энциклопедиям говорит о том, что общая численность азербайджанцев, живущих в Иране, значительно занижена. Необходимо напомнить, что в Иране помимо азербайджанцев проживают отдельные тюркоязычные племена (не считая туркменов), которые по существу являются азербайджанцами. Общая численность по переписи населения 1956/57 г. составляет 1 700 тыс. Сюда входят кашкайцы, афшары, шахсеваны, караджедагцы, карапахи, каджары, каргезлу, муганлы, мукаддамы и бейбеты [52].

Но азербайджанцами густо заселена и территория юго-западной половины Ирана, т. е. территория Седьмого и Восьмого останов (каш-

¹ По данным А. Пашазаде, в Иране общая численность азербайджанцев составляет 13 млн. человек [53]. По последним данным в Иране проживают примерно до 18 млн. азербайджанцев (Сеидага Онуллахи. Сколько азербайджанцев в мире? Газ. «Одлар юрду», № 1, январь, 1989 г.).

кайцы, карапахи, афшары, каджары, кенгурду, эйнанлу, бахарлу, бычаги, карайи, байети, карачарлу и др.).

Необходимо подчеркнуть, что вдоль юго-западной части Южного Азербайджана расположена территория (Четвертый остан), где в основном проживают курды. Южная граница территории, заселенная в основном курдами, постепенно расширена за счет территории Пятого (Керманшахского) и Шестого (Фузистанского) останов. А на востоке вдоль Каспийского моря, в ограниченной полосе проживают гилянцы, фарсы и талыши, относящиеся к иранской языковой группе. В «Новой международной энциклопедии» [27] сообщается: «Большинство населения по своему физическому типу являются персами, проживающими в тегерано-исфаганской местности, но разговаривают на турецком диалекте». В «Исламской энциклопедии» более пространно говорится, что «изучая» диалекты азербайджанцев, живущих в северо-западном Иране, пришли к такому «важному» заключению, что тюркское население имеет «нетурецкое происхождение». Обратимся к тексту английской энциклопедии Ислама: «Местное население в основном говорит на местном азербайджано-турецком диалекте, характерными особенностями которого является персидская интонация и игнорирование созвучием гласных, что указывает на нетурецкое происхождение тюркского населения. Остатки древнеиранских (азери) диалектов обнаружены в небольших группах в Гараджа-даге, около Саханда, Джульфы и т. д. [15]. По этому поводу в «Колумбийской энциклопедии» говорится, что «...несмотря на то, что преобладающая масса людей (Южного Азербайджана — Б. Б.) тюркоязычные азери, или азербайджанцы, их культура является иранской» [26]. Относя азербайджанцев, проживающих в Южном Азербайджане, к персам как по происхождению, так и по культуре, им запрещают в школах изучать свой родной азербайджанский язык, поэтому «персидский язык является официальным языком изучаемым в школе» [15].

В некоторых энциклопедиях останавливаются и на топонимике географических названий. Особое место здесь уделяют слову «Азербайджан». В «Большом Энциклопедическом Лярусе» [1] указывается, что Азербайджан по-персидски называется Адхарбайджан. В американской «Всеобщей стандартной энциклопедии» [13] древним названием Азербайджана является «Антропатен» или «Мидия Антропатен». В «Новой популярной энциклопедии» [24] указывается, что Азербайджан — древняя Мидия Антропатена.

Азербайджан, «...согласно сэру Виллиаму Осели, происходит от слова «огненный храм», означающий азер — огонь, байджан — хранитель». Это название соответствует древней Антропатене [44]. «Азербайджан — измененно называется Азербайджан или Адербайзан; античное название — Антропатена», — говорится в «Энциклопедии для каждого» [14]. В «Энциклопедии Чембера» [19] говорится, что он являлся «... в древности Мидия Антропатен». В «Исламской энциклопедии» топонимия термина «Азербайджан» растолковывается как «Антропат». В ней говорится, что название Азербайджан берет свое начало от имени представителя Антропатов (что означает, огражденный огнем), который во время нашествия Александра, провозгласив свою независимость (328 г. до н. э.), таким образом сохранил свое царство в северо-западной части Персии» [15]. В этом же источнике указывается, что название Азербайджан звучало «... в различные периоды по-

разному (в древности, персами — Атурпатакан, Азербайджан, Азербайкан, Адербадакен, в настоящее время — Азербайджан, армянами Атропата и сирийцами — Азербайкан)» [15].

Судя по статье, опубликованной в «Общеамериканской энциклопедии» [28], древнее название Азербайджан было «Средний Атропата». В географическом словаре Вебстера [20] указывается, что древнее название Азербайджан было Атропата или Мидия Атропата. Это же самое толкование топонима Азербайджан повторяется и в «Энциклопедии наименований нового века» [29].

«Энциклопедия Британика» вслед за рядом исследователей утверждает, что «Азербайджан был завоеван Александром Великим и назван Атропата в честь Атропата, одного из своих генералов, который основал династию» [16].

Изучение топонима «Азербайджан» имеет научное значение, так как он является одним из основных, существенных источников, поясняющих историю возникновения и становления этого народа.

По данным словаря «Большой Брокгауз» [18] абсолютная высота горы Арарат указана неверно (5211 м), в действительности она составляет 5165 м. Река Аракс пишется как «Арракс», Кизил Узен, «Кизил Узайт», г. Салвай дагх — 1600 футов [14].

В некоторых энциклопедиях об азербайджанском народе отзываются благожелательно, его считают «трудолюбивым и воинственным» [18]. «Уроженцы Азербайджана становятся отличными солдатами; большая часть персидской армии составлена ими», — говорится в «Энциклопедии Британика» [30]. В Иране азербайджанцы «рекрутируют большую часть персидской жандармерии» [18].

В одной из французских энциклопедий [1] территория Азербайджанской ССР характеризуется как «...самая бесплодная часть Закавказья». Это необоснованное высказывание отрицается в другом источнике [19], где сказано, что она является «...чрезмерно плодородной после ирригации низменности на востоке». Во многих источниках говорится о плодородии почв Южного Азербайджана. Южный Азербайджан «...превосходит многие провинции Персии в отношении плодородия» [30].

В «Большом Брокгаузе» [18] указывается, что «В столице Баку проживают многие немцы из Германии, Австрии и Швейцарии». По данным переписи населения города Баку (1913 г.) в нем проживали 3274 немца, а в 1926 г. их численность увеличилась до 6357 человек.

В «Энциклопедии всемирной книги» сообщается, что нефть добывается на Бакинском полуострове, который следовало бы назвать Апшеронским.

Литература

1. Grand Larousse encyclopedique. — Paris, 1960—1968, vol. 1, p. 805.
2. Encyclopedie internationale «Focus», 4 vol. — Paris, 1962, vol. 1, p. 307.
3. Oxford Illustrated Dictionary. — Oxford, 1968, p. 49.
4. Webster's New World Dictionary. — USA, 1969, p. 104.
5. The American Educator Encyclopedia. — Chicago—New-York—Toronto, 1962, vol. 8, p. 3137A—3138A.
6. The Encyclopedia Americana. — N.-Y.—Chicago, 1949, p. 688.
7. Britanica Junior Encyclopedia. — Chicago, 1964, vol. 2, p. 506—507.
8. Nelson's Encyclopedia. Tokyo—London, vol. 2, p. 444.
9. Funk Wagnalls. New Standard Encyclopedia of Uni—Knowledge. New-York—London, vol. 2, p. 297.

10. American International Encyclopedia. New-York, 1954, vol. 2.
11. Chamber's Encyclopedia. — London, 1955, vol. 2, p. 15—16.
12. Collier's Encyclopedia. — New-York—Toronto, 1968, vol. 3, p. 407—409.
13. The Universal Standard Encyclopedia. — New-York, 1955, vol. 2, p. 574.
14. Everyman's Encyclopedia. — London, 1958, vol. 1, p. 617, 646.
15. The Encyclopedia of Islam. Leiden—London, 1960, vol. 1, p. 188.
16. Encyclopedia Britanica. — London, 1963, vol. 2, p. 931—933.
17. Columbia Viking Desk Encyclopedia. 1960, p. 72.
18. Der Grope Brockhaus. 1928, bd. 1, p. 735—736.
19. Chamber's Encyclopedia, 1930, vol. 1, p. 627.
20. Webster's Geographical Dictionary. — USA, 1966, p. 89.
21. The New Modern Encyclopedia. New-York, 1947, p. 108.
22. The Columbia Viking Desk Encyclopedia. New-York, 1953, vol. 1, p. 83, 88.
23. Funk Wagnalls. Standard College Dictionary. 1966, p. 102.
24. The New Popular Encyclopedia. — London, vol. 1, p. 429.
25. Encyclopedia Britanica. — London, vol. 1, p. 429.
26. The Columbia Encyclopedia. — New-York, 1956, p. 129—130.
27. The New International Encyclopedia. — New-York, 1930, vol. 2, p. 466.
28. The Standard American Encyclopedia. 1897, p. 241.
29. New-Century Encyclopedia of Names. — New-York, 1954, vol. 1, p. 286.
30. Encyclopedia Britanica. — London—New-York, 1929—1932, vol. 2, p. 287.
31. Encyclopedia Britanica. — Edingburgh, 1902, vol. 26, p. 37.
32. The Century Cyclopedia of Names. — London—New-York, 1903, p. 103.
33. Collier's Encycloepdia. — New-York—Toronto, 1957, vol. 1, 2, p. 532.
34. Collin's double book dictionary and Encyclopedia. — London, 1969, p. 33.
35. Mac. Kay's one-volume International Encyclopedia. — New-York, 1970, p. 89.
36. The Modern Encyclopedia. — London, 1962, p. 235.
37. Collin's New-Age Encyclopedia. — London, 1957, p. 85.
38. The World Book Encyclopedia. — Chicago, 1947, vol. 1, p. 580.
39. The Columbia Viking Desk Encyclopedia. — New-York, 1968, vol. 1, p. 76.
40. Encyclopedia Btitanica. — Edinburg, 1875, ed. 9, vol. 5, p. 176.
41. Wielka Encyclopediia Powszechna. — Warszawa, 1962, vol. 5, 453.
42. Webster's New World Dictionary. — USA, 1964, p. 127, 806.
43. Webster's Geographical Dictionary. — USA, 1966, p. 203—204.
44. Encyclopedia Britanica. — Edinburg, 1875, ed. 9, vol. 26, p. 610.
45. Encyclopedia Britanica. London, 1929—32, vol. 4, p. 968.
46. Pritucini Sbornik Naueny. Praha, 1963, vol. 2, 466.
47. Mac. Kay's one-volume International Encyclopedia. New-York, 1970, p. 624.
48. Nielka Encyclopedia Powszechna. vol. 17, 141.
49. Supplement to the Catalogue of the Persian Manuscripte on the British Museum. London, 1895, p. 99—102, 139—141.
50. Кабул, 1948—1950 гг., ч. 3, с. 551.
51. Большая Советская Энциклопедия, т. X, 1972.
52. Гореликов С. Г. Иран М.: Географгиз, 1961.
53. Паишаде А. — Литературная газета, 1 октября, 1986 г.

Б. Э. Будагов

АЗƏРБАЈЧАН ЧОГРАФИЈАСЫ ДУНЈА ЕНСИКЛОПЕДИЈАЛАРЫНДА

Мəгалəдə дунјанын бир нечə əлкəлариндə дəрч едилмиш енсиклопедијаларда Азəрбајчан хаггында верилən јазылы мəлуматларын мəғзиндə олан сəһвлəрдən вə гəјр-дəгг елми мəсəлəлəрдən данышылып, мўəллифин онлара олан мунасибəти бил-дирилir.

УДК 551.8

А. В. МАМЕДОВ, Н. Ш. ШИРИНОВ

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АКЧАГЫЛЬСКОГО ВЕКА
 АЗЕРБАЙДЖАНА И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ**

Акчагыльский век знаменуется началом существенной перестройки в палеогеографической обстановке территории Азербайджана и всего Кавказа. В связи с общим опусканием Кавказского перешейка океанические воды прорвались в интенсивно прогибающуюся впадину Каспийского моря, а в дальнейшем широкими заливами проникали в прилегающие депрессионные зоны суши (Али-заде, 1954).

По своим размерам акчагыльская трансгрессия является максимальной для неогена Азербайджана. Она заливала всю Самур-Дивичинскую низменность, Кусарскую наклонную равнину, Апшеронский полуостров, южную полосу Шемаха-Кобыстанской области и обширным заливом заходила в Куринскую депрессию, достигая на западе почти расположения Тбилиси.

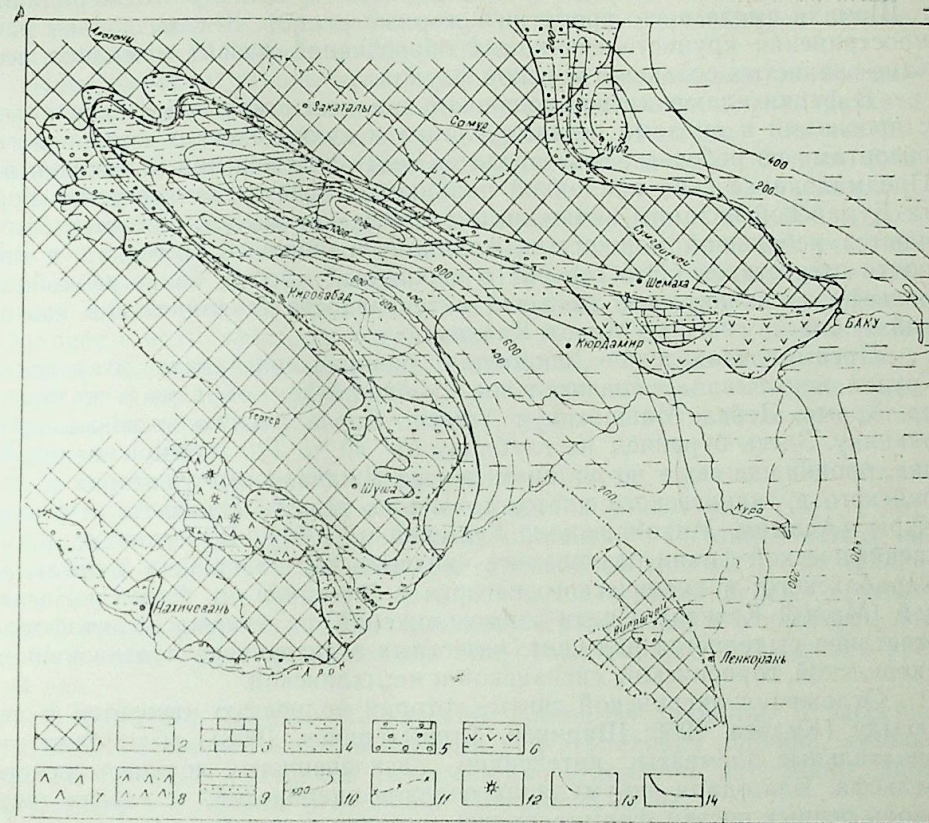
Западнее меридиана г. Мингечаура морской бассейн распался на два частных залива — Иорский и Джейранчельский, которые соответствовали одноименным синклинальным прогибам и разобщались посредством Чатминского поднятия.

Глубина акчагыльского бассейна в значительной части Куринской впадины носила мелководный характер и не превышала 200—300 м. В районе Бакинского архипелага и прилегающей части юго-восточной Ширвани шло некомпенсированное осадконакопление. Относительно выровненный равнинный рельеф дна бассейна на этом участке осложнялся подводными грядами, обусловленными антиклинальными поднятиями и грязевыми вулканами.

На палеогеографической карте-схеме (рис.) достаточно отчетливо видно, что значительная часть депрессионных зон территории Азербайджана в акчагыльском веке выступала в качестве области устойчивого, но неравномерного прогибания и осадконакопления. На фоне общего погружения этих областей прослеживались локальные участки, которые испытывали относительные поднятия, о чем свидетельствует уменьшение мощностей, а местами полное отсутствие осадков акчагыла. Все это объясняется дифференцированным характером движений и сложностью рельефа дна бассейна осадконакопления.

Анализ фаций акчагыльских отложений позволяет наметить определенную закономерность в изменении их по площади и выделить несколько комплексов, указывающих на определенные условия осадконакопления.

На крайнем северо-западе Куринской впадины, в Алазано-Агричайской депрессии, Кахетино-Дашюзской зоны и в полосе, лежащей между Кахетинским хребтом и Ламбало-Мирзаанской зоной поднятия, акчагыльские отложения представлены в континентальной фации. В



Карта схема палеогеографии акчагыльского века территории Азербайджанской ССР и смежных районов Грузии, Армении и Дагестана. Составили: А. В. Мамедов, Н. Ш. Ширинов.

1: I — области преобладающей денудации и сноса; II — области аккумуляции; 2 — преимущественно глины, 3 — известняки и мергели, 4 — тонкообломочные молассы (пески, песчаники, и глины), 5 — грубообломочные молассы (пески, песчаники, глины, галечники, конгломераты), 6 — пески и глины с прослоями грязевулканической брекчии, 7 — андезитовые, липаритовые лавы, их пирокласты, 8 — туфобрекчии, туфоконгломераты, туфы с прослоями лав и галечников, 9 — диатомовые глины, мергели, пески, песчаники, гравеллиты, пеплы; Прочие: 10 — изолинии равных мощностей; 11 — береговая линия максимальной трансгрессии акчагыльского бассейна, 12 — крупные центры вулканизма, 13 — современная береговая линия Каспия, 14 — границы ареалов распространения комплексов отложений.

общем это толща аллювиально-пролювиальных образований, которые состоят из крупногалечникового конгломерата и галечников с прослоями песков, песчаников, суглинков и вулканических пеплов. В разрезе часто встречаются горизонты погребенных почв. Эти отложения в акчагыле наращивали обширную аллювиально-пролювиальную равнину, простирающуюся от устья Палео-Куры вблизи местности Сартычала на западе до долины р. Ахсу на востоке. К востоку от долины р. Ахсу в Шемаха-Кобыстанской области акчагыл представлен в глинистой (нижняя часть) и известняково-ракушняковой (верхняя часть) фациях.

Это позволяет полагать, что область сноса к востоку от меридиана г. Шемахи имела в это время низкогорный рельеф. Южнее полосы распространения крупногалечниковых образований развит комплекс песчано-глинистых осадков с морской фауной.

В фации аллювиально-пролювиальных конгломератов и галечников с прослоями и линзами песка, суглинка и вулканических пеплов и горизонтами погребенных почв представлены акчагыльские отложения и в Предмалокавказской наклонной равнине. В отличие от северного борта Куринской впадины акчагыльские отложения на этом участке отличаются небольшой мощностью, крупногалечниковый материал в них почти отсутствует. Это говорит о небольшой высоте, более спокойном рельефе и сравнительно меньшей интенсивности тектонических поднятий в области сноса — Малом Кавказе.

Предмалокавказская наклонная равнина на западе в пределах Грузии испытывала значительное расширение, образуя в низовьях рр. Храми, Дебед, Машавера и Алгети Борчалинскую аллювиальную равнину. Здесь бурением на глубинах от 40 до 136 м вскрыты потоки лав, проникшие сюда по долинам рек из Джавахетского нагорья и Лорийского вулканического плато, доходя по долине Палео-Алгети до р. Куры (Адамия, Мцхонашвили, Хуцишвили, 1961). В несколько иной, специфической фации развивались акчагыльские отложения в пределах Карабахского вулканического нагорья и бассейнов рр. Акера и Базарчай (Малый Кавказ). Среди этих отложений по генезису и литофации отчетливо выделяется ряд свит, известных в литературе под названием акеринской, горисинской, сисианской и ишыхлинской.

Отложения акеринской свиты, которая полностью относится к акчагылу (Кулиев, 1966; Ширинов, Танрывердиев, 1968), выполняют отрицательные элементы интенсивно расчлененного доакчагыльского рельефа. Благодаря аккумуляции осадков акеринской и других свит вдоль речных систем формировались высокие денудационно-аккумулятивные равнины, фрагменты которых прослеживаются в современном рельефе до абс. высот 1400—1700 м. Акеринская свита представлена галечниками, конгломератами, гравелитами, песками, песчаниками, суглинками с горизонтами погребенных почв. Вся толща обогащена пепловым материалом и содержит прослойки туфов и вулканических пеплов. Мощность ее варьирует в зависимости от подстилающего рельефа от 20—25 до 200—250 м и больше.

Одной из примечательных особенностей отложений акеринской свиты является обилие в ней мелкообломочного материала, плохая их окатанность и сортировка, хорошая сцементированность, а местами гипсоносность. Местами в разрезе встречаются пачки древних селевых отложений. На северо-восточном склоне Малого Кавказа возрастные аналоги этих отложений, наоборот, отличаются хорошей окатанностью и сортировкой, наличием крупнообломочного материала. Указанные различия в литофации отложений акеринской свиты и ее возрастных аналогов объясняются тем, что на тех участках, где развита акеринская свита, климат в акчагыле был более засушливым, следовательно и сток был более скудным, чем в бассейнах рек северо-восточного склона Малого Кавказа.

Горисинская свита, широко развитая в бассейнах рр. Акера и Базарчай, как в пределах Азербайджана, так и в пределах смежных районов Армении, представлена грубо- и мелкообломочными туфобрекчи-

ями, туфопесчаниками, туфами, пеплами и редко песчано-гравелитовыми и галечниковыми образованиями. Местами в основании ее прослеживаются лавы. Мощность ее 250—300 м.

Ишыхлинская толща, которая состоит исключительно из андезитовых, дацитовых и липаритовых лав и их пирокластов, широко развита по периферии крупнейшего центра извержения Ишыхлы, слагает Ахмедлинское, Горисское и Учтепелярское лавовые плато. Общая мощность толщи достигает 500—600 м.

Сисианская диатомовая свита мощностью около 400—500 м развита в пределах смежных районов Армении, на расширенных участках долины Базарчая, на абс. высотах до 1200 м. Она образовалась в проточных озерах, возникших вследствие лавовых запруд и по времени совпадает с излиянием лав ишыхлинской толщи. Свита в целом имеет белую и беловато-серую окраску и представлена диатомовыми глинами, мергелями, песками, песчаниками и гравелитами, обогащенными пепловым материалом, с прослоями туфов и вулканического пепла (Габриелян, 1964).

К акчагылу относятся только нижние части горисинской, сисианской и ишыхлинской толщ, которые фациально переходят друг в друга и хорошо коррелируются с акеринской свитой*. Границей между акчагыльской и апшеронской частями горисинской свиты служат «галечники перерыва» (до 60 м). В сисианской свите этому рубежу соответствуют слои с наименьшим содержанием диатомитов, а в ишыхлинской толще — перерыв в излиянии лав или рубеж резкого сокращения ареала лав.

В пределах Предмалокавказской наклонной равнины и бассейна р. Акера континентальные, а местами (Нафталанская равнина, низовья долины Аракса) и морские акчагыльские отложения заполняют доакчагыльские эрозионные углубления (Ширинов, 1975).

Как видно из палеогеографической карты, на преобладающей части Куринской впадины акчагыльские отложения представлены в морской фации. Среди них выделяется комплекс конгломерато-песчано-глинистых осадков с прослоями обуглившихся растительных остатков, известняков-ракушняков, вулканических пеплов. Этот комплекс развит узкой полосой вдоль северо-восточных предгорий Малого Кавказа, в междуречье Куры и Иори, юго-восточной части Мирзаанской зоны и Аджиноурских предгорьях (Мамедов, 1977).

В Шемаха-Маразинской зоне распространен комплекс глинисто-гравелито-песчано-известняковых образований, на Апшеронском полуострове, юго-восточной части Кобыстана и юго-восточной Ширвани — комплекс глинистых отложений.

Обращает на себя внимание и общий характер смены осадков по вертикали (Мамедов, 1977). Почти повсюду в области распространения морской фации акчагыл по литологическим признакам обнаруживает довольно отчетливое трехчленное деление. В нижнем и верхнем горизонтах преобладают глинистые отложения с заметным количеством прослоев песка и песчаника.

Определенная закономерность наблюдается и в изменении состава фауны. В западной части и прибортовых зонах Куринской впадины,

* Д. П. Исаханиян (1955) и А. Т. Аслаяна (1958) горисинскую свиту полностью относят к акчагылу.

где развиты преимущественно грубые прибрежно-мелководные осадки, встречается достаточно обильная и разнообразная моллюсковая фауна, тогда как на Апшеронском полуострове и Юго-Восточном Ширвани, где преобладают глинистые образования, фауна моллюсков становится скудной и тонкостворчатой. Здесь встречаются главным образом остатки рыб и остракоды.

Смена фауны прослеживается и по вертикали. Нижний и верхний горизонты акчагыла, представленные преимущественно глинами, содержат небогатую в видовом составе и довольно скудную в количественном отношении, но в основном типичную для акчагыла фауну моллюсков. В них встречаются мелкие кардиумы, дрейсенсии, неритины, гидробий, крупные унию — в верхнем горизонте. Средний горизонт акчагыла содержит более богатую и разнообразную фауну — кардиум, мактра, потамидес и др.

Из растительных остатков для акчагыльских отложений характерно наличие представителей комплекса смешанных (ель, пихта, сосна, секвойя, бук, осина, липа и др.), широколиственных (дуб, граб, ильм, ива белая, клен бархатистый, железное дерево, дзельква, шелковица, каштан благородный, грецкий орех, алыча, терн, груша, кизил) с примесью вечнозеленых (магнолия, лавровишня, плющ) и аридных (можжевельник, кипарис, гранатник и др.) видов. Встречается и пыльца травянистой растительности степного облика.

В периферийной части Предмалокавказской равнины (долина р. Куры район Дуздаг), в междуречье Куры и Иори, Южной Кахетии и Аджинурских предгорьях из акчагыльских отложений найден комплекс млекопитающих, представленный остатками типичной лесной фауны (олень, слон, носорог, мастодонт), фауной саванн и открытых степных пространств (лошадь, верблюд, бизон, бык первобытный, антилопа, страус, черепаха и т. д.). Встречаются также остатки типичных представителей тугайных лесов (кабан, олень, медведь и др.).

Анализ литофации отложений и содержащихся в них органических остатков позволяет сделать ряд общих выводов о палеогеографических условиях акчагыльского века.

Наблюдается заметное увеличение в отложениях среднего акчагыла грубообломочных пород, что было связано с усилением тектонических поднятий в областях сноса. Преобладание глин и алевролитов в нижнем и верхнем акчагыле, наоборот, было обусловлено ослаблением и стабилизацией тектонических движений, что привело к планации рельефа.

Дифференцированные движения оказали действие и на положение подошвы акчагыльских отложений. В связи с этим, например, высота подошвы акчагыльских отложений в Куринской межгорной впадине и Кусарском передовом прогибе изменяется (по оси максимального прогибания в акчагыле) соответственно от минус 600 до минус 4000 м и от 1600 до минус 1000 м. Приведенные цифровые данные позволяют определить амплитуды послеакчагыльских движений в прогибах — 2600 м (Кусарский прогиб) и 3600 м (Куринская впадина), а с учетом максимальной отметки акчагыльской поверхности выравнивания (1600 м) и общий размах движений, изменяющийся в пределах от 2600 до 5600 м.

План распределения мощностей акчагыльских отложений во многом определяется характером строения доакчагыльского рельефа. Но

при этом нельзя не учитывать и дифференцированный характер тектонических движений, которые не всегда соответствовали морфоструктурным элементам доакчагыльского рельефа, так как в акчагыле происходила (в особенности в прогибах) значительная перестройка структурного плана, следовательно и рельефа.

Увеличение числа прослоев и мощностей вулканического пепла (соответственно до —4 и 10—12 м) в акчагыльских отложениях Куринской впадины в направлении с востока на запад и с севера на юг говорит о том, что основными источниками сноса пирокластического материала были Армянское, Южно-Грузинское, Карабахское вулканические нагорья и об интенсивном проявлении вулканизма в указанных областях в акчагыле.

Состав морской фауны и ее распределение по разрезу свидетельствуют о том, что воды акчагыльского бассейна характеризовались пониженной соленостью, море изобиловало фауной, достигшей своего расцвета в среднеакчагыльское время. В позднеакчагыльское время началась регрессия, вызванная разобщением бассейна от Океана, появились признаки его опреснения и в результате всего этого происходило обеднение видового состава фауны.

И. В. Палибин (1936) на основании изучения растительных остатков из акчагыльских отложений Эльдарской и Ширакской степей утверждает, что растительность в акчагыле была близкой к современной, но имела примеси более влаго- и теплолюбивых форм, характерных для современного ландшафта Колхиды и Талыша. Наряду со сравнительно влаголюбивыми и теплолюбивыми видами (бук, липа, каштан, дзельква, секвойя, плющ, лавровишня) отмечается наличие сухолюбивых видов (гранатник, кизил, терн и др.), характерных для открытых пространств с более сухим климатом. Это позволяет заключить, что в эпоху максимальной акчагыльской трансгрессии ландшафт окружающей суши представлял собой субтропические саванны с теплым климатом, жарким и довольно сухим летом, мягкой зимой, которые хорошо перенесли такие растения, как лавровишня, рододендрон, вечнозеленый плющ. По-видимому участки субтропических лесов придолинных пространств и низменных прибрежных равнин соседствовали с саваннами или степными пространствами водоразделов и внутригорных котловин, с соответствующей наземной фауной.

Как утверждает Н. А. Лебедева (1978), растительность акчагыльского века Закавказья приобрела уже характер близкий современному, в то время как позвоночная фауна сохраняла еще в значительной степени экзотический облик, характерный для более южных широт.

Литература

1. Адамия Ш. А., Мцхонашвили К. Т., Хуцишвили О. Д. Геология постпалеогеновых континентально-вулканических образований. Тр. геол. Ин-та, серия минерал.-петр., т. VI, 1961.
2. Али-заде К. А. Акчагыльский ярус Азербайджана. — Баку: Изд. АН АзССР, 1954.
3. Асланян А. А. Региональная геология Армении. — Ереван, 1958.
4. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армении. — Изд. Арм. ССР, 1964.
5. Исаханян Д. Л. О возрасте Горисинской толщи Западно-Карабахского вулканического нагорья. Научн. тр. Ер. Гос. ун-та, т. 52, серия геол., вып. 2, 1955.
6. Кулиев Р. Я. Геоморфология Карабахского вулканического нагорья. Автореф. канд. дисс. — Баку, 1966.

7. Лебедева Н. А. Корреляция антропогенных толщ Понто-Каспия. — М.: Наука, 1978.

8. Мамедов А. В. История геологического развития и палеогеография Среднекурической впадины в связи с нефтегазоносностью. — Баку: Элм, 1977.

9. Палибин Н. В. Этапы развития флоры Прикаспийских стран со времени мелового периода. — М.: Изд. АН СССР, 1936.

10. Ширинов Н. Ш. Новейшая тектоника и развитие Кура-Араксинской депрессии. — Баку: Элм, 1975.

11. Ширинов Н. Ш., Танрывердиев Х. К. Стратиграфическое и возрастное расчленение континентальных образований бассейнов рек Акера и Базарчай (Малый Кавказ). — Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1968, № 1.

Э. В. Мамедов, Н. Ш. Ширинов

АЗЕРБАЙДЖАНЫН ВӘ ГОНШУ ВИЛАЈӘТЛӘРИН АҒЧАКИЛ ӘСРИНИН ПАЛЕОГЕОГРАФИЈАСЫ

Азербайджанын еләчә дә Гафгазын палеогеографи шәраитинин әсаслы дәјишмәсиндә Ағчакил әсри дәвиш мәрһәләси олмушдур. Дүзәнлик әрази әсасән диби дәјишкән һәрәкәтләрә вә чөкүнтү йығылма проселәринә мәрүз галан вә сују аз дузлу олан дәннзлә өртүлмүшдур. Чөкүнтүләр мүхтәлиф фасијалы олуб, 200—500 (гуруда) вә 800—1200 (дәннздә) м-ә гәдәр галынлыға малик олмуш вә гуруда Балахана әсриндә формалашмыш ерозион формалары долдурмушдур.

Дағлар јуксәкдағлыг сәвијјәсинә чатмыш вә шагули зоналарла мүрәккәбләшмишдир. Тәбин ландшафтда гарышыг вә енлијарнағлы мешәләр, чөлләр үстүнлүк тәшкил етмиш, мешә, саванна, ачыг чөлләр вә туғаж мешәләринин һејванат әләми инкишаф етмишдир. Башлыча олараг јайы исти вә гуру, ғышы исә јумшаг кечән субтропик саванналарын иглими һаким олмушдур.

АЗЕРБАЙДЖАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри сәријасы, 1988, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1988, № 6

УДК 551.89

А. В. МАМЕДОВ, Б. Д. АЛЕСКЕРОВ, М. Б. СУЛЕИМАНОВ,
Р. М. АТАКИШИЕВ, А. И. АЛИЕВ

ПОГРЕБЕННЫЕ ПОЧВЫ ГОЛОЦЕНА КАЙНОЗОЙСКИХ ПРЕДГОРИЙ БОЛЬШОГО КАВКАЗА И ИХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Одна из основных проблем изучения голоцена связана с установлением стратиграфического положения погребенных почв, сформировавшихся в разные этапы голоцена, и изучением вещественного состава их. Изучение погребенных почв позволяет исследовать конкретные условия ландшафта прошлого. Но до настоящего времени в Азербайджане в палеогеографических целях голоценовые погребенные почвы практически почти не изучались. Поэтому приводим первые сведения о распространении, стратиграфическом положении, вещественном составе, ископаемой флоре и условиях формирования голоценовых погребенных почв кайнозойских предгорий азербайджанской части Большого Кавказа.

Голоценовые погребенные почвы исследованного района сравнительно молодые (от 10 000 лет до 2000 лет) и поэтому хорошо сохранили свои морфологические и химические свойства и практически мало отличаются от современных почв. Поэтому для их исследования применимы практически все методы, имеющиеся на вооружении современного почвоведения. Особо следует выделить анализ фракционного состава гумуса. Соотношение между отдельными фракциями гумусовых веществ хорошо сохраняется даже в более древних — плейстоценовых почвах и является одним из лучших диагностических признаков погребенных почв. Точность этого метода для голоценовых почв еще выше, так как содержание гумуса в них велико — 1,76—5,40%.

Исследования многочисленных разрезов в течение 1970—1984 гг. показали (см. рис.), что погребенные почвы в голоценовых отложениях кайнозойских предгорий имеют довольно широкое распространение. Их мощность и количество меняются от места к месту в зависимости от рельефа и условий формирования.

В центральной, равнинной части Алазано-Агричайской долины, особенно там, где сливаются рр. Алазань и Агричай, в Чухур-Кебеле и с. Араб-Басрия на протяжении голоцена сформировалось не менее трех разновозрастных слоев погребенных почв (см. рис.).

Для более подробной характеристики погребенных почв голоцена нами выбраны семь типичных разрезов, расположенных в разных частях долины (сс. Сумагаллы, Мюджикафтаран, Байдарлы, Мосул, Мазымкарышан, Араб-Басрия и Чухур-Кебеле). Результаты почвенных и палинологических исследований показали, что во всех отмеченных разрезах соответствующие горизонты почти не различаются и поэтому считает целесообразным проанализировать их вместе.

Первый (снизу вверх) серый погребенный почвенный слой залегает на глубине 8—9 м от поверхности и прослеживается во всех отме-

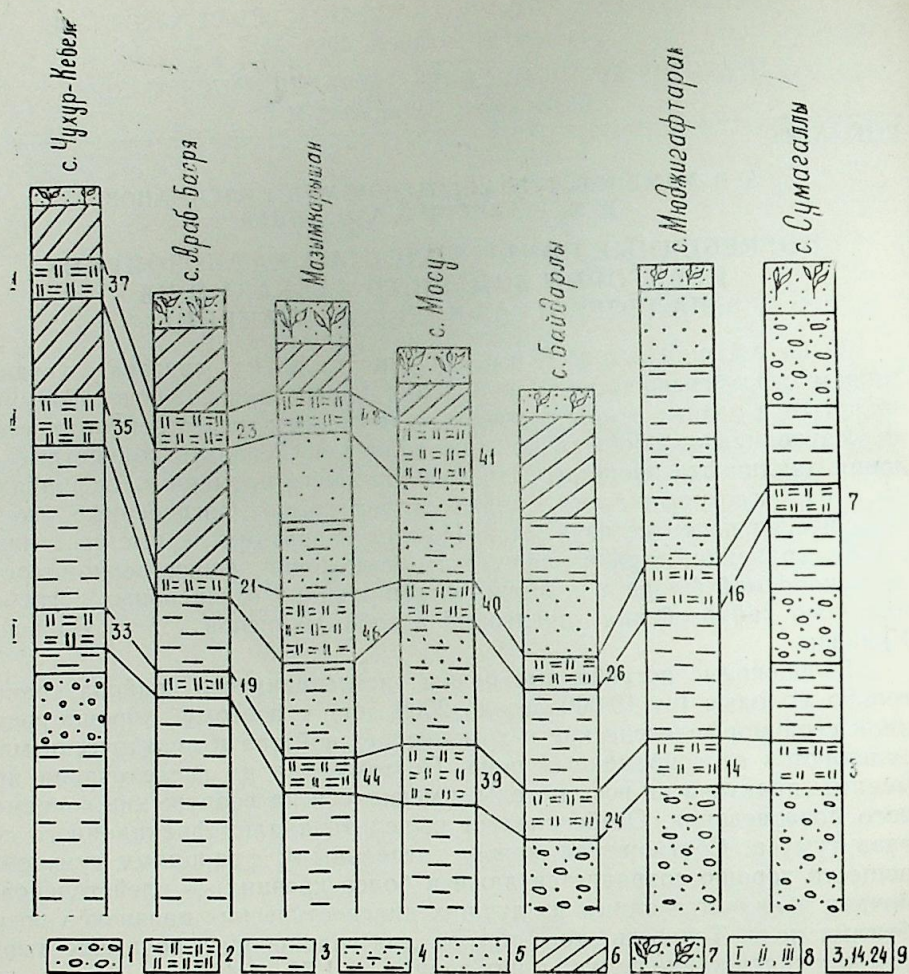


Схема залегания голоценовых погребенных почв кайнозойских предгорий Большого Кавказа: 1 — галечники с песчаным заполнителем; 2 — погребенные почвы; 3 — глина; 4 — глина с прослойками песков; 5 — пески; 6 — суглинки; 7 — современный почвенный покров; 8 — номера слоев; 9 — номера образцов.

ченных разрезах. В этом слое морфологически хорошо выделяются горизонты A_2 и B_1 , а горизонт A_1 выражен более слабо. Содержание гумуса в нем составляет 1,86%, карбонатность — 0,92 (табл.). Результаты палинологических исследований этого погребенного почвенного слоя показали присутствие современных видов растительности. Среди древесных пород (46%) господствуют пыльца *Quercus* (16,4%), *Carpinus* (13,0%), *Fagus* (12,2%), *Acer* (11,1%), *Salix* (10%), *Tilia* (10%), *Elacagnus* (6,5%), *Crataegus* (3,3%), *Pyrus* (3,2%), *Cupressus* (3,4%), *Malus Mill* (2,8%), *Mespilus* (2,4%), *Populus* (1,6%), *Cornus* (1,3%), *Amygdalus* (1,2%), *Juniperus* (1,6%) и единичные зерна *Juglans*, *Alnus gaertn*, *Betula*, *Cerasus Juss*, *Sorbus*.

В группе травянистых и кустарниковых растений преобладает пыльца *Chenopodiaceae* (18,5%), *Cyperaceae* (17,2%), *Compositae* (15,4%),

Berberidaceae (5,5%), *Urtaceae* (6,1%), *Vialaceae* (5,0%), *Saxifragaceae* (5,5%), *Rubiaceae* и пыльца *Plantaginaceae* (2,2%), *Umbelliferae* (2,5%), *Gramineae* (2,4%). В двух разрезах (сс. Байдарлы и Мюджикафтаран) определена пыльца *Punicaceae* (3,3%). В небольших количествах встречена пыльца *Convolvullaceae*, *Rhamnaceae*, *Boraginaceae*, *Caryophyllaceae*, *Lycopodiaceae*, *Ephedra*, *Leguminosae*, *Artemisia*. Из спор преобладающую роль играют *Bryales*, *Lycopodium* и единичные зерна *Sphagnales*, *Polypodiaceae*.

Содержание гумуса (по методу Тюрина)

№№ п/п	Номера образцов,	Глубина взятия образцов, м	Гумус. %,	$C_{орг.}$ %
1	3	10,0	1,85	0,93
2	7	5,0	4,30	2,66
3	14	10,0	1,89	0,96
4	16	6,5	4,65	2,70
5	24	9,0	1,78	0,92
6	26	6,0	4,15	2,59
7	39	9,0	1,86	0,90
8	40	5,0	4,15	2,66
9	41	2,0	5,38	3,85
10	44	10,0	1,92	0,89
11	46	7,0	4,25	2,69
12	48	2,5	5,40	3,88

Таким образом, анализируя спорово-пыльцевой спектр первого погребенного почвенного слоя, можно отметить большое количество пыльцы древесных, в том числе бука, дуба, клена, граба, вяза и ивы, а из травянистых — маревых, осоковых, сложноцветных, барбарисовых, крапивных и др., что свидетельствует о том, что во время формирования (в интервале 9000—10 000 лет) этого погребенного почвенного слоя господствовал широколиственный лесостепной ландшафт с участием в большом количестве пыльцы *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae*, *Compositae* и др. Это свидетельствует о значительном преобладании в исследованном районе остепненных территорий с хорошо развитым травянистым покровом. Общий характер спорово-пыльцевых спектров позволяет предположить существование теплого и влажного климата. Об увлажнении климата в это время свидетельствует довольно широкое развитие среди травянистых растений осоки. Как известно, осока произрастает во влажных или даже на заболоченных участках. А в пределах Алазано-Агричайской долины, где широко развиты погребенные почвы, во всех разрезах (сс. Мосул, Байдарлы, Мюджигфатаран, Сумагаллы, Мазымкарышан и Араб-Басрия) в нижнеголоценовых погребенных почвах определена в большом количестве (до 41%) пыльца осоки. Морфология и литологический состав погребенных почв, в частности иловато-болотный характер их, свидетельствуют об увлажненности климата в раннеголоценовое время.

Второй погребенный почвенный слой относится к среднеголоценовому времени (5000—6000 лет). Он прослежен нами в разрезах с. Мосул, Байдарлы, Мюджигфатаран, Сумагаллы, Араб-Басрия и Чухур-Кебеле на глубине 5—6 м от поверхности. Формирование погребенных почв в этих разрезах генетически связано с аллювиальными отложениями

ями и по сравнению с первым (нижним) этот погребенный почвенный слой более выразителен. Хорошо выражены морфология и текстура почвы, они практически мало отличаются от современных почв. Местами прослеживается гумусовый горизонт (A₁), а подзолистый горизонт (A₂) сохранился более четко. Местами по неровной нижней границе горизонт A₂ переходит в пятнисто окрашенную породу (в результате вымывания железистых соединений), в которой содержатся прослойки (1—2 см) угля и обуглившиеся растительные остатки. Содержание гумуса в этом слое составляет 4,30%, карбонатность 2,66%.

В спорово-пыльцевых спектрах второго погребенного почвенного слоя доминирует пыльца травянистых и кустарниковых растений (48,5%), среди которых преобладает пыльца *Cyperaceae* (21,6%), *Chenopodiaceae* (15,3%), *Urticaceae* (11,4%), *Berberidaceae* (9,2%), *Saxifragaceae* (9,0%), *Compositae* (6,6%), *Gramineae* (5,0%), *Violaceae* (3,6%), *Cruciferae* (2,3%), *Ranunculaceae* (2,0%), *Leguminosae* (4,6%), *Rubiaceae* (1,8%), *Artemisa* (1,5%), *Rhamnaceae* (1,2%). Лишь в одном разрезе (с. Байдарлы) определена пыльца *Umbelliferae* (6,1%), *Punicaceae* (5,9%), *Caryophyllaceae* (2,9%) и в некоторых образцах встречены единичные зерна пыльцы *Convolvullaceae*, *Labiatae*, *Sparganaceae*, *Liliaceae*, *Polygonaceae*.

Пыльца древесных растений составляет 41,5%. Среди них преобладает пыльца *Acer* (20%), *Quercus* (14,1%), *Carpinus* (13,8%), *Fagus* (10%), *Salix* (8,4%), *Tilia* (6,6%), *Elacagnus* (5,3%), *Mespilus* (3,8%), *Crataegus* (3,6%), *Morusmill* (2,3%), *Populus* (2,0%), *Pyrus* (1,9%), *Cornus* (1,2%), *Ponlustrumula* (1,0%). В разрезе с. Мюджигафтаран содержание пыльцы *Betula* (20%), *Juniperus* (19%) и *Alnus gaertn* (10%) увеличивается. В остальных разрезах отмечены единичные зерна. Кроме указанных в некоторых разрезах отмечены единичная пыльца *Juglans*, *Amugdulus*, *Cerasus*, *Cudamia Mill*. Общее содержание спор составляет 10%, среди которых доминируют *Bryales*, *Lycopodium*, *Polypodiaceae*, *Osmunda*, *Sphagnales*.

Таким образом, приведенные спорово-пыльцевые спектры второго погребенного почвенного слоя несколько отличаются от таковых первого слоя. Здесь сокращается общее содержание пыльцы древесных растений, в частности дуба, бука, вяза, ивы, груши и др. Содержание граба и клена не изменяется. Но несколько увеличивается содержание пыльцы березы и ольхи (в разрезе с. Мюджигафтаран), которые имеют локальный характер. В других шести разрезах отмечаются единичные зерна. Содержание пыльцы травянистых и кустарниковых растений по-прежнему преобладает.

Исходя из вышеизложенного спорово-пыльцевого состава во время формирования (в интервале 5000—6000 лет) второго погребенного почвенного слоя существовал лесостепной ландшафт с преобладанием степей. Климат в это время был теплее и влажнее. Сокращение леса в среднеголоценовое время, видимо, связано частично с изменением климата и хозяйственной деятельности человека. Об этом свидетельствуют следы многочисленных очажных горизонтов во втором погребенном почвенном слое в террасах Алазано-Агричайской долины (сс. Чухур-Кебеле, Араб-Басрия), участие в некоторых разрезах вырубленных древесных стеблей и др.

Третий погребенный почвенный слой, датируемый верхним голоценом (2500—3000 лет), прослеживается лишь только в разрезах сс. Мо-

сул, Мазымкарышан, Чухур-Кебеле и Араб-Басрия, на глубине 2,0—2,5 м от поверхности. В остальных трех разрезах этот слой размыт.

Третья погребенная почва темно-серая, иногда черная, развивалась на аллювиальных осадках, по всей вероятности, в условиях пойменной террасы. Параллельно с развитием почвенного покрова на поверхности пойменной террасы продолжали накапливаться отложения аллювиальной фации. Однако процесс почвообразования преобладал над накоплением аллювиальных осадков, охватывая при этом довольно большой отрезок времени, доказательством чего является мощность (0,6—1,0 м) погребенных почв. Верхнеголоценовые почвы молоды и поэтому хорошо сохранили свои морфологические свойства и практически мало отличаются от современных почв. Особенно хорошо сохранились гумусовый горизонт A₁ и горизонт A₂ (вымывание), из которых произошли вынос водно-растворимых соединений и аккумуляция их в нижележащем горизонте B. В гумусовом горизонте A₁ часто отмечаются растительные остатки (обуглившиеся стебли и уголь). Горизонт A₂ отличается от горизонта A₁ наличием пятен белесоватого или светлосерого, иногда черного цвета. Содержание гумуса в третьем погребенном слое составляет 5,38%, а карбонатность — 3,85%.

По сравнению с описанными палинологическими комплексами в третьем погребенном слое наблюдается совершенно иная пыльцевая характеристика. Среди травянистой растительности (56,5%) сильно возрастает значение пыльцы *Cyperaceae* (49,5%), *Chenopodiaceae* (19,2%), *Berberidaceae* (17,9%), *Urticaceae* (13,3%). Среди пыльцы древесных пород (37,5%) по-прежнему доминирует пыльца *Quercus* (26,3%), *Carpinus* (22%), *Salix* (20,8%), *Acer* (17,6%), *Crataegus* (8,2%), *Juniperus* (3,8%), *Tilia* (1,3%). Пыльца бука, березы, груши, яблони, кипариса, кизила, осины, встречается в виде единичных зерен. Споры папоротника и плаунов являются господствующими. Единично встречены споры зеленых мхов.

Как видно из спорово-пыльцевого состава позднеголоценового (в интервале 2500—3000 лет) погребенного почвенного слоя, в это время в Алазано-Агричайской долине, как в раннем и среднем голоцено, господствовал лесостепной ландшафт, в котором леса были представлены широколиственными породами. В это время климат был теплый, влажный, близкий к современному. Уменьшение некоторых видов древесной растительности (бука, кизила, груши, яблони, кипариса, осины и др.), вероятно, связано с расширением хозяйственной деятельности человека (вырубка леса, увеличение пахотных участков и т. п.). В целом характер спорово-пыльцевых спектров мало изменился по сравнению с предыдущими слоями.

Таким образом, в результате исследования и анализа спорово-пыльцевых комплексов голоценовых (нижний, средний и верхний) погребенных почв можно сделать выводы: природа Алазано-Агричайской долины развивалась в голоцено ритмично, теплые фазы чередовались с умеренно-холодными. В течение этого периода трижды происходили потепления (развивались погребенные почвы) и трижды похолодания (накапливались суглинисто-глинистый, местами галечниковые отложения) климата в области. В теплые периоды широкое развитие получали широколиственные древесные породы, такие как бук, дуб, граб, клен, и др., под которыми формировались почвы, а в холодные периоды осадконакопление преобладало над почвообразованием и накопи-

вались глинистые, суглинистые и песчаные материалы. В растительном покрове преобладали береза и ольха.

Начиная с раннего голоцена по настоящее время общий ход изменения климата постепенно изменялся в сторону потепления. Уменьшение древесной растительности от раннего голоцена к позднему не могло произойти только благодаря постепенному потеплению климата и смены местных экологических условий, а зависело, главным образом, от хозяйственной деятельности человека.

Литература

1. Алескеров Б. Д. О погребенных почвах антропогена в бассейнах рек Шамхорчай и Дзегамчай. — Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1974, № 3.
2. Величко А. А., Морозова Т. Д. Миктулинская ископаемая почва, ее стратиграфическое значение. В сб. Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. — М.: Изд. АН СССР, 1963.
3. Герасимов И. П. Древние почвенные и элювиальные образования и их значение для палеогеографии четвертичного периода. Тр. ИГ АН СССР, вып. 37. — М.: Изд. АН СССР, 1946.
4. Герасимов И. П. Погребенные почвы и их палеогеографическое значение. Матлы Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода. Т. I. — М.: Изд. АН СССР, 1961.
5. Герасимов И. П. Лессообразование и почвообразование. — Изв. АН СССР, серия географическая, 1982, № 2.
6. Герасимов И. П. Новые подходы в методах определения абсолютного возраста почв. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 1.
7. Горецкий Г. И. Погребенные почвы, погребенный почвенный делювий и трещины усыхания как стратиграфические документы при инженерно-геологических изысканиях. — Тр. Гидропроекта. Сб. 9, 1963.
8. Мамедов А. В., Алескеров Б. Д. Четвертичные погребенные почвы Алазано-Агричайской долины. — Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1978, № 6.
9. Морозов Т. Д. Нижнечетвертичные ископаемые почвы в лесах Среднего Приднестрвья. — Почвоведение, 1971, № 4.

Ə. В. Мәммәдов, Б. Ч. Əлскәрөв, М. Б. Сүлейманов,
Р. М. Атакишиев, Ə. И. Əлиев

БӨЛҮК ГАФГАЗЫН ҚАЗНАЗОЈ ӨН ДАҒЛЫҒЫНЫН ҺОЛОСЕН ЈАШЛЫ БАСДЫРЫЛМЫШ ТОРПАҒЛАРЫ ВӘ ОНЛАРЫН ПАЛЕОГЕОГРАФИ ӨҒӘМИЈЈӘТИ

Мәгаләдә тәдғигат апарылан районун Һразисинин мүхтәлиф һиссаләриндә јерләшмиш 7 сәчијјәви һолосен чөкүнтүләрн кәсилшиндә үч мүхтәлиф јашлы басдырылмыш торпағ лајлары ашкар едилмиш вә бу лајларын тәркибиндә карбонатлылығын, һумусун вә битки тозчугларынын нечә дәјишмәси тәһлил едилер.

Басдырылмыш торпағларын тәркибиндә ағач биткиләри тозчугларынын тәдричән азалмасы вә кәсилмиш ағач көвдәләринин мүшәһидә едилмәси кәстәрир ки, һолосенин әввәлиндән соңуна доғру иглимин дәјишмәси илә јанашы, һисанын тәбиғәтә кортәбии тәсири нәтичәсиндә мәнә өртүјү азалмышдыр.

A. V. Mamedov, B. D. Alaskarov, Sh. B. Suleimanov,
R. M. Atakishiev, A. I. Aliev

BURIED SOILS OF HOLOCENE CAINOZOIC-PIEDMONT OF THE MAJOR CAUCASUS AND THEIR PALEOGEOGRAPHIC SIGNIFICANCE

The article deals with the first results of investigations of buried soils of Holocene and with their age and condition of forming.

УДК 551.4.07.(479.24)

Х. К. ТАНЫВЕРДИЕВ

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЯ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ В РАННЕМ ПЛИОЦЕНЕ (ВЕК ПРОДУКТИВНОЙ ТОЛЩИ)

В истории развития рельефа Куринской впадины век продуктивной толщи (балаханский век) занимает особое место. Характерными особенностями его являются оживление тектонических поднятий в горных обрамлениях Куринской впадины, накопление в пределах последних мощной толщи [1—6].

Некоторые вопросы, связанные с ареалом распространения отложений балаханского яруса, источниками питания терригенных отложений, границами морского бассейна и др., остаются дискуссионными. Тем не менее результаты этих исследований с использованием новых геолого-геоморфологических материалов позволяют охарактеризовать палеогеоморфологическую обстановку Куринской впадины в балаханском веке.

Поднятия в балаханском веке при усилении их интенсивности охватили не только горные области Большого и Малого Кавказа, но и прибортовые зоны Куринской впадины, о чем свидетельствуют широкое распространение мощных грубообломочных моласс и наличие глубоко врезанных речных долин, наибольшее развитие получившие в самом начале века, когда уровень балаханского бассейна опустился на 500 м и более ниже современного [2,8], что привело к интенсивному развитию денудационных процессов и размыву палеогеновых, мезотических и понтических отложений.

В начале балаханского века большая часть Куринской впадины вовлекается в общее поднятие, что явилось одной из причин отступления моря на восток. По Д. В. Квасову [10], раннебалаханской регрессии Каспия наряду с тектоническими движениями способствовало также сильное уменьшение притока речных вод в морской бассейн. Так, согласно его данным, в начале века в Каспийский бассейн поступало около 175 км³ воды в год, что почти в два раза меньше, чем в современное время. В это время значительно расширяли свои контуры денудационные и аккумулятивные равнины. Первые занимали обширные территории предгорной полосы Куринской впадины и Чатминскую зону междуречья Куры и Иори, подвергаясь интенсивному расчленению. Аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины широко развивались в центральной части впадины. В прибрежной части морского бассейна в узкой полосе формировались аллювиально-морские — дельтовые равнины, сложенные в основном галечниками, разнозернистыми песками, песчаниками, суглинками и местами сильно загипсованными глинами. Реки при выходе из денудационных равнин образовывали свои конусы выноса, а в прибрежной полосе — дельты.

В начале балаханского века между предмалокавказской денудационной наклонной равниной и структурно-денудационными равнинами, сформировавшимися на месте Саатлы-Кюрдамирского выступа, существовала неглубокая контактная депрессия, образовавшаяся еще в мзотисе. В структурном отношении она соответствовала наиболее прогнутой части агджабединского прогиба и заполнялась аллювиально-пролювиальными отложениями. Реки северо-восточного склона Малого Кавказа объединяясь в одно русло, протекали по этой депрессии на юг-восток и, сливаясь с руслом палео-Аракса, впадали в Нижнекуринский залив где-то к юго-востоку от грязевого вулкана Кюрсанга (рис. 1).

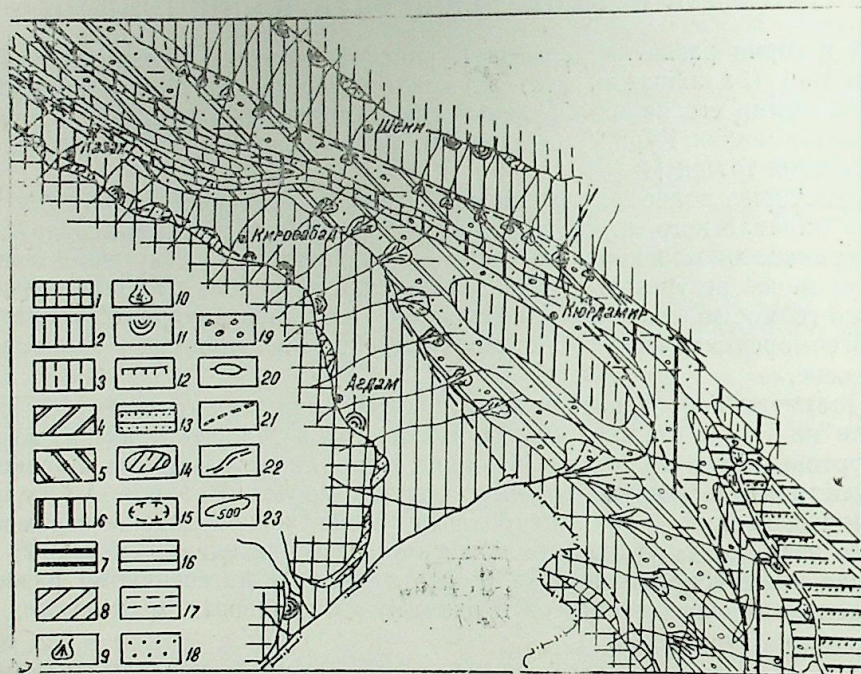


Рис. 1. Палеогеоморфологическая карта-схема Куринской впадины в начале балаханского века. Условные обозначения для рис. 1 и 2:

Суша. А. Типы рельефа: 1. Горы: 1 — низковысотные. II Равнины: денудационные: 2 — наклонные, расчлененные. Структурно-денудационные: 3 — наклонные местами увалисто-холмистые, расчлененные. Денудационно-аккумулятивные: 4 — аллювиально-пролювиальные слабо наклонные, слабо расчлененные; 5 — аллювиально-пролювиальные слабо наклонные, слабо расчлененные; 6 — аллювиальные плоские, слабо расчлененные; 7 — аллювиально-морские дельтовые плоские, нерасчлененные; 8 — пролювиально-делювиальные слабо наклонные, слабо расчлененные. Б. Формы рельефа: 9 — конусы выноса; 10 — субаэральные дельты; 11 — пролювиально-делювиальные шлейфы; 12 — эрозионные уступы. III Литология: 13 — аккумулятивные шельфовые. Б. Формы рельефа: Структурные: 14 — увалы; 15 — котловины. Литология слагающих пород: 16 — глины; 17 — суглинки; 18 — пески; 19 — галечники. Прочие: 20 — погребенные поднятия; 21 — глубинные разломы; 22 — береговые линии морских бассейнов; 23 — изопакиты.

В это время река палео-Кура протекала через Южно-Кахетинский прогиб и Аджинаурскую котловину, в пределах которой она, принимая реку палео-Храми, объединившую в себе почти всю речную сеть северного склона Малого Кавказа, впадала в Нижнекуринский залив нес-

колько к северу от устья палео-Аракса. Реки северо-восточного склона Талышских гор самостоятельно впадали в Нижнекуринский залив.

Непродолжительная раннебалаханская регрессия сменяется очередной трансгрессией. Как отмечают В. Е. Ханн, А. Н. Шарданов [2], А. А. Ализаде [3], А. В. Мамедов [6], расширение балаханского морского бассейна с течением времени было вызвано не опусканием суши, а повышением уровня моря в бассейне за счет усиливающегося притока речных вод и перекомпенсированного осадконакопления. Учитывая литофациальный состав отложений продуктивной толщи, юго-западная граница бассейна проводится согласно ареалу распространения песчано-глинистых отложений, проходящему примерно по линии, соединяющей южный край Кызылагачского залива — г. Сабирабада — г. Кюрдамир — г. Уджары. На западе море проникает в восточную Грузию, замыкаясь в районе низовий р. Иори (рис. 2). Северная граница бассейна, по мнению почти всех исследователей проходит вдоль Аджичайского разлома и северного борта Шемаха-Кобыстанского прогиба. В пределах этой границы балаханские отложения хорошо отсортированы, слоисты и имеют огромную мощность (3500—4000 м) [4, 6].

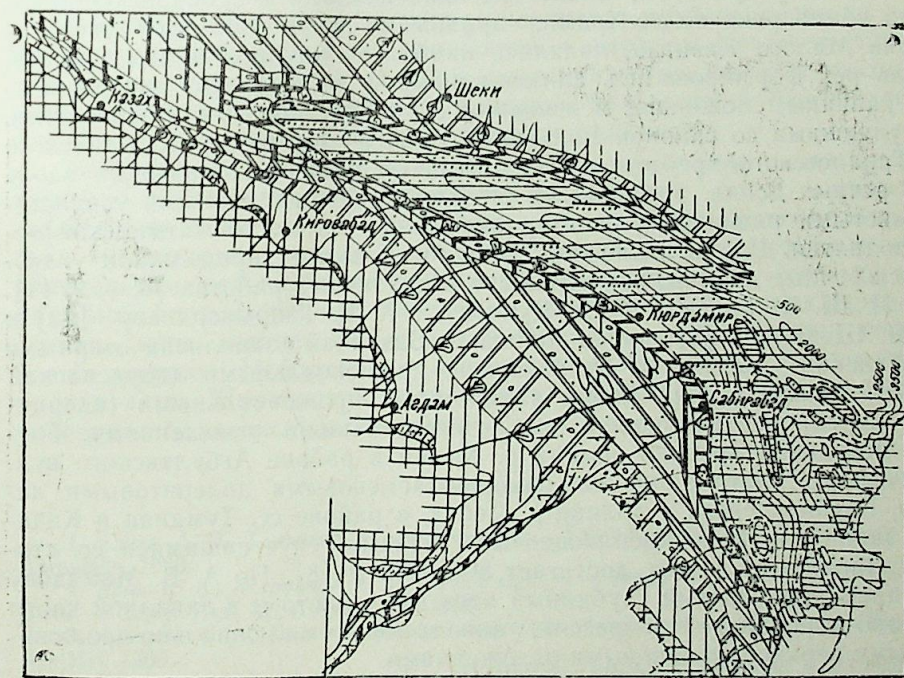


Рис. 2. Палеогеоморфологическая карта-схема Куринской впадины в конце балаханского века.

По периферии бассейна развивались денудационные, денудационно-аккумулятивные и аккумулятивные аллювиально-пролювиальные, аллювиальные, а в прибрежной полосе аллювиально-морские — дельтовые равнины. Аккумулятивные равнины сложены конгломератами, песчаниками, песками, суглинками, алевролитами и глинами, заметно раз-

личающимся характером и минералогическим составом. Денудационные и денудационно-аккумулятивные равнины, развитые в прибортовой полосе впадины, сложены валунно-галечными образованиями с прослоями суглинков, крупнозернистых рыхлых песчаников, песков и песчаных глин, являющихся континентальными аналогами продуктивной толщи. В районе Ленгебиз-Алятской зоны балаханские отложения общей мощностью 650 м представлены в песчано-глинистой фации с обогащением их в самих верхах прослоями вулканического пепла [4, 5, 6].

Вдоль юго-западного борта Куринской впадины значительные площади занимали денудационные равнины, подвергавшиеся интенсивно-мору размыву и долинному расчленению.

Во второй половине балаханского века в связи с поднятием уровня моря происходит интенсивное осадконакопление в пределах Агджабединской депрессии, которая, выполненная рыхлыми образованиями, соединяясь с Кюрдамир-Саатлинским участком, испытывавшим в это время опускание, образует единую наклонную аллювиально-пролювиальную равнину. Реки северо-восточного склона М. Кавказа самостоятельно впадали в балаханский бассейн (рис. 2). Реки палео-Храми и палео-Кура, протекая соответственно по Караязи-Евлахскому и Южно-Кахетинскому прогибам, также отдельно впадали в балаханское море. В это время река палео-Храми, принимая почти все реки северного склона Малого Кавказа, являлась наиболее крупной и полноводной. Вдоль рек формировались аллювиальные и аллювиально-пролювиальные равнины, сложенные в основном грубообломочными отложениями, поступавшими со склонов Большого, Малого Кавказа и Кахетинского и Триалетского хребтов. Аккумулятивные равнины, развитые вдоль этих речных долин, разделялись структурно-денудационными увалисто-холмистыми равнинами, формировавшимися на месте Чатминской зоны поднятия. Вдоль подножий Б. и М. Кавказа продолжали углубляться речные долины, что отражено в различных работах [6, 8, 9, 11]. По Н. Ш. Ширинову, Р. Я. Кулиеву, Х. К. Танрывердиеву [11] и Н. Ш. Ширинову [8], палео-долина р. Базарчай заполнена озерными (сисианская свита) и вулканогенно-пролювиальными (горисинская свита), а палеодолина Акеры аллювиально-пролювиальными (акеринская свита) верхнеплиоцен—нижнечетвертичными отложениями. Глубоко врезанная древняя долина р. Храми в районе Агбулакского вулканического плато заполнена позднелиоценовыми долеритовыми лавами. Глубина вреза в долине р. Дебед, в районе сс. Туманян и Качаган, заполненной позднелиоценовыми лавами, спустившимися со стороны Лорийского плато, достигает 800—900 м [8]. По А. В. Мамедову [6], предакчагыльский глубинный врез имел место и в западной части Алазано-Агричайской депрессии, заполненной аллювиально-пролювиальными верхнеплиоценовыми отложениями.

Аккумулятивные грубообломочные образования широко распространены в пределах впадины. Так, мощная галечная толща (более 5 м) из материалов размыва магматических пород, развитых в бассейне р. Аракс, вскрыта скважинами на площадях Карабаглы, Кюровадаг и относится к «свите перерыва» продуктивной толщи. Учитывая транспортировку грубообломочных образований на такое дальнейшее расстояние и сопоставляя их с современным ареалом распространения галечников по долинам Аракса и других рек М. Кавказа, можно согласиться с мнением Н. Ш. Ширинова [8] о существовании низкогорного рельефа

в низовьях Аракса, Кенделанчая, Хошенчая в балаханском веке. Прилегающие к этим низкогорьям равнины имели значительный уклон.

Анализ карты мощностей продуктивной толщи, составленной с использованием данных бурений и литературных материалов [4, 6 и др], показывает, что максимальная мощность отложений приурочена к северо-восточной части Нижнекуринской впадины, достигая более 4000 м, свидетельствуя об интенсивном прогибании данного участка. Для окружающей территории данное время характеризуется общим поднятием, сопровождавшимся на М. Кавказе вулканизмом, а в пределах самой впадины — складчатостью. В Среднекуринской впадине складкообразование более заметно проявилось в Южной Кахетии и в междуречье Куры и Иори, где угловые несогласия между отложениями балаханского яруса и акчагыла достигает 45—60°, тогда как в пределах южного ее борта и Нижнекуринской впадины они редко превышают 8—10°, достигая иногда 20—25° [6, 7]. Анализ мощностей отложений продуктивной толщи показывает, что в Нижнекуринской впадине и прилегающей акватории Каспия складкообразование происходило синхронно с осадконакоплением.

Шельфовые зоны морского бассейна представляли собой аккумулятивные равнины, наклонные к центру впадины. Лишь в северо-восточной части впадины равнинный характер дна бассейна значительно осложнялся пологими увалами и котловинами.

Все вышеизложенное, а также увеличение грубозернистости аллювиальных фаций от нижних горизонтов к верхним свидетельствуют о повсеместном и продолжительном усилении интенсивности тектонических движений и поднятий окружавших балаханский бассейн гор, к концу века достигавших низко- и среднегорных высот.

Богатая нефтеносность продуктивной толщи и подстилающих отложений — тектонические нарушения, по которым могут мигрировать нефть и газ из их очагов — наличие аллювиальных, аллювиально-морских — дельтовых равнин с конусами выноса, руслами, дельтами и авандельтами, сложенными песками, песчаниками и суглинками, обладающими коллекторскими свойствами, все это позволяет наметить следующие зоны, перспективные наличием в них неструктурных нефтегазовых ловушек: Нефтечала — Кюровадаг, Мишовдаг — Бяндован, западная часть Ширванской низменности, низовье р. Иори — северное побережье балаханского бассейна.

Литература

1. Алиев А. К. Геология и нефтеносность Кура-Араксинской области. — Баку: Азернешр, 1960.
2. Хаин В. Е., Шарданов А. Н. Геологическая история и строение Куринской впадины. — Баку: Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
3. Ализаде А. А. Палеогеография бассейна балаханского яруса. — Бюллетень АЗНИИ, 1960.
4. Шихлинский А. Ш. Геология и перспективы нефтегазоносности плиоценовых отложений Нижнекуринской впадины. — Баку: Азернешр, 1967.
5. Ширинов Ф. А. К вопросу о западной границе распространения продуктивной толщи в Куриском межгорном прогибе. Вопросы литологии и фации осадочных пород нефтегазоносных областей Азербайджана. — Л.: Недра, 1968.
6. Мамедов А. В. История геологического развития и палеогеография Среднекуринской впадины в связи с нефтегазоносностью. — Баку: Элм, 1977.
7. Мусеилов М. А. Геоморфология и новейшая тектоника Среднекуринской впадины. — Баку: Азернешр, 1975.

8. *Ширинов Н. Ш.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Ч. 1. — Баку, Элм, 1975.

9. *Милановский Е. Е.* К палеогеографии Каспийского бассейна в среднем и начале позднего плиоцена (балаханский и акчагыльский век). — БМОИП, отд. геол., 1963, № 3.

10. *Квасов Д. В.* Гидрология среднеплиоценового Каспия. ДАН СССР, 1964, т. 158, № 2.

11. *Ширинов Н. Ш., Кулиев Р. Я., Тапрывердиев Х. К.* Геоморфология долины р. Акера (Малый Кавказ). — Уч. зап. АГУ, сер. геол. — геогр., 1967, № 5.

Х. К. Тапрывердиев

БАЛАХАНЫ ЭСРИНДЭ КҮР ЧӨКӘКЛИЈИНИН ПАЛЕОКЕОМОРФОЛОКИЈАСЫ

Мәғаләдә Балаханы эсриндә Күр чөкәклијинин палеокеоморфоложи шәранти тәһлил едилир, эсрин эввали вә ахыры үчүн палеокеоморфоложи хәритәләр верилир. Эразидә гејри-структур нефт-газ јатағлары ахтарышы үчүн перспектив саһәләр көс-тәриллир.

Kh. K. Tapryverdiyev

PALEOGEOMORPHOLOGY OF KUR DEPRESSION IN BALAKHANY CENTURY

The article deals with the paleogeomorphological conditions of Kur depression in balakhany century. The perspective areas in searching of unstructural deposits of oil and gas are shown.

УДК 551.4(479.24)

В. Д. ГАДЖИЕВ, Т. Р. КУРБАНОВ

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ И СТАНОВЛЕНИЯ РЕЛЬЕФА ТАЛЫША

В геолого-геоморфологических работах [1, 2, 3, 4 и др] накопился большой фактический материал для более детального изучения и системного анализа характера и особенностей развития рельефа Талыша. История развития и формирования рельефа Талыша тесным образом связана с историей геотектонического развития. Структурно-фациальный анализ мезокайнозойских отложений, развитых в Талыше и смежной территории Ирана, а также анализ характера проявления магматизма показывают, что данная область является составной частью складчатых сооружений Эльбруса в Иране. На отдельных этапах альпийского цикла развития он на северо-западе был связан с частными структурами Севано-Карабахской зоны Малого Кавказа [2].

В создании облика современного рельефа и структурного плана основную роль сыграли новейшие тектонические движения. Следует также учесть, что на всем этапе геоморфогического развития Талыша становление его рельефа тесно связано с изменяющимся уровнем Каспийского моря, являющимся главным базисом эрозии.

Наиболее полно история развития рельефа Талыша может быть восстановлена с конца миоцена, т. е. с конца первой половины орогенного этапа, когда позднемиоценовый морской бассейн покидает пределы Ярдымлинского прогиба и весь горный Талыш вступает в континентальную фазу развития. Однако, учитывая, что в современном рельефе Талыша сохранились формы рельефа и более древнего этапа его развития, есть необходимость остановиться и на характеристике этого этапа.

Позднегеосинклинальная стадия. Эта стадия развития Талыша охватывает поздний мел — эоцен. Фациальный характер позднемеловых отложений показывает, что Талыш в это время был обширным геосинклинальным прогибом, где происходило накопление карбонатных осадков, местами сопровождавшееся вулканизмом, совпадавшим с периодом наиболее интенсивного прогибания Талышской складчатой зоны. Вулканические процессы отличались цикличностью.

В конце позднего мела геосинклинальный прогиб был расчленен на ряд частных поднятий, одним из которых был зародыш Астаринского поднятия, продолжавший развиваться в дании — палеоцене и в конце палеоцена — начале раннего эоцена.

Исследования [3] показывают, что проявление щелочного базальтоидного вулканизма и изменение характера вулканической активности в палеогене по отдельным этапам и фазам происходили в зависимости от миграции осей прогибов, глубины заложения разломов и знака перемещения отдельных блоков субстрата. Глубинное строение Талыша отразилось на истории развития отдельных его структурных эле-

ментов и играло существенную роль в формировании современного облика рельефа.

В палеоцене ось максимального прогибания перемещается на юго-восток в район бассейна р. Астарачай, где происходило накопление осадочно-туфогенной толщи, выделенной В. П. Ренгартенем под названием астаринской свиты мощностью до 800 м.

Эоценовый этап развития Талыша характеризуется мощным проявлением вулканизма в раннем, среднем и позднем эоцене. Раннеэоценовый вулканизм проявлялся в трех фазах — ранней, промежуточной и поздней.

Ранняя фаза раннеэоценового вулканизма совпадает по времени с трансгрессией эоценового моря, проникшего с юго-запада на северо-восток в сторону Астаринского поднятия [2]. Вулканизм сыграл важнейшую роль в создании современного облика Астаринского поднятия. Жерловая и субвулканическая фации ранней фазы раннеэоценового вулканизма в современном рельефе в водораздельной части Астаринского поднятия образуют конусообразные и куполовидные вулканические морфоструктуры — горы Шандагаласы, Диваши, Калапуты, Зеленая сопка. Они создают большой контраст в современном рельефе и образуют наиболее высокие вершины юго-восточной части Талышского хребта. С этой фазой магматической деятельности связано заложение Космальянского вулкано-тектонического прогиба.

Промежуточная фаза раннеэоценового вулканизма сыграла существенную роль в геологической истории развития и формирования Космальянского вулкано-тектонического прогиба. Вулканизм шел параллельно с интенсивным прогибанием Космальянского прогиба и блокового поднятия юго-западного крыла Астаринского поднятия. Образование Панавантского поперечного глубинного разлома и Нимикешского тектоно-магматического поднятия связано с этим этапом проявления вулканизма.

Формирование Пештасарского моноклиналичного хребта, Кюрюмюркейского куполовидного поднятия, куполовидных субвулканических тел Говери, Гельдара и Кылахана, приуроченных к разлому, проходящему в осевой части Космальянского прогиба, связано с поздней фазой раннеэоценового вулканизма.

На палеовулканической карте Талыша для раннего эоцена [2] на месте северо-восточной части Астаринского поднятия показана суша, вдоль юго-западного борта которой происходило накопление осадочно-туфогенной толщи дания-палеоцена. В среднем эоцене суша занимает полностью юго-восточную часть Талышского хребта и южную часть Космальянского прогиба, отделенную от него Панавантским разломом. В северо-восточной части Космальянского прогиба шло накопление туфопесчаников, туффитов, алевротуффитов. Снос терригенного материала происходил с юго-запада невысокой суши, со слабо развитой гидрографической сетью.

К началу позднего эоцена [2] Космальянский прогиб сливается с Астаринским поднятием, образуя единую с ним палеоцен-среднеэоценовую сушу, простирающуюся по всей линии водораздела Талышского хребта, от истоков р. Астарачай до верховьев р. Виляшчай, подвергавшуюся денудации в течение последующего развития Талыша. Снос терригенного материала происходил в область ныне расположенных Центрального Талыша, Пештасарского моноклиналичного хребта. Судя

по коррелятным отложениям, суша была невысокой, слабо расчлененной с неразвитой гидрографической сетью.

Ареалы максимального тектонического опускания в это время перемещаются с юго-запада на северо-восток в область Лерикского прогиба и Буроварского поднятия. Прогибание сопровождалось интенсивным накоплением терригенных осадков, в результате чего сформировалась флишондная туфогенно-осадочная толща.

В середине позднего эоцена ось максимального прогибания перемещается на северо-восток. Наиболее глубокое погружение испытывает северо-восточная часть Лерикского прогиба, где происходило осадконакопление глинисто-алеврито-песчаной толщи. Прогибание сопровождалось заложением глубинного разлома с интенсивным вулканизмом. Вулканизм проявлялся в основном вдоль сопряжения прогиба с Астаринским поднятием, в северо-западной части Пештасарского моноклиналичного хребта, на северо-восточном борту Дыманского прогиба в вулканических центрах Кызкаласы, Пашагол, Бузеир, Аваш, Дагузу, Кюракчи и Кулидаш. С этим же этапом вулканизма связано внедрение многочисленных щитовидных субвулканических интрузий основного и ультраосновного составов. В современном рельефе они на фоне ареала интенсивно расчлененных туфогенно-осадочных отложений позднего эоцена образуют щитовидные и куполовидные вулканические морфоструктуры (Нисьякала, Каракая, Гошадаг).

Позднеэоценовый вулканизм сыграл активную роль в формировании и дальнейшем развитии Пештасарского хребта, Астаринского, Кюрюмюркейского поднятий, Космальянского и Дыманского прогибов.

В конце позднего эоцена суша в Талыше значительно увеличивается, а море занимает лишь пределы современной Ярдымлинской депрессии. Таким образом, характерными событиями доорогенного этапа было заложение морфоструктур Астаринского и Буроварского поднятий, Космальянского прогиба и Пештасарского моноклиналичного хребта. Интенсивный вулканизм этого времени, особенно проявившийся в Космальянском прогибе, в осевой зоне Астаринского и в меньшей степени Буроварского поднятий, свидетельствует и об интенсивности тектонических движений.

Орогенный (олигоцен-антропоген) этап в развитии морфоструктур Талыша — завершающий. Итогом его является их современный план, обусловленный дифференциальным характером проявления новейших тектонических движений, и внешний облик, обязанный особенностям развития и интенсивности современных денудационных процессов.

К раннеорогенному этапу относится заложение наложенного на Лерикский синклиний Ярдымлинского и краевого Предталышского прогибов, где происходит накопление глинисто-песчаных отложений.

Существующий глинистый состав отложений в пределах Ярдымлинского и Предталышского прогибов свидетельствует о низкоромном, слабо расчлененном рельефе Талышского и Пештасарского хребтов, а Алашар-Буроварский хребет представлял узкую низкоромную гряду, в осевой зоне которой обнажались на дневной поверхности устойчивые вулканогенные породы.

Более грубый состав осадков майкопа по северо-восточным предгорьям Алашар-Буроварского хребта дает основание полагать, что высота его была несколько большей высоты Талышского и Пештасарского

го хребтов. О низкорной суше Талыша в олигоцене — раннем миоцене свидетельствует и находка линз каменного угля, накопление которого могло происходить в условиях невысокой суши. Таким образом, есть основание полагать, что окружающая Ярдымлинский прогиб суши испытывала выравнивание. По-видимому, к этому времени (олигоцен — ранний миоцен) следует отнести начало формирования наиболее древней и высокой в Талыше поверхности выравнивания (2400 м), наиболее распространенной имеющей в водоразделе Талышского хребта, на участке между Комальянской и Дыманской котловинами, в районе вершины Кюмюркей, откуда она и получила свое название [3].

Средне- и позднемиоценовые отложения в междуречье Болгарчай и Виляшчай несогласно залегают на отложениях олигоцен-раннего миоцена. Анализ фаций и мощностей этих отложений указывает на снос терригенного материала с запада, т. е. с поверхности Пештасарского и Талышского хребтов, которые в период накопления имели низкорной, слабо расчлененный рельеф. К этому времени следует отнести формирование поверхности выравнивания (2000—2200 м), названной Мистанской [3], занимающей межгорное понижение между Талышскими Пештасарским хребтами и характеризующейся холмистым рельефом. От Кюмюркейской поверхности она отделена уступом высокой 150—200 м.

После времени отложения средне- и позднемиоценовых пород, слагающих водораздел рр. Виляшчай и Болгарчай, в результате тектонических процессов в позднем миоцене Горный Талыш полностью вступает в континентальную фазу развития, а с зарождением Кызылкаинского поперечного хребта Ярдымлинская котловина как бассейн морского осадконакопления замыкается. Олигоцен-миоценовые отложения, выполнившие котловину, были собраны в складки, вследствие чего возникли антиклинальные гряды (Веровская, Жийская) и синклинали котловины и долины (Аруская, Сырыхская), прослеживаемые в современном рельефе. Начиная с позднего миоцена формирование морфоструктур Горного Талыша происходит далее под непосредственным влиянием новейших и современных тектонических движений и экзогенных рельефообразующих процессов.

Начало раннего плиоцена ознаменовалось общим поднятием и складчатостью с образованием новейших и оживлением древних разломов. В связи с усилением дифференцированности тектонических движений Талышский горстанклинорный, Пештасарский моноклинали и Кызылкаинской поперечный хребты испытывали большее поднятие и древние поверхности выравнивания в сторону Предталышской депрессии подвергались деформации и погружению. Рельеф, обусловленный центральной частью Ярдымлинской депрессии и Лерикского синклинория, имел сравнительно низкие отметки. Буроварское антиклинорное поднятие отставало в темпе поднятия и образовало низкую антиклинальную гряду. И в этот период закладываются основы и конфигурация Гамаратского, Гельдаринского тектономагматического и Борзовуинского куполовидных поднятий, Билярского гребен-синклинального прогиба и Чайрудского, Даштукского синклинальных плато.

В нижнем и среднем плиоцене вследствие глубокого понижения уровня Каспийского моря равнинная и низменная части Ленкоранской низменности переживают континентальную фазу развития и, очевидно,

испытывают небольшое поднятие, сменившееся опусканием, отвечающим по времени акчагыльской трансгрессии.

Ослабление интенсивности тектонических движений в акчагыле привело к повсеместной планации рельефа и формированию поверхности выравнивания на высотах 1600—1800 м., названной Чайрудской [3], развитой юго-восточнее Лерика (р-н с. Чайруд), где она явно моноклинали деформирована, повышаясь до отметок 1900—1950 м на склонах Пештасарского хребта и понижаясь до 1500 м к долине р. Ленкоранчай. Фрагменты ее сохранились на водоразделе Талышского хребта, в верховьях рр. Вешарю, Тангярю, Истисучай.

Отложений апшеронского возраста в Талыше не установлено. С конца верхнего плиоцена Ленкоранская низменность вновь вступает в континентальную фазу развития и Горный Талыш испытывал интенсивное поднятие. В это время происходит размыв акчагыльской поверхности выравнивания, что привело в итоге к сильному ее эрозионному расчленению. Горные хребты Талыша вследствие интенсивных поднятий в конце позднего плиоцена становятся довольно высокими и, по-видимому, близкими к современным их высотам.

В течение всего четвертичного периода и в голоцене Талыш испытывал интенсивное дифференцированное воздывание на фоне которого Предталышская депрессия испытывает относительное прогибание и окончательно формируются Ленкоранская аллювиальная морская, Джалилабад-Масаллинская аллювиально-пролювиальная и Караязмылы-Агдашская абразионно-денудационная террасированная равнины.

В связи с дифференцированным характером тектонических движений, сопровождаемых местами изменением их знака и интенсивности, речные долины террасированы, гидрографическая сеть претерпевает частные перестройки и к позднему плейстоцену приобретает современный свой облик.

Литература

1. Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Велиев М. М. и др. Палеогеновый вулканизм Талыша и связь его с тектоникой. Материалы IV Всесоюз. петрографического сов. — Баку, 1969.
2. Азизбеков Ш. А., Багиров А. Э., Велиев М. М., Исмаил-заде А. Д. и др. Геология и вулканизм Талыша. — Баку: ЭЛМ, 1979.
3. Антонов Б. А. Геоморфология Юго-Восточного Закавказья (в пределах Азербайджанской части Малого Кавказа и Талыша). Автореф. док. дис. — Баку, 1963.
4. Мехтиев Ш. Ф. К вопросу о тектоническом положении Талыша. — ДАН Азерб. ССР, т. 58, № 4, 1947.

В. Д. Гачијев, Т. Р. Гурбанов

ТАЛЫШЫН РЕЛЈЕФИНИН ИНКИШАФЫ ВЭ ЈАРАНМАСЫ ТАРИХИ

Мүрәккәб гырышыг-гаймалы дағлыг система вә дағарасы чөкәклијә малик олан Талышын мүасир релјефинин формалашмасы вә инкишафы тарихиндә ики мәрһәлә—кеосинклинал мәрһәләнин сонунда зәиф парчаланмыш алчаг дағлыг әмәлә кәтирән Астара вә Буровар һорст-антиклинор галхмаларынын. Госмалјан вулкано-тектоник чөкәклијинин вә Пештасар моноклинал силсиләсинин бунәврәси гојулмуш, мүрәккәб релјеф формалары әмәлә кәтирән вулканик морфоструктурлар јаранмышдыр.

Орокен мәрһәләдә Талыш јени тектоник һәрәкәтләрин тәсиринә мәрбуз галараг дифференциал инкишаф тарихи кечирмиш, Јардымлы гребен-синклинор чөкәклији, Гызылгәјә кәндәлән силсиләси формалашмыш, бунәврәси гәдчмдән гојулмуш морфоструктурларла ујгун кәлән силсиләләр, тирәләр, јүксәкликләр, платолар вә денудасија процеслери нәтијәсиндә интенсив парчаланмыш релјефин мүасир симасы јаранмышдыр.

FORMATION AND DEVELOPMENT HISTORY
OF RELIEF OF TALYSH

According to nature of development and formation of the present relief of Talysh we distinguish two stages — lategeosynclinal and orogenic.

The characteristic events of lategeosynclinal stage were the formations of morphostructures of Astara and Burovar rises, Kosmolian depression and Pesthasar monoclinial range.

Orogenic stage was the final one in the development of relief of Talysh. Its result are the recent plant of relief conditioned differential nature, the display of latest tectonic movements and outward appearance obliged to the nature of development and intensity of recent denudational processes.

УДК 551.4+551.24

Г. А. ХАЛИЛОВ

ЗАДАЧИ МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ И ПОИСКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Теоретическую основу применения геоморфологии в практике составляет исходная ее парадигма, признающая генетическую адекватность рельефа определенным природным компонентам. В этой системе рельеф, являясь функцией геодинамических и структурно-вещественных факторов земных сфер и пространственно-временным индикатором их эволюции, содержит необходимую информацию об условиях образования, размещения, сохранности и уничтожения месторождений полезных ископаемых. Данная концепция и обусловила специализацию в геоморфологии и оформление поисковой ее ветви в самостоятельное направление, при котором основополагающую роль сыграли фундаментальные исследования и теоретические разработки И. М. Губкина, А. Е. Ферсмана, С. С. Смирнова, И. П. Герасимова, Н. М. Страхова, С. С. Воскресенского, Ю. Г. Симонова, Г. И. Худякова, И. К. Волчанской и многих других. Примером всеобщего признания роли геоморфологических методов в прогнозно-минералогических исследованиях могут служить посвященные им специальные монографические работы, труды конференции, симпозиумы и совещания [1—4 и др.].

Значимость поисковой геоморфологии в наши дни возрастает еще и в связи с тем, что на современном уровне достижений геологической науки традиционные методы «рудознатцев», переставая оставаться ведущими, почти исчерпали свои возможности. Между тем анализ имеющихся данных показывает, что результаты геоморфологических исследований в поисковых работах реализуются не в полном объеме и этот аспект исследования в Азербайджанской ССР, частично отраженный в немногочисленных работах последних лет [5—8 и др.], еще только разрабатывается. Следовательно, одной из важнейших проблем современной геоморфологии на данном этапе изученности рельефа республики является определение и разработка задач геоморфологического прогноза и поиска месторождений применительно к ее территории.

Особая геоморфотектоническая ситуация и условия эволюции земной коры предопределили в совокупности специфичность геолого-геоморфологического строения территории и наличие здесь почти всех, присущих альпийским шовным зонам, генетических типов морфоструктур и рудных формаций. Так, равнины, соответствующие межгорным и передовым прогибам (рифогенным зонам растяжения), характеризуются достаточной сложностью генезиса и внутреннего строения. Благоприятные геотектонические и палеогеоморфологические условия развития этих прогибов обусловили формирование в пределах частных их структур месторождений нефти и газа.

Значительной геолого-геоморфологической и тектоно-магматической сложностью и большей морфоструктурной и минерагенической дифференциацией отличаются горные сооружения, где Большой Кавказ характеризуется преимущественно блоковыми (на южном склоне), глыбовыми, складчато-глыбовыми, покровно-шарьяжными, грязевулканическими (в юго-восточной части), а Малый Кавказ и Талыш, помимо того, центральными (очаговыми) типами морфоструктур.

Таким образом, условия и факторы морфоструктурно-минерагенической пестроты и неоднородности территории республики определяют качество и количество распределения полезных ископаемых в ее пределах, обуславливают огромную потенциальную возможность применения здесь геоморфологических методов в прогнозе и поиске месторождений полезных ископаемых. Тесная же связь оруднения с определенными геологическими структурами и высокая, в свою очередь, степень корреляции последних с формами рельефа определяют примат и укрепляют позицию морфоструктурного анализа в этих исследованиях.

Прогресс и более успешное внедрение результатов морфоструктурного анализа в практику поисковых работ требуют решения неразрывно связанного с основными проблемами самого научного направления комплекса задач. В этом аспекте исходными представляются разработка и развитие теоретической базы морфоструктурного анализа. В качестве такой основы нами развивается исходящий из сущности материалистической диалектики — форма и содержание — принцип коррелятивности [9 и др.], согласно которому морфоструктуры рассматриваются как закономерные целостные системы геоморфосферы (объект исследования), коррелятивные организующим их морфологическим (форма) и структурно-вещественным и динамическим (содержание) составляющим. Данная концепция, обуславливая объемное осмысление и всесторонний охват морфологических, материальных и причинно-следственных факторов формирования морфоструктур, предполагает системное изучение их во времени и пространстве.

Между тем развитие теории морфоструктурного анализа на современном уровне мировоззрения тесно связано с концепцией неомобилизма, которая, обуславливая кардинальные изменения во взглядах саморазвития Земли, предполагает пространственно-генетическую связь минерализации и синтеза нефти и газа с определенными стадиями и условиями эволюции литосферных плит (с зонами рифтогенеза, спрединга, субдукции, обдукции, коллизии, островных дуг и т. д.) и порождает прогнозно-поисковые критерии нового содержания. Следовательно другая задача морфоструктурного анализа определяется развитием идей познания эволюции литосферы и рельефа Земли на основе мобилистической методологии, в пользу которой в пределах Азербайджанской ССР свидетельствуют факты наличия здесь пород офиолитовой ассоциации, однонаправленная асимметрия главнейших морфоструктур, значительное горизонтальное смещение и шарирование мощных пластин альпийского чехла, соответствие простираний морфоструктур и окраин литосферных плит и т. д.

Теоретико-методологическая основа морфоструктурного анализа обуславливает задачи систематики и развития методики исследования. Упорядочение морфоструктур должно способствовать созданию четкой системы их классификации, необходимым при котором является при-

обретение морфогенетическими и таксономическими единицами собственного морфоструктурного содержания. Усовершенствование же методического арсенала должно опираться на новейшие дистанционные, корреляционные, математические, системно-формационные и другие точные статистические и аналитические методы. Не имея здесь возможности раскрыть сущность содержания и определить место и значение классификационных единиц и методов в исследованиях, отметим, что они, обладая большой информативностью, значительно расширят возможность морфоструктурного анализа, обеспечат достоверность проявленных (априорных) закономерностей и суждений.

Широкий диапазон формационно-генетического ряда полезных ископаемых в Азербайджанской ССР определяет специализацию морфоструктурного анализа по экзогенным и эндогенным типам месторождений полезных ископаемых.

В поисках осадочных типов месторождений важное значение приобретают палеогеоморфологические исследования, общими при которых являются поэтапная реконструкция и изучение условий эволюции рельефа и составление серии палеоморфоструктурных, морфометрических, а также других информационных карт. Эти работы универсальны при прогнозировании месторождений углеводородов независимо уже от теории их происхождения.

Известные осадочные рудные формации Азербайджанской ССР проявляют тесную пространственную связь с синклинорными структурами и образуют парагенезис с заполняющими их стратиграфическими подразделениями. Поэтому, при изучении седиментационных рудных месторождений, наряду с вышеотмеченными работами, огромное значение приобретают корреляция эпох минерагении и литогенеза, палеоструктурная и палеовулканогеологическая реконструкция, восстановление областей денудации и аккумуляции, определение времени вскрытия рудоконцентрирующих зон и структур, установление фаз трансгрессий и регрессий и т. д. Между тем признание роли седиментации в образовании стратиформных полиметаллических рудных месторождений южного склона Большого Кавказа обуславливает еще большую значимость палеоморфоструктурных исследований в их поиске.

Россыпи почти всегда связаны с континентальными отложениями и особенностями погребенного под ними древнего рельефа. Поэтому в их поиске важное значение приобретает изучение наиболее благоприятных для образования россыпей условий и этапов развития рельефа, аккумулятивных толщ, последовавшие за временем вскрытия коренных источников и формирования гидросети. В последнем случае большой интерес представляют речные долины, для которых установлена приуроченность к рудоконцентрирующим зонам, где источниками россыпей часто являются «поддолинные» рудные зоны.

Благодаря многократности и разнообразию тектоно-магматических и соответствующих им минерагенических процессов на территории Азербайджанской ССР взаимоотношение между эндогенным орудением и морфоструктурами характеризуется значительной сложностью и многогранностью. В этом отношении закономерные связи между ними устанавливаются для широко развитых здесь надинтрузивных сводово-глыбовых, купольных, кольцевых и других центральных (очаговых) типов магматических и тектоно-магматических морфоструктур, а

также ограничивающих и секущих их дорудных и синрудных разломов и трещин. Между тем морфоструктуры, как правило, соответствуя одному или нескольким блокам земной коры, отличаются друг от друга по морфологии, структурно-вещественному составу, динамике, глубине проникновения и комплексу морфометрических показателей. Учитывая важное прогнозное значение этих данных, особое внимание следует уделять изучению закономерностей формирования и размещения отдельных блоков и их секций как вместилищ минерализации. В этом аспекте огромный интерес представляет изучение седиментационных (стратиформных) полиметаллических рудных месторождений южного склона Большого Кавказа, высокая динамическая активность которого привела в совокупности к разрыву и перемещению рудоносных блоков и их секций. Поэтому оруденение здесь проявляет резко выраженную пространственную невыдержанность, которая еще более осложняется гравитационно-тектоническими и эрозионно-денудационными процессами. Следовательно, для установления «выпавших» из разреза оруденелых тел необходимым является изучение направлений и амплитуд перемещения блоков и их секций.

В установлении перспективности морфоструктур на эндогенные минеральные ассоциации важное значение имеют также восстановление характера тектоно-магматических активизаций и условий рудогенеза, прослеживание типологической дифференциации морфоструктур, корреляция эпох планации и рудогенеза и т. д.

Расположение глубин зон геохимических концентров, а также сохранение или уничтожение коренных месторождений полезных ископаемых разноглубинных рудных формаций и образование россыпей во многом определяется характером денудационного среза. Поскольку данный фактор имеет тесную связь с условиями развития и организации морфоструктур—с началом и длительностью континентального развития, степенью активности и энергией рельефа, структурными особенностями и денудационной устойчивостью слагающих пород, то прогнозно-поисковое значение его должно рассматриваться в комплексе задач морфоструктурного анализа.

Согласно параметрам денудационного среза поисковые работы на высокотемпературные или глубинные формации руд следует поставить на более глубоко денудированных, а на малоглубинные или низкотемпературные — на менее денудированных морфоструктурах.

Одной из важнейших задач, основной и общей для всех направлений морфоструктурного анализа, является сопряженный анализ картографических материалов различного содержания, главным образом карт минерации и полезных ископаемых, с другими специализированными картами, и определение для контуров месторождений морфоструктурных морфометрических, аэрокосмических, геодинамических и других «аномалий». Последние, проявляя закономерную связь со структурно-петрологическими условиями определенных типов месторождений, могут квалифицироваться поисковыми критериями и основой для оценки перспективности других с идентичными показателями морфоструктур на тот или другой тип минерализации, а также специализированного морфоструктурного районирования и прогнозирования.

В заключение следует подчеркнуть, что морфоструктурный анализ в успешном решении задач, связанных с прогнозно-минерогенетическими

исследованиями, требует комплексного подхода и объединения усилий как производственных, так и вузовско-академических геологических и географических организаций.

Литература

1. Волчанская И. К. Морфоструктурные закономерности размещения оруднения. — М., 1981.
2. Геоморфологические методы поисков эндогенного оруднения. — Чита, 1968.
3. Поисковая геоморфология. Вопросы географии, сб. 92. — М., 1973.
4. Проблемы прикладной геоморфологии. — М., 1976.
5. Ширинов Н. Ш. К вопросу о выявлении погребенных нефтеносных структур методом геоморфологического анализа рельефа (на примере южного борта Куринской впадины). — Изв. АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. наук, 1962, № 1.
6. Ширинов Н. Ш., Халилов Г. А. Генетические типы морфоструктур междуручья Таузчай-Храми и некоторые геоморфологические критерии поисков полезных ископаемых (в пределах Азерб. ССР). — Изв. АН Азерб. ССР, серия наук о Земле, 1975, № 5.
7. Халилов Г. А. О связи гидрографической сети с разрывной тектоникой и использование ее при поисках месторождений полезных ископаемых (на примере междуручья Таузчая и Храми северо-восточного склона Малого Кавказа). ДАН Азерб. ССР, т. XXXI, № 5, 1975.
8. Ширинов Н. Ш., Кулузаде В. А. О приуроченности речных долин к линиям тектонических нарушений и о возможной рудогенетической роли некоторых из них (на примере северо-восточного склона Малого Кавказа). — ДАН Азерб. ССР, 1977, т. XXXIII, № 12.
9. Халилов Г. А. Проблемы морфоструктурного анализа. В сб. Основные направления развития геоморфологической теории. — Новосибирск, 1982.

Н. А. Халилов

АЗЭРБАЙҶАН ССР-ин ФАЈДАЛЫ ГАЗЫНТЫ ЈАТАГЛАРЫНЫН ПРОГНОЗУ ВЭ АХТАРЫШЫНДА МОРФОСТРУКТУР ТЭҲЛИЛИН ВЭЗИФЭЛЭРИ

Мағалә прогноз-минерогенетик тәдғигатларында морфоструктур тәһлилин әһәмиј-јәтинә вә онун әсас вәзифәләринә һәср олуимушдур. Бурада бунунла әлағәдар олараг морфоструктур тәһлилин нәзәри-методоложи әсасындан, онун фәјдалы газынтыларын мәншәјинә көрә ихтисаслашмасындан, методик еһтијатынын јени дәғиғ статистик вә аналитик үсуллар һесабына тәкмилләшдирилмәсиндән вә јатагларын ахтарышында зарурт олан башга хүсуен картографик вә тәдғигат ишләриндән бәһс олунар.

H. A. Khalilov

THE TASKS OF MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS IN FORECASTING AND SEARCHING OF MINERAL DEPOSITS OF THE AZERBAIJAN SSR

Besides the elaboration of theoretical basis and methodology of morphostructural analysis in connection with the prognosis-mineragenic researches the article deals with the tasks of specialization of scientific trend, improvement of its methodological resources at the expense of the latest precise statistic and analytical methods and carrying out thematical and cartographical works necessary in these researches.

УДК.551.4. (47.924)

В. А. КУЛУЗАДЕ, Р. С. АБДУЛЛАЕВ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ПРИАРАКСИНСКОЙ ПРЕДГОРНОЙ РАВНИНЫ И СМЕЖНЫХ ГОР

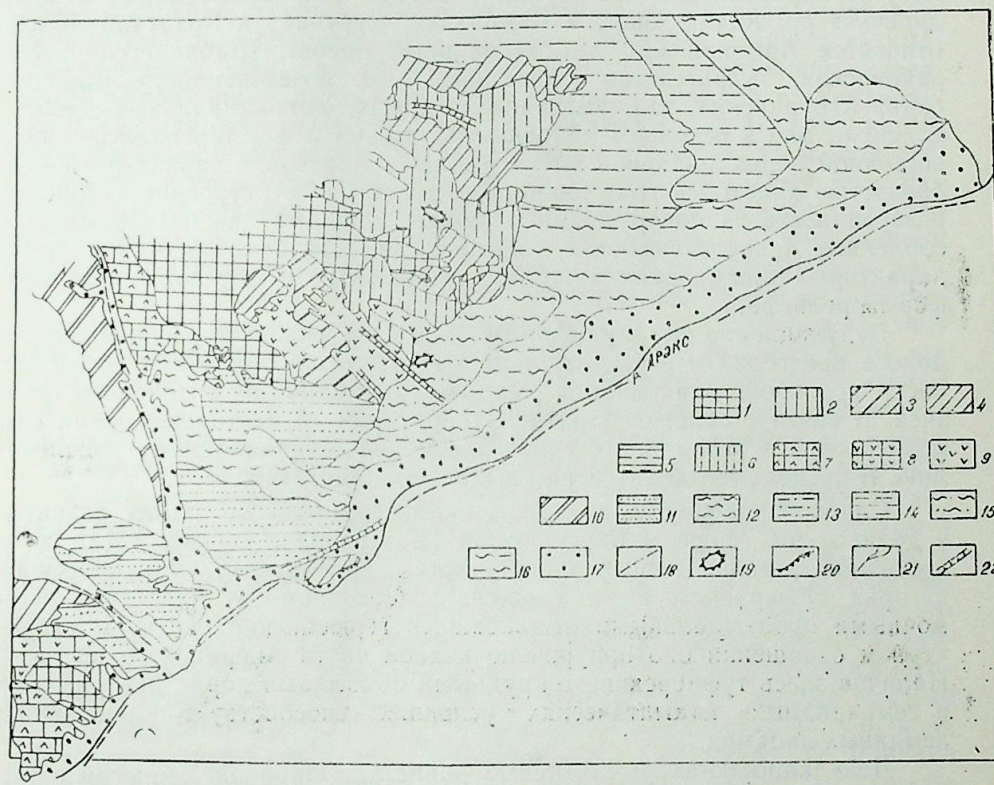
Сведения по геоморфологии данной территории и отдельным вопросам его геоморфологического строения встречаются в работах М. Д. Гаврилова (1940), Ш. Б. Керимова, Н. Ш. Ширинова (1960), Х. К. Танрывердиева (1972), Б. А. Антонова (1971), Н. Ш. Ширинова (1975) и др.

Учитывая необходимость изучения геоморфологического строения Приараксинской предгорной равнины в связи со строительством новых оросительных систем, нами проводилось (1984—1985) крупномасштабное геоморфологическое картирование. Последние и некоторые данные ранних исследований указанных авторов легли в основу статьи. Приараксинская (или Жебрайльская) предгорная равнина в тектоническом отношении соответствует левобережной части Нижне-Араксинского поперечного наложенного грабен-синклинального прогиба, заложенного в олигоцен-раннем миоцене (Ширинов, 1975). Цоколь прогиба, сложенного мезозойскими породами, погружена на глубину порядка 1000—1500 м и перекрыта толщей новейших отложений. Поверхность равнины сложена суглинисто-галечниковой толщей с прослоями и линзами вулканического пепла и озерно-старичных глинистых образований верхнего плиоцена (акеринская, араксинская свиты) и плейстцена.

По данным Э. Ш. Шихалибеги (1966) в юго-западной части Нижне-Араксинского прогиба новейшие отложения подчинены простиранию мезозойских структур, которые простираются в северо-восточном направлении, а на северо-востоке залегают несогласно на них и простираются в субширотном направлении.

По характеру выраженности геологических структур и новейших тектонических движений в рельефе, а также степени развития и особенностей денудационных процессов в предгорной равнине выделяются генетические типы рельефа и их комплексы (рис.). В геоморфологическом строении складчато-блоковых морфоструктур и формировании их особенностей главная роль принадлежит геологическим структурам, предопределяющим основные черты современного рельефа. Несмотря на то, что в течение длительного геологического времени горы подвергались значительному расчленению, денудационные процессы не успели уничтожить обусловленность их тектоническими структурами. В зависимости от степени переработки первичного структурного рельефа экзогенными рельефообразующими процессами в пределах складчато-блоковых морфоструктур выделяются прямые и инверсионные морфоструктуры, осложненные различными морфоскульптурными элементами рельефа. К прямым отнесены такие морфоструктуры, как антикли-

нальные, моноклинальные хребты и гряды, куполовидные возвышенности, синклинальные долины и котловины, которые соответствуют складчатым структурам полностью либо частично). Инверсионными



Геоморфологическая карта-схема Приараксинской предгорной равнины и смежных гор. Составил В. А. Кулузаде (по материалам Н. Ш. Ширинова, Х. К. Танрывердиева и Г. А. Халилова). I. Области преобладающих поднятий и денудации: а) складчато-блоковые: 1 — антиклинальные хребты и гряды средневысотные, умеренно-расчлененные; 2 — антиклинальные куполовидные возвышенности низкие, слабо-расчлененные; 3 — моноклинальные хребты средневысотные умеренно-расчлененные; 4 — моноклинальные гряды и увалы низкие, умеренно-расчлененные; 5 — синклинальные долины и котловины умеренно-расчлененные; 6 — котловины структурно-денудационные, террасированные, слабо-расчлененные; б) складчато-блоковые, инверсионные: 7 — синклинальные хребты средневысотные, интенсивно-расчлененные; 8 — синклинальные хребты и гряды низкие, интенсивно-расчлененные; 9 — антиклинальные долины и котловины низкие, умеренно расчлененные. II. Области преобладающих опусканий и аккумуляций: а) денудационно-аккумулятивные плато и равнины: 10 — вулканогенно-пролювиальные плато низкие, слабо-расчлененные; 11 — аллювиально-пролювиальные равнины холмисто-грядовые, умеренно-расчлененные; 12 — аллювиально-пролювиальные равнины нерасчлененные; 13 — пролювиально-делювиальные равнины холмисто-грядовые, умеренно-расчлененные; 14 — пролювиально-делювиальные равнины слабо-расчлененные; б) аккумулятивные равнины: 15 — аллювиально-пролювиальные, слабо-расчлененные; 16 — аллювиально-пролювиальные холмисто-грядовые, слабо-расчлененные; 17 — аллювиальные плоские, слабо террасированные, нерасчлененные. Формы рельефа и их комплексы, тектонические (структурные); 18 — разломы и разрывы, выраженные в рельефе; 19 — субвулканические возвышенности; 20 — антецедентные долины, водно-эрозионно и аккумулятивные; 21 — долины; 22 — древние долины.

морфоструктурами являются синклинальные хребты и ряды, плато, антиклинальные долины и котловины, геологические структуры в которых не находят своего прямого отражения.

Указанные морфоструктуры в основном составляют внешнюю полосу Приараксинской предгорной равнины. Они наблюдаются в междуречьях рр. Кичик Акера и Чахмахчай, Куручай и Козлучай. К ним относятся Аргюнашский антиклинальный хребет, Шабандагская, Каракендская, Карагезская антиклинальные возвышенности, Карачугский, Агбурунский, Дагтумасский и другие моноклинальные хребты. Сложены они в основном меловыми породами и формировались в юго-восточной периклинальной части Малого Кавказа. Характерной особенностью хребтов и гряд является асимметричное строение склонов и разорванность их поперечными речными долинами на отдельные обособленные и почти самостоятельные части. Для этих хребтов и гряд характерны аридно-денудационные процессы и обусловленные ими формы рельефа.

Денудационно-аккумулятивные плато и равнины расположены в полосе предгорий и в структурном отношении представляют собой области прогибов, заполненных рыхлыми отложениями различного генезиса. В связи с общим поднятием территории в настоящее время они подвержены в различной степени эрозионно-денудационному расчленению. В пределах этой категории выделяется один тип.

Слаборасчлененные вулканогенно-пролювиальные плато развиты в долинах рр. Акеры и Баргушатчая (Базарчая) и соответствуют юго-восточной крайней периферийной части Карабахского вулканического нагорья. Поверхность плато сложена в основном вулканогенно-обломочными пролювиальными отложениями герюсинской свиты. В структурном отношении оно приурочено южной части Акеринского прогиба. Наличие здесь туфобрекчии с крупными обломками пород при размыве в семиаридных климатических условиях способствует образованию земляных пирамид.

Денудационно-аккумулятивные равнины широкой полосой окаймляют предгорья юго-восточной части Малого Кавказа, сложены на поверхности аллювиально-пролювиальными отложениями четвертичного возраста. В четвертичное время в связи с общим воздыманием территории они врезались речными долинами глубиной от 50 до 200 м. По генетическим особенностям внутри этой категории выделяются следующие типы равнины. а) Умереннорасчлененные, аллювиально-пролювиальные равнины, прослеживаемые в низовьях рр. Акера, Охчучай и Хачинчай, соответствуют полосе развития древних конусов выноса р. Акера, вовлеченной впоследствии в слабое поднятие предгорной зоны. Равнинный характер рельефа нарушается лишь вблизи Арибятинского хребта, где в связи с наличием локальных погребенных поднятий образовались пологие увалы и гряды. По крутым склонам речных долин и балок, а в некоторых местах, даже в полосе водоразделов в суглинистых отложениях развит седленд. б) Умереннорасчлененные аллювиально-пролювиальные холмисто-грядовые равнины опоясывают широкой полосой юго-восточную периферийную часть Карабахского хребта, в междуречье Инчай-Джебраильчай. Поверхность ее плоская, имеет слабый уклон к юго-востоку. Наиболее приподнятые участки равнины достигают абсолютных высот 800 м и приурочены к предгорной зоне, полосе развития древних конусов выноса рр. Челябиняр-

чай, Чахмахчай, Джебраильчай и левых притоков р. Инчай. В юго-восточном направлении равнины плавно понижаются в сторону долины Аракс до 400 м. Она расчленена долино-балочной сетью. в) Нерасчлененные аллювиально-пролювиальные равнины занимают небольшую площадь и оконтуриваются 40-метровой горизонталью в северо-восточной части исследуемой территории. Характеризуются почти идеально ровной, слабо наклоненной к северо-востоку поверхностью и сливаются с верхней ступенью Мильской равнины. г) Умереннорасчлененные пролювиально-делювиальные, холмисто-грядовые равнины занимают предгорную зону, расположенную между юго-восточной оконечностью Карачугского антиклинального хребта и долинной р. Кенделанчай. В структурном отношении она соответствует как Нижнеараксинской наложенной депрессии, так и слившейся с ней юго-восточной части Мартунинского синклиория. На отдельных локальных участках из-под верхне-плиоцен-четвертичного покровного отложения выступают верхнемеловые песчанистые известняки, которые в современном рельефе образуют моноклинальные гряды и увалы (Агбурун и др.). д) Слаборасчлененные пролювиально-делювиальные равнины занимают небольшую площадь, расположенную между низовьями р. Ахджа-Кошун (р. Карасу) и р. Аракс (ур. Беюк-сары). На юго-востоке на высоте 120 м прослеживается четко выраженный в рельефе конус выноса р. Аракс, посредством которого равнина отделяется от собственной Приараксинской аллювиальной равнины. По всей вероятности, равнина является возрастным аналогом верхней ступени Мильской равнины.

К аккумулятивным равнинам относятся те участки Джебраильской предгорной равнины и расчленяющих ее речных бассейнов, которые в настоящее время испытывают относительно опускание, приводящее к аккумуляции. Внутри этой категории выделяются следующие генетические типы равнины более низкого порядка. а) Слаборасчлененные аллювиально-пролювиальные равнины опоясывают узкой полосой юго-восточную периферию Карабахского хребта и территориально соответствуют, главным образом, полосе развития конусов выноса древней долины палео-Чахмахчай, палео-Чайлахчай (Джебраильчай) и прослеживаются в междуречье рр. Джебраильчай и Шираканчай. Равнина сложена в основном покрывающими ее континентальными аллювиально-пролювиальными четвертичными отложениями, представленными глинами, суглинками, супесями и галечниками. Основными формами рельефа равнины являются конусы выноса рр. Джебраильчай, Козлучай, Шираканчай, межконусные понижения и широкие плоскодонные балки.

Равнинный характер рельефа нарушается лишь в районе с Дашкесан, где прослеживается локальный выход интрузивных пород в виде субвулканической возвышенности с относительной высотой 70 м. б) Слаборасчлененные, аллювиально-пролювиальные холмисто-грядовые равнины значительной полосой охватывают юго-восточную периферию территории и прослеживаются вдоль левого берега Аракса до канала им. С. Орджоникидзе. На западе она простирается до низовья Инчайлаг, а на востоке сливается с нижней ступенью Мильской равнины.

Кенделанчай-Шираканчайская часть равнины на западе прослеживается до 420 м и заливообразно заходит в пределы Физулинской котловины. Это говорит о том, что данный участок является древним рус-

лом р. Аракс, так как в пределах этого участка мощность континентальных отложений, по данным бурения, достигает величины более 600 м, а затем по приближении к Араксу уменьшается до 200 м. Следовательно, можно сделать вывод, что в апшеронское время произошло воздымание в междуречье Козлучай—Шираканчай, вследствие чего р. Аракс мигрировала к югу, а древнее русло заполнилось в это время мощной толщей континентальных отложений, состоящих из валунов, галечников.

В рельефе равнины прослеживаются небольшие возвышенности и холмы с относительными высотами около 10 м. Холмы часто, сливаясь в своих основаниях, образуют пологие гряды. в) Нерасчлененные, аллювиальные слабо террасированные, плоские равнины прослеживаются вдоль течения долины р. Аракс и, прерываясь лишь в районе г. Дарыдаг выходами майкопских пород, в юго-западном направлении охватывают также нижнее течение долины рр. Акера, Охчучай и Хачинчай. Равнина образована серией низких террас, придающих ее строению ступенчатый характер.

Абсолютная высота равнины в полосе предгорья достигает 450—500 м и понижается в юго-восточном направлении и в районе с. Шахсеван составляет 40 м. Равнина здесь заканчивается широкой долиной р. Аракс, где она сопровождается комплексом четвертичных врезанных аккумулятивных террас.

Литература

1. Антонов Б. А. Геоморфология и вопросы новейшей тектоники юго-восточной части Малого Кавказа. Баку, 1971.
2. Гаврилов М. Д. Геоморфология междуречья Акеры и Юхучая. Тр. Азгеолуправления, 1940.
3. Керимов Ш. Б., Ширинов Н. Ш. К геоморфологии юго-восточного предгорья Малого Кавказа. — Уч. зап. АГУ, 1960, № 3.
4. Танрывердиев Х. К. Основные генетические типы рельефа бассейна р. Акера. — Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, 1972, № 3.
5. Ширинов Н. Ш., Кулиев Р. Я., Танрывердиев Х. К. Геоморфология долины р. Акера (Малый Кавказ). — Уч. зап. АГУ, сер. геол. геогр., 1967, № 5.
6. Ширинов Н. Ш. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. — Баку, 1973.
7. Ширинов Н. Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. Баку, 1975.
8. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана), т. 2. — Баку, 1966.

В. Э. Гулузаде, Р. С. Абдуллаев

АРАЗЈАНЫ ДАҒАТӘЛИ ДҮЗӘНЛИЈИ СӘТҺИНИН ВӘ ГОНШУ ДАҒЛЫҒЫН РЕЛЈЕФ ГУРУЛУШУНУН ХҮСУСИЈӘТЛӘРИ

Релјефин формалашмасында кеолжи структурларын, јени тектоник һәрәкәтләрин, еләчә дә денудасион просесләрин ролуна вә тәзаһүрүнә кәрә ғырышыг-гајмалы әсаса малик олан әразидә үзгүн вә инверсион (чеврилмиш) мәншәли морфоструктур типләри ајрылыр. Бундан башга, кеврәк сүхурларын литоложи-кенетик хусусијәтләрини нәзәрә алараг, әразидә денудасион-аккумулятив платолар, денудасион-аккумулятив вә аккумулятив дүзәнликләр дә ашкар олуимушдур.

V. A. Kuluzade, R. S. Abdullaev

THE PECULIARITIES OF RELIEF STRUCTURE OF CASPIAN FOOT-HILL PLAIN SURFACE AND ADJACENT MOUNTAINS

According to the character of manifesting of geological structures and peculiarities of denudational processes in foothill plains straight and inversional morphostructures are distinguished complicated with various morphoscultures.

УДК 551.794

А. В. МАМЕДОВ, С. С. ВЕЛИЕВ

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ПОЛОЖЕНИИ И ВОЗРАСТЕ МАНГЫШЛАКСКОЙ РЕГРЕССИИ

В последние годы благодаря широкому применению радиометрических методов датирования достигнуты значительные успехи в определении возраста природно-климатических событий геологического прошлого и установления связей между ними. Сейчас можно считать твердо установленным, что между 20 и 15 тыс. лет назад началась деградация последнего ледникового покрова, которая привела к почти полному исчезновению его в Евразии 9—8 тыс. и в Северной Америке — 6—3 тыс. лет назад (А. А. Величко, 1982; М. Г. Гроссвальд, 1983; Н. В. Кинд, 1974, 1982; Л. Р. Серебрянный, 1978) и поднятию уровня Мирового океана на 90—150 м (П. А. Каплин 1973, 1982; Г. Г. Клиге, 1980, 1982).

Резкий подъем уровня испытывали в это время и внутренние моря. В Черное море океанические воды проникли 8—7 тыс. лет назад, однако подъем уровня начался 12—14 тыс. лет назад (Н. С. Благоволлин и др., 1982; П. В. Федоров, 1978, 1982; Ф. А. Щербаков, 1983). Балтийское море стало частью Атлантики 10—8 тыс. лет назад, но и здесь уже 13 тыс. лет назад по мере отступления ледника возникали озера, которые, разрастаясь и объединяясь, образовали крупное Балтийское ледниковое озеро (Н. С. Благоволлин и др., 1976; Я. М. Пуннинг, 1982; Л. Р. Серебрянный, 1978, 1982). Во время деградации ледникового покрова возобновился сток по Тургайской долине, в результате чего повысился и уровень Аральского моря (И. А. Волков и др., 1978; М. Е. Городецкая, 1978; Е. Г. Маев и др., 1983). Только Средиземное море из-за отсутствия источников в ледниковых и приледниковых областях до соединения с океаном имело низкий уровень (Л. Р. Серебрянный, 1978).

Таким образом, мы видим, что деградация последнего ледникового покрова привела к подъему уровней как Мирового океана, так и всех внутренних морей, имевших источники питания в ледниковых и приледниковых областях. Иначе, по господствующим взглядам, вел себя Каспий. Как считают Р. К. Клиге (1980), О. К. Леонтьев, Е. Г. Маев, Г. И. Рычагов (1977), П. В. Федоров (1978) и другие (разногласия касаются частностей) Каспий во время развития последнего оледенения трансгрессировал, а в период таяния ледника — регрессировал, особенно быстро 10—8 тыс. лет назад, когда за 1—2 тыс. лет его уровень упал на 30 м и достиг отметки — 48—50 м*. Но особенно удивительно, что затем, уже после исчезновения материковых ледников в Евразии,

* Здесь и далее высоты абсолютные.

по мнению названных исследователей, уровень Каспия также за 1—2 тыс. лет вдруг резко поднялся на 30 м.

Основанием для приведенных взглядов служит существование в Каспии на отметках — 48—53 м мангышлакской подводной береговой линии и соответствующих ей отложений, представленных крупнозернистым песком с детритом и примесью гальки и гравия явно прибрежного генезиса мощностью до 6—7 м (Л. И. Лебедев и др., 1973; В. И. Артамонов, Е. Г. Маев, 1979). Хотя абсолютных датировок нет, но расположение мангышлакских отложений между хвалынскими и новокаспийскими осадками считается доказательством того, что регрессии, во время которых они образовались, разделяют верхнехвалынскую и новокаспийскую трансгрессии. Однако факты, по нашему мнению, свидетельствуют, о более древнем возрасте мангышлакской регрессии.

Мангышлакские отложения действительно лежат под новокаспийскими, но между ними наблюдается размыв. Это свидетельствует о существовании между мангышлаком и новокаспием периода, во время которого была смыта определенная толща осадков. Эта толща сохранилась в ряде мест Мангышлакского порога, где под новокаспийскими отложениями были обнаружены литологически не отличные от них (различные лишь одно — отсутствие *Cardium edule* L.) осадки, представленные мелкозернистыми ракушечно-оолитовыми песками, алевролитам и различными илами (В. И. Артамонов, Е. Г. Маев, 1979). Высотные отметки (от —35 до —53 м) указывают на их послемангышлакский возраст. Эти отложения относят к новокаспийскому времени. Однако по составу фауны они идентичны отложениям дагестанской террасы с отметками —16—18 м, относимой теми же исследователями к позднему хвалыну. Эти же исследователи по названию упомянутой террасы дагестанскими называют отложения, залегающие под мангышлакскими. Однако фауна так называемых «дагестанских» отложений сильно отличается от фауны дагестанской террасы и включает в свой состав *Didacna parallella* Bog., *D. subcatillus* Andrus и *D. delenda* Bog. характерные для нижнехвалынских и более древних отложений (А. А. Свиточ, 1981). На расположение мангышлака между ранним и поздним хвалыном указывает и собственно мангышлакская фауна, которая содержит в своем составе как нижнехвалынскую (*D. subcatillus* Andrus, *D. delenda* Bog. и др.), так и типично верхнехвалынскую (*D. trigonoides* Pall., *D. barbotdemarnyi* Gr., *D. baeri* Gr. и др.) фауну (В. И. Артамонов, Е. Г. Маев, 1979).

В. А. Вронский (1976), выделив под мангышлакскими отложениями Северного Каспия два слоя морских осадков, отнес верхний слой к верхнему, а нижний — к нижнему хвалыну. Но характер перехода между этими двумя слоями, который по самому же В. А. Вронскому, свидетельствует о формировании верхнего слоя не во время трансгрессии, а в период незначительного понижения уровня нижнехвалынского водоема, а также отсутствие в верхнем слое представителя типично верхнехвалынской фауны показывают, что не только нижний, но и верхний слой относятся к нижнему хвалыну.

Регрессия подобно мангышлакской должна была привести к образованию довольно мощных континентальных образований и глубокого вреза рек. И то, и другое наблюдается, но не между хвалыном и новокаспием, а внутри хвалына. Еще М. М. Жуков (1935) в низовьях Волги выделил ряд горизонтов континентальных образований, покрыва-

ющие морские хвалынские (в нашем понимании — раннехвалынские) отложения и мощность которых (по данным бурения, в пониженной части дельты — более 18 м) свидетельствует о глубоком врезе Волги после раннего хвалына (К. А. Рачковская, 1951)*. М. В. Карандеева, изучавшая эти континентальные отложения выявила, что они не только лежат на морских отложениях, но и сами перекрываются морскими отложениями до 0-ой горизонтали разделяют хвалынские (раннехвалынские) и послехвалынские (позднехвалынские) отложения.

В пользу низкого стояния уровня в послераннехвалынское время говорит и эрозионное расчленение кровли нижнехвалынских отложений, слагающих цоколи бэровских бугров (О. К. Леонтьев и др., 1977), и континентальные образования между нижне- и верхнехвалынскими отложениями в Западной Туркмении, и резкий абразионный уступ высотой более 20 м между ранне- и позднехвалынскими террасами. Ничего подобного приведенному между хвалыном и новокаспием не наблюдается. О переходе верхнехвалынских отложений в новокаспийские уже говорилось.

Расположение трех позднехвалынских (0—2 м; —10 — —12 м; —16—10 м) и двух новокаспийских (—20—22 м; —24—26 м) террас ступенчато через 4 м (за исключением наиболее высокой террасы) также свидетельствует о последовательном опускании уровня Каспия без глубоких регрессий. Интересно, что современный уровень Каспия колеблется между 27—29 м, также на 4 м ниже самой низкой новокаспийской террасы. Вероятно, сейчас происходит формирование еще одной морской террасы. Исходя из изложенного мы считаем, что мангышлакская регрессия происходила между ранне- и позднехвалынскими трансгрессиями. М. М. Жуков (1945), впервые выделивший эту регрессию, поместил ее между хвалыном и новокаспием, а А. В. Шнитников (1956), показавший невозможность в это время подобной регрессии, — между хазаром и хвалыном. Но и М. М. Жуков, и А. В. Шнитников считали, что в хвалыне после максимума хвалынской трансгрессии происходило равномерное падение уровня моря с остановками и небольшими трансгрессиями, не прерываемое глубокой регрессией. Поэтому и тот, и другой вынуждены были вывести мангышлакскую регрессию за пределы хвалына.

Однако уже в 50-ых годах было доказано существование глубокой регрессии внутри хвалына, называемую енотаевской (М. В. Карандеева, 1951; П. В. Федоров, 1957), и необходимость выведения мангышлакской регрессии за пределы хвалына отпала. Приведенные факты, как мы показали, также свидетельствуют о существовании мангышлакской регрессии между ранне- и позднехвалынской трансгрессиями.

Абсолютные датировки позднехвалынских отложений охватывают интервал времени от 15 до 8 тыс. лет назад. В этом случае мангышлакская регрессия, получая возраст древнее 15 тыс. лет назад, коррелируется с максимумом последнего оледенения и становятся понятными причины суровых климатических условий мангышлакского времени уста-

* До появления работ П. В. Федорова (1957 и др.) исследователи Поволжья, в том числе и упоминаемые здесь М. М. Жуков, К. А. Рачковская и М. В. Карандеева, хвалынскими называли лишь раннехвалынские отложения. Все более молодые отложения, в том числе и верхнехвалынские, ими относились к послехвалынскому времени. Этому не заметил В. А. Вронский (1976), который, исходя из того, что К. А. Рачковская (1951) континентальные отложения Северного Каспия называет послехвалынскими, относит переуглубление русла Волги ко времени между хвалыном и новокаспием.

новленных по составу осадков и палинологическим данным (Т. А. Абрамова, Е. Г. Маев, 1974). Верхнехвалынская трансгрессия совпадает с периодом таяния покровных ледников и трансгрессиями Мирового океана, Черного, Балтийского и других морей.

Таким образом, как мы видим, отнесение мангышлакской регрессии к периоду между ранне- и позднехвалынскими трансгрессиями позволяет привести историю Каспия в последние 15—20 тыс. лет в полное соответствие с историями оледенений Мирового океана, Черного и других морей. Только 8 тыс. лет назад, когда из-за полного таяния ледников Евразии сток воды в Каспий резко уменьшился, а Мировой океан и его моря благодаря таянию ледников Северной Америки продолжали повышать свой уровень, история Каспия стала отличаться от истории других морей.

К выводу о синхронности колебания уровней Мирового океана, Балтийского, Черного и других морей с колебанием уровня Каспия пришли К. В. Никифорова, Н. В. Кинд, И. И. Краснов (1984), Л. Р. Серебрянный, Н. С. Благоволин (1977), В. М. Сорокин, П. Н. Куприн, М. Б. Чернышова (1983). Последние, изучая комплексными методами условия накопления верхнеплейстоцен-голоценовых отложений Черного и Каспийского морей, выявили полную синхронность палеогеографических событий обоих морей.

Выводы

1. Мангышлакская регрессия происходила между ранне- и позднехвалынской трансгрессиями и ее отложения коррелируются с енотаевскими слоями Северного Прикаспия.

2. По времени мангышлак соответствует максимуму последнего оледенения, поздний хвалын — позднеледниковью, новокаспий — послеледниковью.

3. Позднехвалынская трансгрессия явилась последней в истории Каспия. В новокаспийское время в целом происходило понижение уровня, то есть регрессия.

Литература

1. Абрамова Т. А., Маев Е. Г. Палинологическая характеристика и условия формирования горизонта позднехвалынской (мангышлакской) регрессии Каспийского моря. Маринопалинологические исследования в СССР, 1974, с. 117—125.
2. Артамонов В. И., Маев Е. Г. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений шельфа Каспийского моря. Комплексные исследования Каспийского моря, 1979, вып. 6, с. 12—22.
3. Благоволин Н. С., Муратов В. М., Островский А. Б., Серебрянный Л. Р. Палео-гидрология Балтийского и Черного морей в четвертичное время. Проблемы палео-гидрологии, 1976, с. 113—138.
4. Благоволин Н. С., Муратов В. М., Островский А. Б. Черное море. В кн.: «Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. 1982, с. 11—13.
5. Величко А. А. Периодизация событий позднего плейстоцена в перигляциальной области. В кн. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. 1982, с. 67—70.
6. Волков И. А., Гроссвальд М. Т., Троицкий С. Л. О стоке приледниковых вод во время последнего оледенения Западной Сибири. — Изв. АН ССР, сер. геогр., 1978, № 4, с. 25—35.
7. Вронский В. А. Маринопалинология южных морей. — Ростов-на-Дону, 1976, 200 с.

8. Городецкая М. Е. О террасах Аральского моря. Геоморфология, 1978, № 1, с. 46—54.
9. Гроссвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов. — М.: Наука, 1983, 217 с.
10. Жуков М. М. К стратиграфии каспийских осадков низового Поволжья. Тр. Комиссии по изуч. четв. периода, 1935, т. 4, вып. 2, с. 227—272.
11. Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Проблемы Казахстана, 1945, т. 2, 236 с.
12. Каплин П. А. Новейшая история побережий Мирового океана. — М., 1973, 265 с.
13. Каплин П. А. Проблемы изучения колебаний уровня океана в послеледниковое время. Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет, 1982, с. 6—22.
14. Карандеева М. В. О новой трансгрессии Каспийского моря. Вопросы географии, 1951, сб. 24, с. 144—152.
15. Кинд Н. В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. — Тр. ГИН АН СССР, 1974, вып. 257, 257 с.
16. Кинд Н. В. Некоторые проблемы палеогеографии и позднего плейстоцена и голоцена Северной Евразии и Америки. Проблемы геологии и истории четвертичного периода (антропогена), 1982, с. 213—226.
17. Клиге Г. Г. Уровень океана в геологическом прошлом. — М.: Наука, 1980, 110 с.
18. Клиге Г. Г. Изменение уровня океана в истории Земли. — Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет, 1982, с. 11—22.
19. Лебедев Л. И., Маев Е. Г., Бордовский О. К., Кулагова Л. С. Осадки Каспийского моря. — М.: Наука, 1973, 118 с.
20. Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. — М.: Изд. МГУ, 1977, 210 с.
21. Маев Е. Г., Маева С. А., Николаев С. Д., Парунин О. Ф. Новые данные по голоценовой истории Аральского моря. Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое, 1983, ч. 2, с. 133—144.
22. Никифорова К. В., Кинд Н. В., Краснов И. И. Хроностратиграфическая шкала четвертичной системы (антропогена). — Четвертичная геология и геоморфология. 27-й МГК С.ОЗ, 1984, с. 22—32.
23. Пуннинг Я.-М. К. Эвстатические колебания уровня Балтики в голоцене. — Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет, 1982, с. 134—143.
24. Рачковская К. А. Геологическое строение дельты Волги. Тр. ГОИН, вып. 18(30). 1951, с. 184—219 с.
25. Серебрянный Л. Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэстазия в позднечетвертичное время. — М.: Наука, 1978, 270 с.
26. Серебрянный Л. Р. Балтийское море. — В кн. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет., 1982, с. 9—11.
27. Серебрянный Л. Р., Благоволин Н. С. Сравнительная характеристика развития Балтийского, Черного и Каспийского морей в голоцене. — Землеведение, т. 12, 1977, с. 43—51.
28. Сорокин В. М., Куприн П. Н., Чернышова М. Б. Сравнительная позднечетвертичная палеогеография Черного и Каспийского морей. Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое, ч. 1, 1983, с. 42—52.
29. Федоров П. В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 10, 1957, 298 с.
30. Федоров П. В. Плейстоцен Понто-Каспия. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 310. — М., 1978, 166 с.
31. Федоров П. В. Послеледниковая трансгрессия Черного моря и проблема изменения уровня океана за последние 15000 лет. — Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет, 1982, с. 151—156.
32. Шнитников А. В. Ритм Каспия в послеледниковое время (эпоха постюрма). Чтение памяти Л. С. Берга I—II, 1956.
33. Шербаков Ф. А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. — М.: Наука, 1983, 212 с.

Ә. В. Мәммәдов, С. С. Вәлијев

МАНГЫШЛАГ РЕГРЕССИЈАСЫНЫН JAШЫ ВӘ СТРАТИГРАФИЈАСЫ ҲАГГЫНДА

Мүәллифләрин фикринчә, Мангышлаг регрессијасыны ајырмаға әсас верән дәлил-
ләрин тәһлили көстәрир ки, регрессија Јени Қаспи вә Уст Хвалын әсрләри арасында
дејил, Ашағы вә Уст Хвалын трансгрессијалары арасында баш вермишдир.

A. V. Mamedov, S. S. Valiev

ON THE STRATIGRAPHIC CONDITION AND AGE OF MANGISHLAG REGRESSION

The authors consider that Mangishlag regression between khvalin and new
caspien is of the period of early and late khvalin transgressions.

АЗӘРБАЈҶАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ

Јер елмләри серијасы, 1988, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР

Серия наук о Земле, 1988, № 6

УДК 551.4:551.24

А. С. САФАРОВ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И СТАНОВЛЕНИЕ РЕЛЬЕФА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КУРИНСКОЙ ВПАДИНЫ

Новейшая тектоника, представленная двумя составными слагае-
мыми, — тектоническими структурами и тектоническими движениями,
рассматривается в свете существующих понятий в рамках новейшего
тектонического этапа, которому на Кавказе, в частности по Куринской
впадине, посвящено большое количество работ [4—9, 11], касающихся
разных аспектов. В частности, за неотектонический этап принимается
тот геологический отрезок времени (олигоцен-плейстоцен), в течение
которого создались наиболее крупные морфоструктуры (Б. и М. Кав-
каз, Куринская впадина, Талыш и др) современного рельефа [11]. В
то же время в рамках крупной морфоструктуры, как, например, Курин-
ской впадины, отдельные частные ее структуры характеризуются зна-
чительно более поздним возрастом. Так, почти все морфоструктуры ис-
следуемой территории датируются плиоцен-антропогеном, варьируя в
этом пределе, о чем речь пойдет дальше.

Новейшие тектонические движения (НТД), поставляя материал—
тектонические структуры, составляющие основу или внутреннее содер-
жание рельефа, играют труднопереоценимую роль в развитии как этих
структур, так и современного рельефа. Поэтому подробная характерис-
тика НТД является одним из ключей к раскрытию картины становле-
ния и развития современного рельефа.

При количественной характеристике НТД нами заимствована ме-
тодика, использовавшаяся Н. Ш. Шириновым [11] и др., основанная на
следующем: глубина и высота залегания (глубины для морских и вы-
соты для континентальных) принимаются за величины опускания или
поднятия; мощность отложений определенного стратиграфического ин-
тервала с учетом первичной отметки подошвы этой толщи и величины
последующего сноса принята за сумму тектонических опусканий за
этот период; отметки максимальной глубины и высоты залегания од-
новозрастных отложений, имеющих одинаковый уровень исходной по-
верхности, в сумме приняты за амплитуды тектонических движений за
период с конца момента их образования по настоящее время и др. Пре-
красным информативным источником при рассмотрении четвертич-
ных тектонических движений (ТД) являются морские террасы, позво-
ляющие говорить о гипсометрии, величине и интенсивности четвертич-
ных тектонических поднятий положительных морфоструктур. Напри-
мер, минусуя от абс. отметки Малохараминского хребта 499 м абс. вы-
соту раннехазарской 120-метровой морской террасы, получим 379 м—
высоту этого хребта в раннем хазаре и т. д.

Качественная характеристика НТД основана на палеотектоно- и
палеогеоморфологических картах, картосхемах и других данных о рас-
положении участков суши и моря, денудации и седиментации, о лито-

фациях и мощностях отложений. Ограниченный формат статьи не позволяет привести в ней многое из отмеченного.

Коротко охарактеризуем гипсометрию, мощность и литофации отложений, складчатость, разрывную дислокацию, морские террасы, отражающиеся в рельефе и геологическом строении через тектонические движения.

Наиболее древними отложениями, вскрытыми скважинами в пределах Алятской гряды, являются понтические, представленные глинами. Предполагаемая мощность их 400—500 м приурочена к осевой полосе Нижнекуруинской впадины.

Продуктивная толща: песчано-глинистая фация — мощность от более 4200 м (Каргалинская синклинали) до 1600—2200 м (Алят, Кюровдаг и др.) — размытая кровля на высоте 40—400 м (Бабазанан, Харамы, Алят) и на глубине более 4100 м (Каргалинская синклинали), подошва — более 8000 м.

Акчагыльские отложения: глинистая фация — мощность не более 600 м, кровля на высоте 35—350 м (Бабазанан, М. Харамы, Алят) и на глубине 3700 м (Каргалинская синклинали), подошва — более 4000 м.

Апшеронские отложения: чередование глинистых и песчано-глинистых толщ — мощность от более 2500 м (между м. Бяндован и устьем Куры) до 200—1400 м (Алят, Кюровдаг), размытая кровля на высоте до 300 м (Алят) и на глубине 1500 м (Каргалинская синклинали), подошва — более 3600 м.

Таблица 1

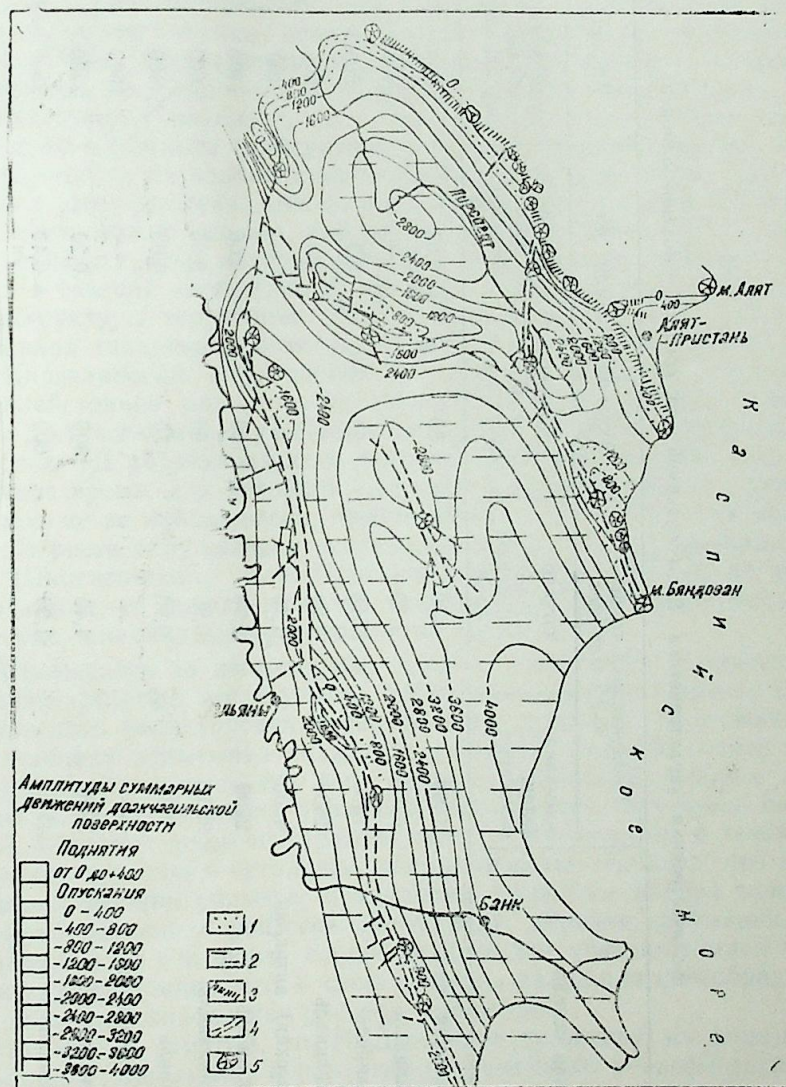
Количественная характеристика ТД за четвертичный период
(продолжительность около 730 тыс. лет)

Структурная основа	Суммарная величина ТД (м)		Среднегодовая скорость движений (мм/г)	
	подня- тия	опуск.	подня- тия	опуск.
Алятская антиклинальная зона	400	—	0,55	—
Хараминская антиклиналь	400	—	0,55	—
Мишовдагская антиклиналь	290	—	0,30	—
Агзыбирская (Боздагская) антикл.	120	—	0,16	—
Кюровдагская антиклиналь	160	—	0,22	—
Бабазананская антиклиналь	40	—	0,05	—
Навагинская синклинали	—	600	—	0,80
Каргалинская синклинали	—	1750	—	2,30

Плейстоценовые морские отложения в основном слагают террасы, обнажаясь в пределах высот от —24 до 240 м. Подошва их опущена в Каргалинской синклинали (вблизи устья Куры) до 1500—1750 м. Фации разнообразны: в основном чередуются глины, пески, песчанистые глины, суглинки, песчанистые ракушняки, известняковые ракушняки и гипс, в зависимости от эпох плейстоцена.

Как известно [1, 3, 9, 11, 12 и др.], интенсивность и характер складчатости прямо зависят от мощности осадочного чехла, что хорошо видно на примере исследуемой территории. Разница плиоценовых отложений на сводах и крыльях антиклинальных складок показывает на вырисовку этих складок в плиоцене.

Все положительные морфоструктуры рассечены продольными разрывами, от которых отходят более мелкие нарушения. Значительная часть нарушений прослеживается в осадочной толще, на что указывает анализ различных геологических профилей. Большую роль в строении территории сыграла Аджичай-Алятская зона разломов [2], к которой приурочены грязевые вулканы.



Карта новейших тектонических движений (акчагыл-плейстоцен).

- 1 — поднятие в антропогене в областях раннего опускания;
- 2 — наиболее интенсивное опускание в течение новейшего этапа;
- 3 — глубинные разломы; 4 — разрывы, выраженные в рельефе;
- 5 — центры грязевулканических извержений

Таблица 2

Количественная характеристика ТД (опусканий) за средний — поздний плейоцен

Структурная основа	Продуктивная толща — 2,3 млн. лет		Акчагыл — 1,5 млн. лет		Апшерон — 1,0 млн. лет	
	суммарная велич. опусканий	с/г скорость движений, мм/г	суммарная велич. опусканий	с/г скорость движений, мм/г	суммарная велич. опусканий	с/г скорость движений, мм/г
Алятская антиклинальная зона	1600	0,70	50	0,03	200	0,20
Пирсагатская антиклиналь	4200	1,80	—	—	400	0,40
Хараминская антиклиналь	1600	0,70	50	0,3	600	0,60
Мишовдагская антиклиналь	2400	1,04	50	0,3	600	0,60
Агзыбирская (Боздагская) антиклин.	4000	1,70	—	—	400	0,40
Кюровдагская антиклиналь	2200	0,96	100	0,06	1400	1,40
Бабазананская анатиклиналь	2200	0,96	100	0,06	600	0,60
Хиллинская антиклиналь	2200	0,96	50	0,03	400	0,40
Алят-Пристанская синклиналь	—	—	—	—	1000	1,00
Навагинская синклиналь	3200	1,40	300	0,20	2200	2,20
Каргалинская синклиналь	4200	1,80	600	0,40	2800	2,80

О роли морских террас мы уже говорили. Н. Ш. Ширинов [10] выделяет здесь 14 морских террас, подробно описав их, так что повторяться излишне.

Переходя к количественно-качественной оценке НТД, отметим, что нами в основном применялся метод анализа мощностей, базирующийся на скважинных и геофизических данных, позволивший построить карты НТД за верхний отдел продуктивной толщи-плейстоцен (лимит статьи не позволяет привести ее) и акчагыл — плейстоцен (рис.), а также составить таблицы, детально отображающие количественные показатели НТД. Наглядность и подробность приводимой графики, на наш взгляд, не нуждаются в пространственных комментариях.

Фактический материал, т. е. данные различного рода скважин, древнее балаханского (продуктивная толща) века отсутствует, что послужило одной из причин количественную характеристику ТД начать именно с этого времени. Анализ этих данных показал, что ТД балаханского века, можно сказать, способствовали развитию эмбрионов тектонических структур, которые начиная с конца эоплейстоцена (апшерон) и в течение четвертичного времени превращаются в современные морфоструктуры территории. Ясно вырисовывается в основном унаследованная тенденция развития структур, что хорошо видно на примере Каргалинской, Навагинской синклиналей. Начиная с самого конца эоплейстоцена ряд структур (Алятская, Хараминская, Мишовдагская и др.) испытывает уже абсолютные поднятия. Наибольшей интенсивностью ТД характеризуются балаханский, апшеронский века и четвертичное время, для которого уже присущ различный знак движений, чего раньше не наблюдалось; интенсивность ТД (опусканий) прямо зависит от роста окружающих источников сноса и т. д. Некоторые структуры (Пирсагатская, Алят-Пристанская, Агзыбирская) во времени то выпадают, то появляются, что связано с особенностями проявления тектоники, или складкообразования, на территории.

Основываясь на изложенном, отметим следующее. Заложение современного рельефа исследуемой территории можно отнести к концу балаханского века (продуктивная толща), который до самого конца эоплейстоцена испытывал подводное развитие, что обусловило относительную примитивность его, выраженную небольшим набором форм и процессов. В самом конце апшерона фиксируется осушение сводовых частей Алятской гряды и Хараминского хребта, а затем в течение четвертичного времени и остальных положительных структур, что привело к дифференциации рельефа, проявлению широкого набора экзогенных рельефообразующих процессов (денудации, абразия, дефляция, грязевулканизм и др.) и форм, сопровождавшихся участвовавшими колебаниями уровня Каспия, что, в свою очередь, наложило своеобразный отпечаток на ход становления рельефа территории.

Резюмируя, отметим, что НТД создали ту основу, на фоне которой произошло становление и развитие современного рельефа территории.

Литература

1. Белоусов В. В. Общая геотектоника. — М.—Л.: Госгеолтехиздат, 1948, с. 59С.
2. Губкин И. М. Тектоника юго-восточного Кавказа в связи с нефтеносностью этой области. — М.—Л., Грозный-Новосибирск: Горгеонефтенздат, 1934, с. 52.
3. Мамедов А. В. Геологическое строение и история развития Среднекуринской впадины в связи с нефтеносностью. Автореф. докт. дис. — Баку, 1970, с. 47.

4. Мамедов А. В. Палеотектоника Куринской впадины и закономерности размещения зон нефтегазонакопления. В кн.: Палеотектоника и палеогеоморфология в нефтяной геологии. — М.: Наука, 1978, с. 70—74.

5. Мамедов А. В., Мусеибов М. А., Широков Н. Ш. Новейшие тектонические движения и их роль в формировании современного структурного плана и рельефа Куринской впадины. В сб.: Вопросы геоморфологии и ландшафтоведения. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1966, с. 96—139.

6. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. — М.: Недра, 1968, с. 483.

7. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. — М.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 392.

8. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. — Изд-во АН Арм. ССР, 1959, с. 505.

9. Хаин В. Е. Общая геотектоника. — М.: Недра, 1964, с. 479.

10. Широков Н. Ш. Геоморфологическое строение Кура-Араксинской депрессии. — Баку: Элм, 1973, с. 216.

11. Широков Н. Ш. Новейшая тектоника и развитие рельефа Кура-Араксинской депрессии. — Баку: Элм, 1975, с. 191.

12. Штилле Ганс. Избранные труды (пер. с нем.). — М.: Мир, 1964, с. 887.

А. С. Сәфәров

КҮР ЧӨКӘКЛИЈИНИН ЧӨНҮБ-ШӘРГ ЁССӘСИНІН ЈЕНИ ТЕКТОНИК КӘРӘКӘТЛӘРИ ВӘ РЕЛЈЕФИН ФОРМАЛАШМАСЫ

Јени тектоник һәрәкәтләр Балаханы, Абшерон әрләриндә вә Дөрдүнчү дөврдә даһа интенсив шәкилдә баш вәрмиш вә эразидә релјефин формалашмасынын вә инкишафынын әсасыны гәјмушдур.

A. S. Safarov

NEOTECTONIC MOVEMENTS OF SOUTH-EASTERN PART OF THE KUR DEPRESSION AND RELIEF FORMATION

The neotectonic movements took place more intensively in balakhany, absheron centuries and Quaternary period, and it was the beginning of relief formation and development of the territory.

УДК 551.894

С. С. ВЕЛИЕВ

КЛИМАТ АЗЕРБАЙДЖАНА В ИСТОРИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ (ПО СВЕДЕНИЯМ ПИСЬМЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ)

Начиная с А. Бакиханова азербайджанскими учеными проделана большая работа по выявлению и анализу многочисленных письменных источников, в которых содержится хоть крупинка сведений об Азербайджане. Но до сих пор плодами этих работ пользуются лишь историки, филологи и представители других общественных наук. Данная статья является первой публикацией, в которой письменные источники рассматриваются в качестве источников по палеогеографии — а именно по палеоклиматам Азербайджана.

Древние источники чрезвычайно скудны сообщениями о климате Азербайджана. В нашем распоряжении имеются лишь указания географа I в до н. э. о том, что климат Албании, находившейся на территории Азербайджанской ССР, благоприятнее климата Египта и Вавилона (Страбон, 1964, с. 474), и известие о жарком лете 65 г. до н. э. на территории Албании, когда Помпею удалось вброд переправиться через Куру и поджечь лес (Латышев, 1900, с. 614—615). Кроме того средневековый историк сохранил сведение об очень суровой зиме одного из годов конца III в. до н. э., когда Аракс надолго был скован льдом в своем среднем течении (Моисей Хоренский, 1893, с. 90).

Изменение климата Азербайджана в древние века выявляется не при анализе сообщений о его климате, а при рассмотрении данных авторов об устье Аракса. Сейчас на всех картах, посвященных древним векам, принято Аракс изображать впадающим не в Куру, а в Каспийское море. Об этом действительно говорится у Страбона (1964, с. 475), который при описании побережья Каспия исходил из материалов плавание Патрокла (нач. III в. до н. э.). То обстоятельство, что Страбон, любящий указывать на противоречия между различными источниками, ничего не говорит о впадении Аракса в Куру, позволяет полагать отсутствие разногласий между сообщениями Патрокла и спутников Помпея, а это значит, что на протяжении последних трех веков до нашей эры Кура и Аракс имели самостоятельные устья.

Основанием для показа отдельного устья Аракса в предыдущие века служит указание историка V в. до н. э. на впадение Аракса в Каспийское море (Геродот, 1972, с. 75). Но здесь обращает на себя внимание то обстоятельство, что Геродот, хорошо зная Аракс, ничего не говорит о Куру, словно она какая-то второстепенная река. Но и по сток, и по длине Кура превосходит Аракс, и второстепенной она могла считаться только в том случае, если ее принимали за приток Аракса. Таким образом у нас есть большее основание полагать, что во времена Геродота Аракс впадал в Куру, чем в Каспий.

Разгоревшиеся после Страбона споры о том, куда впадает Аракс: в Куру или Каспий, показывают, что Аракс с I в. н. э. начал поворачи-

вать к Куру, но вероятно, еще долгое время эта река имела два устья (одно впадало в Куру, другое — в море), как это показано у Птолемея (подробнее см. Велиев, 1987). Когда именно Аракс стал окончательно впадать только в Куру, неизвестно, но произошло это до 652/653 г. н. э. (первое прямое указание на впадение Аракса в Куру — Баладзори, 1927, с. 14).

Как показали прорывы Аракса к Каспийскому морю в XIX в., они возможны лишь при чрезвычайно большом стоке, обусловленном также чрезвычайно большими осадками в его бассейне. Только при этих условиях воды Аракса были в состоянии прорывать приречные валы и устремляться к морю. Впадение на протяжении не менее пяти веков (III в. до н. э.—II в. н. э.), а скорее всего дольше Аракса в Каспий показывает, что то количество осадков, которое для XIX в. было экстремально большим, для тех веков было нормой. О большей увлажненности территории Азербайджана и всех областей, лежащих на тех же широтах, свидетельствуют и сообщения Страбона о 4 судоходных притоках Куры ниже Арагви (сейчас только Алазань) и множество рек, указанных К. Птолемеем в Средней Азии там, где сейчас нет ничего подобного (подробнее см. Велиев, 1987, с. 157—160). Особый интерес представляет информация К. Тацита (1970, с. 170) о том, что в I в. н. э. узкая полоса между Кавказскими горами и Каспийским морем каждое лето из-за постоянно дующих ветров затопляется морем. Лето (точнее вторая половина весны и первая половина лета) — это время разлива рек северо-восточного склона Большого Кавказа. И сейчас во время крупных наводнений затопление принимает огромные масштабы. Сообщение К. Тацита показывает, что в его время грандиозные наводнения, создававшие картину затопления низинных пространств морем, были нормой. Совпадение наводнений с преобладанием в это время ветров определенных направлений создавало впечатление нагона вод этими ветрами.

Обобщая приведенное, мы приходим к выводу о более влажном, чем сейчас, климате Азербайджана с IV—III в. до н. э. до середины I тыс. н. э., что не исключало временами очень засушливые годы, как это было в 65 г. до н. э.

Средневековые источники содержат гораздо большее количество сообщений о климатических условиях Азербайджана, но надо учесть характер этих сведений. Так, географы, описывая ту или иную страну, ограничиваются при описании климата несколькими словами (жаркий, холодный, сухой и т. д.), по которым трудно определить действительно существовавший климат. Историки же в противовес географам нередко описывали и природные условия, и климатические явления, но попутно, когда эти сведения необходимы для описания того или иного похода или какого-либо другого события. Поэтому климатические явления описывались не всегда, а главным образом тогда, когда они являлись препятствием или вызывали какие-то катастрофы. В результате довольно много сведений о ливневых дождях и крепких морозах мы встречаем в описании военных походов или путешествий, а сведения о засухах и наводнениях в связи с вызванными ими разрушениями и голодом. Кроме того, в отличие от материалов летописей, каталогов и архивов, используемые, в основном при восстановлении климата средневековья, исторические источники охватывают сравнительно неболь-

шие отрезки времени и в совокупности далеко не всегда могут более или менее равномерно освещать различные века.

Сбор сведений о климатических явлениях, зафиксированных в письменных источниках, в отношении Азербайджана только начат, и наверняка, еще значительная часть их содержится в не просмотренных нами пока источниках. Но уже выявленные сведения о климатических явлениях для более чем 40 временных отрезков позволяют делать определенные заключения об изменении климата Азербайджана в последние 1,5 тыс. лет.

То обстоятельство, что на протяжении VII—VIII в. Аракс постоянно впадал в Куру, говорит о том, что значительных изменений в характере увлажненности за этот период не произошло. Как показывают письменные источники, не было и более или менее заметных изменений и в характере летних сезонов. Так, средневековые источники сообщают, что в 680-х гг. «палящие знойные дни» заставляли Деваншира покинуть свою столицу Партав (Барда) и проводить лето в горах (Мовсес Каланкатуаци, 1984, с. 166), в 780-х гг. отмечено время «невыносимо знойных и палящих дней» у Дербента (Гевонд, 1862, с. 110), в 1220-х гг. гянджинцы летом жили в горах «до тех пор пока не спадет жара» (Буниятов, 1978, с. 191), в 1244 г. во многих областях Передней Азии «из-за летнего зноя умерло от жары много людей и животных» (Киракос Гандзакечи, 1976, с. 182), в 1260-х гг. хулагиды и золотоордынцы воевали между собой зимой, «ибо летом они (воевать) не могли из-за жары и разлива рек» (Там же, с. 237), во второй половине XIV в. бакинцы на лето уезжали из города (Бакуви 1971, с. 89), в начале XV в. в Шемахе отмечен очень жаркий климат (Путешественники..., 1961, с. 57), в 1466 г. среди наиболее жарких мест назван Баку, а среди жарких и влажных — Шемаха, где «парит сильно» (Никитин, 1986, с. 53) в 1488 г. в Карабахе «от жара пылающего солнца... земля была подобна огненному ядру» (Фазлуллах, 1987, с. 92), в 1580 г. там же «кызылбашские войска из-за невыносимой жары остановились в яйлаге Хамшахре на берегу Куры» (Эфендиев, 1981, с. 176). Как показывает приведенный перечень, жаркие сезоны различных периодов мало чем отличались друг от друга.

Иное положение с зимними периодами. Первые сообщения о зимах Азербайджана и соседних областей связаны, в основном, с походами арабов в Закавказье в VI—IX вв. Так, дойдя в начале зимы 655 г. до Двина (среднее течение Аракса), арабы вынуждены были прекратить свой поход и вернуться назад, так как «обнял их холод и снег зимний» (Себеос, 1862, с. 162). Следующее сообщение уже связано с внезапным вторжением хазар в Закавказье, из-за чего в 681 г. в разгар зимы (конец декабря—начало января) албанцы вынуждены были послать к ним делегацию. Эта делегация по пути в предгорьях Большого Кавказа недалеко от Дербента попала в трехдневную «страшную вьюгу», после чего «много дней... не было видно ни звезд, ни солнца и держались крепкие морозы» (Мовсес Каланкатуаци, 1984, с. 123; Джафаров, 1985, с. 65—80). В начале следующего века в 701/702 г. арабы, преследуя армян, догнали их у с. Варданакерт (на левом берегу Аракса напротив горы Арарат), но здесь были разбиты, так как «дни стояли холодные, усиленный напор холодного ветра препятствовал войскам Исмаила показать свое обычное мужество, тем более, что они всю ночь не слезали с коней и с рассветом уже подверглись

ударам меча. Те, которые избегли меча, бросились на реку Аракс, которая в то время замерзла, по случаю страшных морозов. Но когда много собралось их на льду, лед обрушился и потопил с собою всех тех, которые избежали смерти от меча» (Гевонд, 1862, с. 16).

В зиму 735/736 г. арабы вынуждены были совершить поход против хазар в Дагестан и севернее «во время зимы и сильных холодов», так как после ухода арабских войск на зиму к себе хазары вновь восстановили свою власть над Дербентом и другими крепостями, захваченными перед этим арабами (Куфи, 1981, с. 48). Дождаться летнего сезона, позволить хазарам обосноваться в этом стратегически важном районе, арабы не могли. С описанием правления одного из наместников Арабского халифата в Закавказье связано и упоминание «сильных морозов зимой 760/761 г. (Там же, с. 96). Ко времени восстания хурамитов, когда боевые действия проводились круглый год, к одной из зим 836—838 гг относится и сообщение о том, что в то время как в горах Базз (Карадаг южнее Аракса) «выпало большое количество снега», «внизу — «земля не покрытая снегом» (Бунятов, 1965, с. 294—295). Ко времени владычества арабов в Закавказье относится и информация о «лютной зиме» в Албании в 840/841 гг., и о снегопаде в самом начале битвы между грузинами и арабами в 851 г. у границ Осетии (Мовсес Каланкатуаци, 1984, с. 166; Летопись Картли, 1982, с. 49).

Мы довольно подробно остановились на событиях, в связи с которыми упоминаются зимы VII—IX вв., так как они дают возможность определить, насколько закономерны были те или иные зимы. Как показывают эти события, и походы, и битвы, и посольства совершались зимой довольно редко и были принуждены к этому посторонними событиями (необходимость доведения до конца военного похода или подавления восстания в кратчайшие сроки, срочная посылка посольств и т. п.). Поэтому приводимые описания зим являются не экстремальными, а обычными для того времени, может быть за исключением зим 760/761 и 840/841 гг. А они показывают, что в общем в это время зимы были довольно теплыми, похожими на современные.

Однако определить, насколько обычными были происходившие в это время проливные дожди, довольно трудно. Так, при описании событий конца 80—90 гг. Вв. историк пишет: «Как было сказано, время было весеннее и непрерывно лили проливные дожди» (Мовсес Каланкатуаци, 1984, с. 51). В то же время другой историк при рассказе о событиях 760-го года в качестве доказательства гнева божьего приводит пришедшие на этот год «множество саранчи, град и проливные дожди» (Гевонд, 1862, с. 95). Эти дожди, как представляется, предшествовали сильным морозам 760/761 г., о которых мы уже писали. Кроме этих двух годов с обильными дождями, в эти века проливные весенние дожди отмечены в Грузии в 732/733 г. (Летопись Картли, с. 38), в бассейне Куры в 830-х гг. (Бунятов, 1961, с. 4), в бассейне р. Тертер в 851 г. (Мовсес Каланкатуаци, 1984, с. 167). Все эти дожди сопровождалось крупными наводнениями. Об осеннем же дожде упоминается лишь один раз, этот дождь предшествовал снегопаду на горе Базз, о котором выше уже шла речь.

X—XII вв. бедны сообщениями о климатических условиях этих времен. Так, к середине X в. относятся сообщения арабских путешественников о том, что в Армении иногда бывают засухи (Абу Дулаф,

1969, с. 41), а в горах Большого Кавказа часты сели (Минорский, 1963, с. 192). О событиях XI в. сообщает «Летопись Картли» (1982, с. 69 и 73—74), отмечая зимнюю пургу между Шавшати и Картли и жестокую зиму в Восточной Грузии и последующее наводнение Куры. В XII в. пока нами отмечено одно событие — сильное наводнение Куры, прорвавшее плотину Бакилани (Бунятов, 1978, с. 154).

В отличие от предыдущих веков, XIII—XIV вв. сравнительно хорошо насыщены сведениями о климатических явлениях, но среди них нет ни одного о холодных и снежных зимах. Само выпадение снега в это время привлекало внимание. Так, от сильных морозов и снегов, покрывавших горы в зимнюю эпоху, умерло множество народа (Киракос Гандзакечи, 1976, с. 232), а большое количество осадков (снега и дождя), выпавшего зимой 1318/1319 г. на равнины Азербайджана, погубили посевы и скот (Али-заде, 1956, с. 326). Эти «экстремальные» зимы показывают, что в XIII—XIV вв. были довольно теплые климатические условия, по крайней мере значительно теплее современных.

Совершенно иная картина климатических явлений предстает перед нами в XV—XVII в. в декабре 1412 г. в Азербайджане отмечены столь сильные холода, что значительная часть угнанного в это время из Ширвана в Тебриз скота погибла, хотя путь пролегал через зимние пастбища (Ашурбейли, 1983, с. 242). Еще более холодным был январь 1478 г., когда «наступили такие холода, каких не помнили старики Азербайджана», толщина снежного покрова в горах в это время местами превосходила рост верблюда (Фазлуллах, 1987, с. 45—46). В 1486 г. снег и мороз установились уже с поздней осенью в Грузии (Там же, с. 67), а в 1534 г. в это же время прошел большой дождь, смененный сильным снегопадом в районе Султании (Зулалян, 1971, с. 115). Сильные холода зафиксированы в 1547 г. в Южном Дагестане (Эфендиев, 1981, с. 84) и в октябре—ноябре 1578 г. в районе Тбилиси и Шабрани (вместе со снежными буранами) (Там же, с. 154—163. Зима 1579/1580 г. также была с жестоким морозом и большим количеством снега. XVII в. уже выделяется не суровыми и ранними зимами, как это мы видим в XV—XVI вв., а затяжными морозами. Так, в 1637 г. мороз и снег в Шемахе отмечались 28 марта, а в Мугани — ненастная погода со снегом 7 апреля (Путешественники... 1961, с. 274—278), в 1671 г. 6 января в Шемахе был такой мороз, что замерзла речка, а с апреля по июль неоднократно выпадали ливневые дожди с грозами и градом (Там же, с. 319—335). К последнему веку примыкает по характеру зим и XVIII в., который мы здесь не рассматриваем специально, так как в этом веке количество сведений об интересующих нас явлениях резко возрастает из-за появления специальных научных трудов. Здесь же мы только отметим, что зима 1741/1742 г. была необычно долгой, сильные снега и морозы фиксировались вплоть до конца апреля (Алиев, 1975).

Конечно, все приведенные сведения касаются экстремальных зим, но они показывают, что просто холодные зимы с морозами в это время уже не привлекали к себе особого внимания и не вызывали тех трудностей, которые были следствием их ранее. Этот сравнительно холодный период, который получил название «малой ледниковой эпохи», продолжался до конца XIX в. Подытоживая, мы в истории климата Азербайджана в последние 2,5 тыс. лет выделяем 5 периодов: 1) от IV—III вв. до н. э. до сер. I тыс. н. э. — более влажный, чем совре-

менный; 2) сер. I тыс. н. э.—X (XII?) вв. — близок к современному; 3) XIII (XII?)—XIV вв. — теплее современного, 4) XV—XIX вв. — холоднее современного, 5) XX в. — современный.

Литература

1. *Абу Дулаф*. Вторая записка. — М.: Изд. вост. лит., 1969, 111 с.
2. *Алиев Ф. М.* Антииранские выступления и борьба против турецкой оккупации в первой половине XVIII в. — Баку: Элм, 1975, 231 с.
3. *Али-заде А. А.* Социально-экономическая и политическая история Азербайджана в XIII—XIV вв. — Баку: Изд. АН Азерб. ССР, 1956, с. 420.
4. Ашурбеян С. Б. Государство Ширваншахов (VI—XVI вв.). — Баку: Элм, 1983, 343 с.
5. *Бакуви Абд ар-Рашид-ал.* Сокращение (книги) о «памятниках» и чудесах царя могущего. — М.: Наука, 1971, 162 с.
6. *Баладзори*. Книга завоевания стран. — Баку: Изд. ООИА, 1927, 42 с.
7. *Буниятов З. М.* Еще раз о неизданных страницах «Истории Агван» Моисея Каланкатуйского. — Изв. Азерб. ССР, сер. общ. наук, 1961, № 4, с. 3—9.
8. *Буниятов З. М.* Государство атабеков Азербайджана. — Баку: Элм, 1978, 271 с.
10. *Велиев С. С.* Птолемей и климат Азербайджана. В кн.: Древний, древний Азербайджан. — Баку: Гянджлик, 1987, с. 157—160.
11. *Гевонд*. История халифов. — СПб, 1862, 165 с.
12. *Геродот*. История в девяти книгах. — Л.: Наука, 1972, 600 с.
13. *Джафаров Ю. Р.* Город Цри и страна чилбов в «Истории албан» Моисей Каланкатуйского. Древний и средневековый Восток. — М., 1985, с. 65—80.
14. *Зулалян М. К.* Армения в первой половине XVI в. — М.: Наука, 1971, 126 с.
15. *Киракос Гандзакец*. История Армении. — М.: Наука, 1976, 359 с.
16. *Куфи Абу Мухаммед Ахмад-ал.* Книга завоеваний. — Баку: Элм, 1981, 84 с.
17. *Латышев В. В.* Известия древних писателей греческих и латинских о Скифии и Кавказе. — СПб., т. 1, 1893—1900, 946 с.
18. Летопись Картли. — Тбилиси: Мецниереба, 1982, 112 с.
19. *Мовсес Каланкатуац*. История Армении. — М., 1983, 323 с.
21. *Минорский В. Ф.* История Ширвана и Дербента. — М.: Изд. вост. лит., 1963, 265 с.
22. Никитин Афанасий. Хождение за три моря. — Л.: Наука, 1986, 214 с.
23. Путешественники об Азербайджане. Т. I. — Баку: Изд. АН Азерб. ССР, 1961, 499 с.
24. *Себеос*. История императора Иракла. — СПб, 1862, 216 с.
25. *Страбон*. География в 17 книгах. — Л.: Наука, 1964, 943 с.
26. *Тацит Корнелий*. Сочинения. Т. 2. — Л.: Наука, 1970, 202 с.
27. *Фазуллах ибн Рузбихан Хунджи*. Тарих-и алам-ара-йи Амнини. — Баку: Элм, 1987, 172 с.
28. *Эфендиев О. Х.* Азербайджанское государство Сефевидов в XVI веке. — Баку: Элм, 1981, 307 с.

С. С. Вәлијев

ТАРИХИ КЕЧМИШДЭ АЗЭРБАЈЧАНЫН ИГЛИМИ

Мәгаләдә Азәрбајчан ССР-ин вә гоншу сәһәләрин әразисиндә мұхтәлиф јазылы мән-бәләрә әсәсән гәдим вә орта әсрләрин иглим дәјишикләри һаггында мәлүмат араш-дырылыр.

S. S. Veliyev

CLIMATE OF AZERBAIJAN IN THE HISTORICAL PAST (on the information of written sources)

The information of various written sources of ancient and middle centuries about the climate phenomena in the territory of the Azerbaijan SSR and neighbouring regions is collected and generalized in the article.

АЗЭРБАЈЧАН ССР ЕЛМЛӘР АКАДЕМИЈАСЫНЫН ХӘБӘРЛӘРИ
Јер елмләри серијасы, 1988, № 6

ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР
Серия наук о Земле, 1988, № 6

УДК 551:613 (479.24)

А. Д. ЭЙЮБОВ, Г. Ю. ГАДЖИЕВ

НЕКОТОРЫЕ ПРИРОДНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОМФОРТНОСТИ ДЛЯ КУРОРТНО-РЕКРЕАЦИОННЫХ ЦЕЛЕЙ

В условиях научно-технического прогресса вопросы усовершенствования изучения ресурсов природного (и сравнительно достаточно изученного климатического) комфорта, составляющих основу организации отдыха и лечения, приобретают все большую остроту. Учение о климатическом и метеорологическом комфорте возникло в связи с необходимостью более точной и подробной оценки биоклиматических ресурсов. Несмотря на достигнутые успехи, еще недостаточно изучены взаимосвязи природных факторов и реакции здорового и больного человека. Речь идет о расширении представлений о природном комфорте, о естественном комфорте в целом, о возможности широкого использования этого понятия ради дальнейшего развития путей изучения экологии человека, в частности для организаций туризма и отдыха. Совершенно естественно, что в этом случае в содержание понятия «природный» входит и метеорологический комфорт, имеющий четкую количественную характеристику, и комфорты по другим физико-географическим компонентам, по ландшафту в целом.

Если метеорологический комфорт оказывает влияние на человека как объективная реальность и не зависит от его настроения, психологического состояния, то ландшафтный комфорт является ощущением в большей степени субъективного порядка и его влияние зависит от общего состояния человека, от его умения видеть, воспринимать, целесообразно использовать успокаивающий нервную систему окружающий мир, мир природы в целом или ее отдельные компоненты. В толковом словаре «Охрана ландшафтов» (1982) термин «комфортность ландшафта» характеризуется как «мера медико-биологической и социально-психологической благоприятности условий жизни людей (с. 97).

Ландшафтный комфорт складывается, помимо метеорологического, из орографического (лазурный берег, примыкающий к подножию гор, горный пейзаж, причудливые формы рельефа и др.), гидрологического (теплое море, живописные озера, водопады и др.), растительного (леса, поляны, зеленые луга, цветение растений и др.), фаунистического (экзотические виды животных, пение птиц, отсутствие возбудителей и переносчиков болезней человека) и других факторов, их разнообразного сочетания, которые рассматриваются туристом или отдыхающим с повышенным интересом и оказывают успокаивающее влияние.

Очень метко выразил влияние на человека ландшафтного фактора Л. А. Чубуков: «внезапно открывающаяся живописная картина Южного берега Крыма с Байдарских ворот заставляет человека ахнуть от восторга». При наличии метеорологического комфорта это и

есть ландшафтный комфорт в высшей степени. Подобные ощущения вызывают Набранское взморье, озеро Гейгель в Азербайджанской ССР и многие подобные объекты на Кавказе, Крыму, Карпатах и др.

В систему составляющих ландшафтного комфорта входит также акустическое, шумовое состояние окружающей среды, естественные звуки, вызывающие положительные реакции у человека или тишина (лечебная), полезная для категории людей, легко реагирующих на шумовое напряжение. Реакция туриста или отдыхающего на приведенные условия осуществляется через различные органы восприятия. Если метеорологический комфорт оказывает влияние на организм человека через органы осязания, то ландшафтный комфорт, особенно его такие составляющие, как орографический, растительный, фаунистический и др. — через зрительный, слуховой, обонятельный аппараты. Гидрологический компонент имеет более широкий диапазон восприятия (ощущение температуры воды, вид и шум водопада и др.).

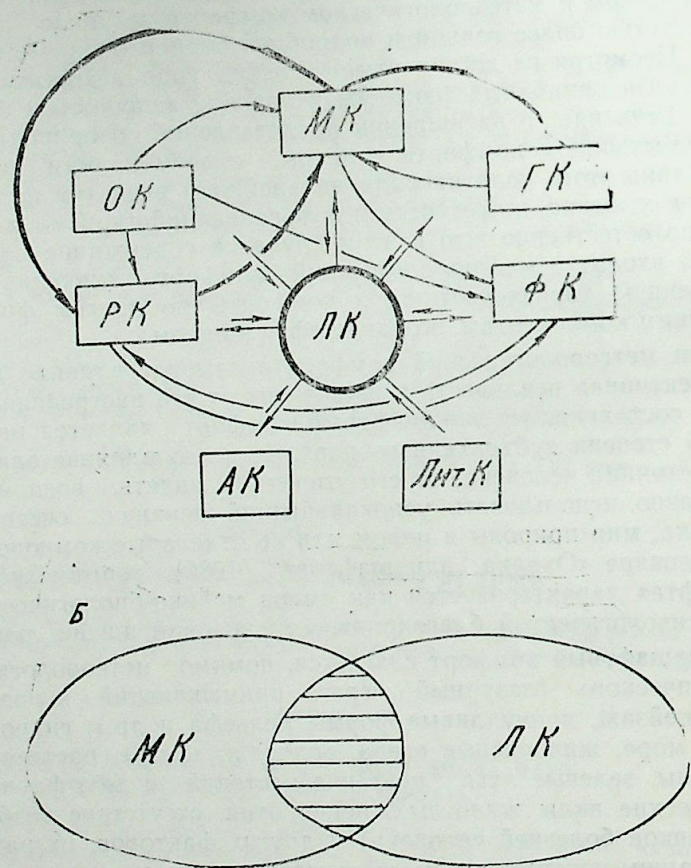


Рис. 1. Упрощенные модели взаимодействия и совпадения ландшафтного и метеорологического комфорта.

Таким образом, ландшафтный комфорт — это совокупность внешних условий, оказывающих на здорового человека и определенную гру...

пу больных благоприятное (неугнетающее) воздействие или способствующее полноценному отдыху и лечению. Полный комфорт для человека может быть помимо ландшафтного при социально-бытовых и технологических удобствах. Сами люди как составная часть природы также могут способствовать созданию удобной обстановки.

Схема связи или совпадение элементов природного комфорта может быть рассмотрена в виде модели взаимодействия (рис. 1). Она дает возможность выделить ведущие условия комфорта, играющие наиболее важную роль в числе составляющих ландшафтного комфорта, определить иерархическую структуру взаимообусловленности.

Центральное место в системе условий, благоприятствующих полноценному отдыху, принадлежит метеорологическому или погодному комфорту, равно и как погодному фактору, определяющему комфортность, и другим компонентам ландшафта. И поэтому в настоящей работе климатический или метеорологический комфорт часто рассматривается в самостоятельном виде, отдельно, хотя понятие «ландшафтный комфорт» по своему объему шире понятия «климатический комфорт». Приведенные соображения, модели взаимодействия и совпадения носят общенаучный характер. При решении вопросов «природа—отдых» на примере конкретной территории они легко трансформируются и находят свое региональное отражение и практическое значение.

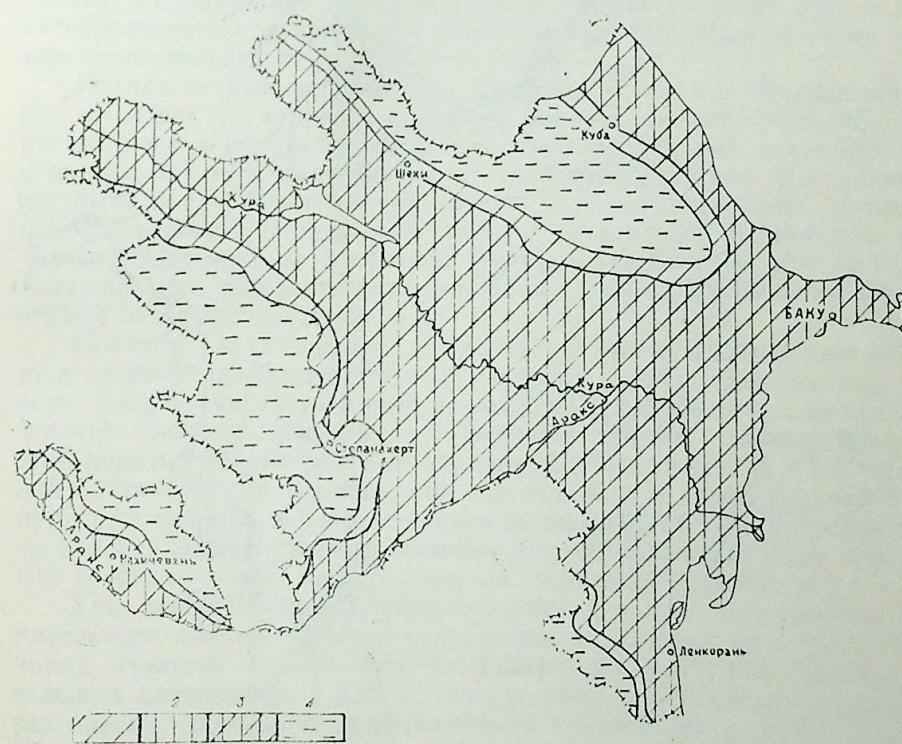


Рис. 2. Распределение ландшафтно-климатического комфорта и дискомфорта (июнь). Условные обозначения см. на стр. 68.

Опыт проделанной работы в этом направлении позволяет построить серию карт, которые отражают зоны ландшафтно-климатического комфорта по характерным месяцам теплого периода года (май, июнь, август, сентябрь и октябрь). Климатический комфорт определен исходя из данных температуры, относительной влажности воздуха и скорости ветра за 13 часов. Более сложным оказалось установление периода с ландшафтным комфортом, который определяется с учетом многих факторов — высоты местности, состояния поверхности почвы, фенофаз растений, температуры воды, наличия снежного покрова и т. д. На рис. 2, например, районы с климатическим комфортом определены общезвестным способом, а верхняя граница с ландшафтным комфортом совпадает с границей начала массового озеленения склонов и цветения многих древесных растений. Количественно эту границу можно определить на дате перехода среднесуточной температуры воздуха через $17,5^{\circ}$. А в октябре верхняя граница ландшафтного комфорта совпадает с полосой интенсивного листопада, полосой золотой осени, которая со временем постепенно опускается с гор на равнину. Сезонную значимость ландшафтного и климатического комфорта в горах можно четко проследить при сопоставлении рис. 2 и 3.

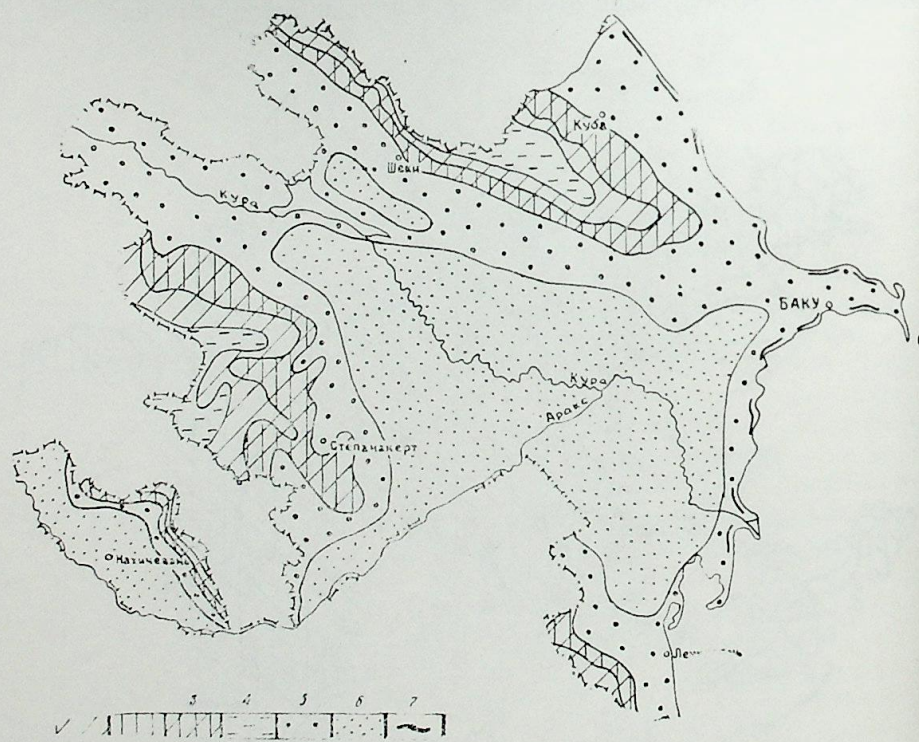


Рис. 3. Распределение ландшафтно-климатического комфорта и дискомфорта (август).

1 — Ландшафтный, 2 — климатический, 3 — ландшафтно-климатический комфорты; 4 — прохладный и холодный, 5 — теплый, 6 — жаркий климатический дискомфорт в 13 час. на 15-ое августа; 7 — полосы ландшафтного комфорта.

Большой интерес представляют районы совпадения ландшафтного и климатического комфорта (пиковые комфортные условия). Это совпадение имеет сезонный характер и может быть использовано для выбора наилучшего времени отдыха и туризма.

Существенное значение имеет учет ландшафтного дискомфорта, значительно снижающий и ограничивающий использование рекреационных ресурсов и оказывающий угнетающее влияние на психику человека. Ландшафтный дискомфорт в целом может быть обусловлен более динамичным метеорологическим (плохой погодой), гидрологическим (сильным волнением в море, резким охлаждением воды в купальный сезон) или другим компонентом.

Биоклиматологи (Данилова, Алешина и Ильичева, 1975; Алешина, 1980; Эйюбов, 1984 и др.) оптимальную продолжительность отдыха здоровых лиц определяют не только наличием метеорологического комфорта, но и без учета его, по конкретным группам классов (III и VI классы) погод или сочетанием метеорологических элементов. Ограничения, установленные по группам погод, не учитывают другие элементы ландшафта, метеорологических явлений и лимитируют использование многих других ландшафтно-рекреационных ресурсов. Например, продолжительные туманы в предгорной зоне, сильные ветры, характерные для Апшеронского полуострова, могут свести на нет весь ландшафтный комфорт. Отдельные элементы ландшафта (например, волнение в море, переувлажнение почвы, мошкара, резкое падение давления воздуха, содержания кислорода), в свою очередь, могут ограничивать использование курортно-рекреационных ресурсов при наличии метеорологического комфорта, рассчитанного по ограниченному числу метеорологических факторов (ЭЭТ, РЭЭТ и др.).

Исходя из изложенного, нам представляется, что при решении задач «Человек — природа — отдых» понятие «комфорт» должно быть рассмотрено в целом как ландшафтно-климатический или природный, а не только как климатический или метеорологический. Последние могут быть поддержаны или подавлены другими факторами. Например, метеорологически теплый или жаркий дискомфорт значительно смягчается ландшафтным (наличием водных объектов, лесов и др.). Учет ландшафтного комфорта, в целом делает оценку природного фактора отдыха более полноценной.

Понятие «ландшафтный комфорт» по своему содержанию отличается от понятия «благоприятный период» или «благоприятные условия». Когда речь идет об оценке, например, зимней рекреации, использовании снежного покрова для зимнего отдыха, должно фигурировать понятие «благоприятный период», как это отмечено в карте «зимний благоприятный период», как это отмечено в карте «зимний благоприятный период» в разрабатываемом во ВНИЛТЭ «Туристском атласе СССР». Иными словами, «зимний благоприятный период» для лыжной прогулки может быть только при холодном дискомфорте.

Учет ландшафтного комфорта важен для пространственного сравнительного анализа медико-географических условий различных территорий. Понятие «ландшафтно-климатический комфорт» вносит существенное дополнение к идее оценки условий комфортности климата через оценку эквивалентно-эффективной температуры (ЭЭТ), радиационно-эквивалентно-эффективной температуры (РЭЭТ). Оно позволяет более детально обосновать выбор районов сезонного и круглогодичного

отдыха и выделить территории по степени благоприятности погод и ландшафтных условий.

В качестве основы для выделения природных подразделений принята карта климато-ландшафтного районирования Азербайджанской ССР для целей курортного лечения и отдыха (Эйюбов, 1984). В систему районирования входят таксономические единицы — зоны районов и подрайонов. Основным признаком выделения зон является климато-геоморфологический с учетом близости других природных факторов, расширяющих масштабы рекреационного использования. Более конкретные особенности этих подразделений (12 зон) находят свое отражение при рассмотрении мезоклиматических образований выделенных по республике 23 районов. Климатической основой районирования явились материалы по структуре климата в погодах. Используются также данные об устойчивости погоды, контрастности ее изменения, климатический комфорт, условия ограничения и др.

При выделении подрайонов помимо мезоклиматических особенностей учтены микроклиматические вариации, доминирующая естественная растительность. Подобную детализацию удалось произвести лишь по приморской зоне, где в трех районах выделены несколько подрайонов. Обращено внимание и на факторы, которые могут давать негативный и отрицательный эффект в отношении здоровья людей, особенно приезжих. Для предотвращения, в частности, чрезмерного облучения прямой солнечной радиацией произведено дозирование ультрафиолетовой эритемной радиации. Изучены также некоторые аспекты влияния погодно-климатических условий, особенно метеорологической обстановки, при северных и южных ветрах, на больных с гипертонической болезнью. Результаты анализа биометеорологической обстановки в Баку при северных и южных ветрах дают основание утверждать, что кризисные ситуации для больных с сердечно-сосудистыми заболеваниями возникают при южных ветрах, когда в течение 1—2 дня происходит резкое понижение атмосферного давления (на 15—20 мб) и плотности кислорода (на 8—10 г/м³). При замедленном понижении величин давления воздуха и плотности кислорода и продолжительном удержании их низких величин происходит адаптация человека.

Можно полагать, что в условиях ландшафтно-климатического комфорта процесс адаптации не только здоровых людей, но и больных не должен быть напряженным. Учет его (как и ландшафтно-климатического дискомфорта) при оценке курортно-рекреационных ресурсов вносит существенное уточнение в дальнейшее усовершенствование методики изучения географических, в том числе биоклиматических, аспектов экологии человека. И, наконец, ландшафтно-климатический комфорт должен быть рассмотрен как важный комплексный показатель влияния природной составляющей на здоровье — одну из важнейших предпосылок организации лечения и отдыха.

Литература

Алешина Т. П., Ильичева Е. М. Климатическая оценка территории для организации отдыха и туризма. — Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физической культуры, 1975, № 1.

Алешина Т. П. Климато-рекреационная оценка погодного режима Советского Союза. — Материалы метеорологических исследований, 1980, № 2.

Данилова Н. А. Методы оценки и районирование СССР по благоприятности воздействия климата на человека. — Материалы метеорологических исследований, 1980, № 2.

Чубуков Л. А. Климат. В монографии «Кавказ», серия «Природные условия и естественные ресурсы СССР». — М.: Наука, 1966.

Эйюбов А. Д., Гаджиев Г. А. Климатические ресурсы Азербайджанской ССР (на азерб. яз.) — Баку: Элм, 1984.

Охрана ландшафтов. Толковый словарь. — М.: Прогресс, 1982.

Ә. Ч. Әйүбов, К. Ж. Нәччәјев

КОМФОРТЛУҒУН КУРОРТ-РЕКРЕАСИЈА МӘҒСӘДЛӘРИ ҮЧҮН ӨРӘНИЛМӘСИНІН БӘ'ЗИ ТӘБИИ-ИГЛИМ АСПЕКТЛӘРИ

Мағаләдә Азәрбајҗан ССР әразиси тимсалында тәбии курорт-рекреасија еһтијатларыннн, хусусилә тәбии комфорт шәраитинин даһа дүзкүн гһјмәтләндирилмәси мәсәләси шәри олунур. Мүәллифләр илк дәфә иглим-ландшафт комфорту мәфһумунун ишләтмәји тәкляф едир, иглим комфорту илә бәрабәр ландшафт комфортунун да тәртиб олунмәсины мәсләһәт көрүрләр. Азәрбајҗан ССР әразиси тимсалында садәләшдирилмиш гаршылыгылы тә'сир вә мувафиғлик моделләри вә бир сыра иглим-ландшафт комфорту хәритәләри тәртиб едилмишдир.

A. J. Eyubov, H. Y. Hajiyev

SOME NATURAL-CLIMATIC ASPECTS OF THE STUDYING OF COMFORTABILITY FOR RESORT-RECREATIONAL PURPOSED

The article deals with the task of more precise evaluation of natural resort-recreational resources on the pattern of the Azerbaijan SSR. The authors for the first time suggest to use the notion of climatic-landscape comfort and recommend to use side by side with the climatic comfort and landscape comfort. The simplification model of interaction and coincidence is created on the pattern of the Azerbaijan SSR. Some maps on the climatic-landscape comfort are compiled.

УДК 551.584.5(479.24)

В. И. БАБАЕВА, В. Г. АБДУЛЛАЕВ

МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГОРОДА КИРОВАБАДА В ЛЕТНИЕ МЕСЯЦЫ

У подножия Малого Кавказа в пределах высотных отметок от 310—330 до 430—450 м над ур. м. расположен г. Кировабад, занимающий второе место в Азербайджанской ССР по численности населения (278 тыс. человек) и третье по объему промышленного производства. Кировабад-Казахская наклонная равнина, на которой он размещается, имеет здесь общий уклон к северо-северо-востоку. Город вытянут вдоль небольшой р. Гянджачай, которая разделяет его на две неравные части. Размещаясь на площади более ста квадратных километров, он отличается правильной планировкой, современными многоэтажными жилыми массивами. О его древнем возрасте говорят лишь исторические памятники и сохранившиеся очаги одно- и двухэтажной застройки.

Кировабад является крупным центром горноперерабатывающей, металлургической, машиностроительной и химической промышленности. Здесь работает мощный алюминиевый завод союзного значения, сооружается завод малотоннажных грузовых автомобилей. Предприятия индустрии сосредоточены в двух промышленных узлах, северо-западном и еще больше в северо-восточном.

Многолетние наблюдения метеостанции Кировабада показывают, что характерное для низменно-предгорной части Азербайджана обилие солнечного света и тепла здесь оценивается в среднем за многолетний период 314 солнечными днями и суммарной радиацией 5183 Мдж/м² за год [1]. При средней годовой температуре воздуха 13,5° июльская составляет 25,5°, а зимние средние месячные показатели остаются выше нуля. Из небольшой годовой нормы атмосферных осадков, равной 282 мм, на теплое полугодие приходится 62%. Высокий термический уроне может обеспечить испарение влаги, в несколько раз превышающее осадки. Территория относится к числу сильнозасушливых районов республики [4]. Ветры преобладают слабые и умеренные западного и восточного направления, они имеют среднюю годовую скорость 3,3 м/с.

При взаимодействии таких параметров в Кировабаде и прилегающей местности, как и на больших пространствах Кура-Араксинской низменности, сформировался климат полупустынь и сухих степей [2]. В данном пункте он характеризуется жарким и, согласно климатическим критериям [6], продолжительным, до четырех с половиной месяцев, летом, имеющем среднюю сезонную температуру воздуха 22,7° и практически ежегодные длительные, от одного до трех месяцев, периоды бездождья. Самые жаркие условия погоды из года в год повторяются в середине лета, примерно от 5—10 июля до 15—20 августа, когда температура воздуха днем возрастает до 30° и выше при абсолютном

максимуме 40°. А эквивалентно-эффективная температура (ЭЭТ), представляющая собой комплексную характеристику температуры воздуха, влажности и ветра [3], в это время выходит далеко за пределы комфорта. Зима мягкая, мало увлажненная, без устойчивого снежного покрова, она имеет среднюю сезонную температуру 2,0°. Однако суточный минимум около 70 раз в среднем за зимний период опускается ниже нуля, а зарегистрированный абсолютный минимум равен —18°.

В отдельных районах города под воздействием ряда факторов формируются свои микроклиматические особенности. В Кировабаде этими факторами выступают абсолютная высота, экспозиция, местная горнодолинная циркуляция, река, озеленение, сложившаяся городская планировка (сектор с радиально расходящимися сверху вниз магистральными линиями, пересеченными дугообразными улицами), промышленные объекты, индустриальное тепло и некоторые другие.

Летом 1979 г. (с 18 июня по 17 июля) сектором микроклимата была проведена экспедиция с целью изучения режима основных метеорологических показателей в приземном двухметровом слое воздуха в городской черте Кировабада. По основным метеорологическим показателям эти месяцы были близки к многолетней норме. Опорные экспедиционные пункты были выбраны на трех характерных участках: близ Кировабадского филиала политехнического института, рядом с Кировабадским педагогическим институтом и во дворе Азербайджанского сельскохозяйственного института. Первый из них характеризует жилой сектор, близкий к промузлу, второй — центр города и последний — новый жилой массив в более возвышенной части города. Ежедневно через каждые два часа измерялись интенсивность солнечной радиации, величина атмосферного давления и на четырех высотных уровнях (от 0,2 до 2 м от поверхности земли) регистрировались температура, влажность воздуха, скорость ветра. В отдельные дни при установившейся малооблачной погоде со слабым ветром наблюдения были круглосуточными. Привлекались также данные двух метеостанций, одна из которых расположена за северо-восточной городской окраиной и вторая в аэропорту.

Опорные наблюдения пополнялись данными маршрутных съемок, проведенных в послеполуденный час по упрощенной программе с использованием микроавтобуса РАФ. Один из двух проложенных маршрутов был меридиональным и проходил через весь город, слегка вытянутый именно в этом направлении, он же являл собой вертикальный профиль города; второй маршрут представлял собой примерно кольцо внутри города. Данные маршрутных съемок, проведенных по скользящему графику, были приведены по опорным пунктам к единому сроку, к 14 часам по бакинскому времени. Имея таким образом временную метеорологическую сеть из 19 пунктов, охватывающую все районы города по высотному профилю, включая как жилой, так и промышленный сектор, стало возможным выявить закономерности территориального распределения таких микроклиматических показателей в городских пределах как температура, влажность воздуха, скорость ветра, ЭЭТ, атмосферное давление, кислородосодержание воздуха.

Микроклиматические особенности Кировабада рассматриваются так детально впервые. Только в вышедшей из печати в 1987 г. монографии «Климат Кировабада» [1], подготовленной УГКС Азербайджанской ССР, имеется небольшой раздел по микроклимату города, в

котором приводятся данные по температуре и влажности воздуха в некоторых его районах. Они явно далеки от синхронности и дают скорее не количественное, а качественное представление о микроклимате города, которое в общем с нашим не расходится.

Будучи крупным промышленным центром, Кировабад имеет загрязненную среду. Так, концентрация сернистого газа в среднем по городу в 2% случаев превышает предельно допустимую норму, а вокруг алюминиевого завода это превышение в несколько раз больше. Наблюдается заметное загрязнение воздуха, городских покрытий, почвы мельчайшими твердыми частицами от сырья, перерабатываемого КирАЗом, оно особенно сильное на примыкающей к заводу территории, а также в центре города. Эту пыль в город приносят чаще всего местные долинныя ветры, дующие при установившейся малооблачной погоде со стороны КирАЗа вдоль р. Гянджачай. При относительно низких коэффициентах прозрачности атмосферы, понижающихся в летние месяцы до 0,6 в период с 11 до 15 часов, к деятельной поверхности, согласно нашим расчетам, не доходит 9—12% солнечной радиации ежедневно. По этой причине в центре города потеря тепла (эффективное излучение) на 30—50% меньше и радиационный баланс на 15—20% больше, чем на более чистой возвышенной южной окраине.

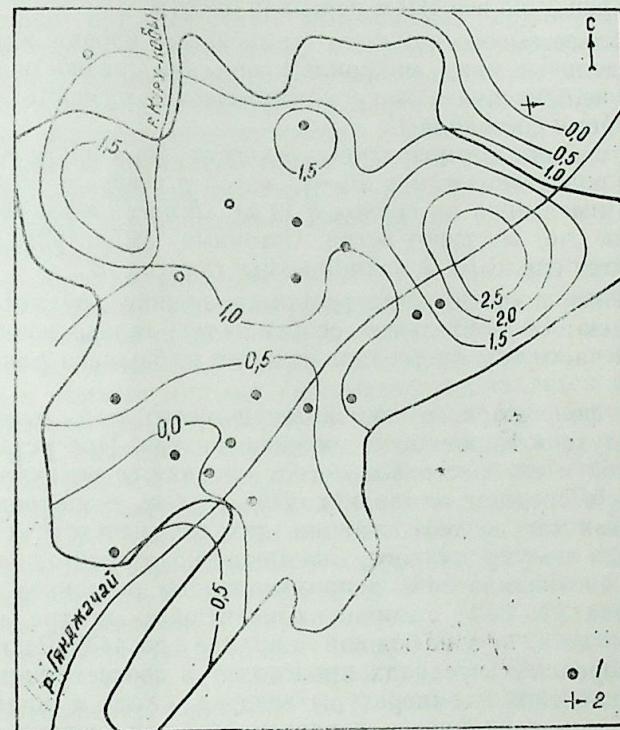
Температура воздуха в Кировабаде была характерной для этого сезона, близкой к норме. При установившейся солнечной и маловетренной погоде средняя температура воздуха на высоте 2 м от поверхности земли в среднем для города составила в 14 часов 30,0° за весь экспедиционный период (18 июня—17 июля). В то время как на метеостанции, размещенной за северо-восточной городской границей, было 29,0°, на озелененной пл. Ленина, которая служит административным, историческим и примерно географическим центром города, мы наблюдали 30,3°, на территории в непосредственном соседстве с КирАЗом 31,5°, на южной окраине только 28,5°.

Наши исследования показали, что вся северная, более пониженная половина города, включающая старую, плотно застроенную часть и оба промышленных узла, заметно более жаркая, чем возвышенная южная половина. Изотерма 30° по данным, осредненным за весь период наших наблюдений, проходит в 14 часов примерно посередине города по улице Зорге на высоте 350 м над ур. м. Необходимо заметить, что Кировабад стал выделяться на местности как тепловой очаг именно своей северной частью, где два десятилетия назад промышленность выдала мощный импульс в своем развитии.

Если сравнивать с метеостанцией, приняв ее данные за точку отсчета, то при установившейся безоблачной и маловетренной погоде в летние месяцы получим следующую картину распределения температурных различий на двухметровой высоте городского воздушного бассейна (рис.). Весь город, за исключением отдаленной южной окраины, значительно жарче метеостанции, расположенной в небольшом зеленом оазисе среди полупустынных пространств. Различия города с метеостанцией лежат днем в пределах от +2,5 до -0,5°, ночью они увеличиваются на полградуса.

В северной части города выделяются два очага тепла индустриального происхождения, это крупные промышленные узлы. Более мощный из них, ядром которого является КирАЗ, оказался, по материалам за 14-часовой срок наблюдения, на 1,5° жарче всей северной части и на

2,5° жарче метеостанции. Тепло в данном случае, как мы нашли, распространяется по ветру приблизительно на полкилометра за заводскую черту. Второй промузел, меньшей мощности, на один градус менее жаркий, чем первый. Жилой сектор между ними уже не имеет столь высоких показателей и только район железнодорожного вокзала на полградуса теплее других улиц.



Карта-схема средних термических различий в Кировабаде, °С. Середина лета, день, ясная погода. 1 — экспедиционный пункт, 2 — метеостанция.

В другой части города, что лежит выше улицы Зорге, идет постепенное понижение температуры воздуха с ростом высоты и на карте-схеме прослеживаются изотермы, пролегающие почти широтно, подчиняясь форме рельефа. Однако они не совсем точно следуют за изогипсами, так как долинный ветер, перегоняющий тепло вверх по склону, искажает ожидающуюся закономерность. И самым прохладным местом, где дневная температура воздуха даже на 0,5° ниже, чем на метеостанции, является южная окраина, особенно у реки.

Особенностью термического режима в Кировабаде является отсутствие замкнутого очага тепла в центре города, столь характерного для крупных городов. Эту исключительность можно объяснить преваляющей ролью промышленного тепла и большой ролью фактора высоты. Вполне возможно, что в утренние и вечерние часы такой очаг формируется так как, согласно данным УГКС Азербайджанской ССР [1], различие центра города с метеостанцией возрастает.

Контрастными по температуре воздуха в пределах Кировабада следует считать таким образом с одной стороны участок, прилегающий к КирАЗу, и в особенности, конечно, саму заводскую территорию, с другой — приподнятую южную окраину. Средняя разница между ними составляет летом в дневное время при солнечной погоде 3°. Поскольку эти два сравниваемых участка в вертикальном профиле города являются крайними точками, можно заключить, что вертикальный градиент здесь равен 3° на все 120 м перепада высоты.

На фоне более высокого общего термического уровня, какой мы наблюдали в отдельные дни, микроклиматическая разность возрастала днем до 4°. Среднемесячная микроклиматическая разность за все экспедиционное время составила 1°.

В суточном ходе температуры воздуха на улицах Кировабада максимум наблюдается летом в 16—17 часов в северной части и растягивается, не имея пика на период с 14 до 18 часов в южной, что следует отнести за счет местного ветра. Суточные амплитуды в северной части колеблются около 10°, в южной возрастают до 13°.

Вертикальные профили температуры в нижнем двухметровом слое воздуха не имеют отличительных особенностей, только ночная инверсия в северной части города устанавливается на полчаса раньше, чем в южной.

На общем фоне жаркого сильнозасушливого лета относительная влажность воздуха в Кировабаде довольно низкая. При установившейся малооблачной и слабовеетровой погоде средняя ее величина в 14 часов для города в среднем составляет 38% за весь экспедиционный период. В то время как на метеостанции, находящейся хотя и в зеленом оазисе, но среди полупустынного ландшафта, относительная влажность воздуха составляла 34%, в промышленных островках тепла она была в пределах 32—34%, в хорошо озелененном центре, на пл. Ленина поднялась до 42%, а на южной окраине до 44%. Распределение влажности в городских пределах происходит в соответствии с особенностями распределения температуры воздуха. Хотя в общем относительная влажность подчиняется характерному для предгорий Малого Кавказа закону роста величины с высотой, однако изолинии влажности далеко не параллельны изогипсам, что объясняется влиянием промышленных очагов, значительным озеленением центральных улиц и наличием долинного ветра, с которым связано иссушение воздуха при подъеме по склону.

Те же самые районы Кировабада, которые более всего различаются по температуре воздуха, являются контрастными и по влажности воздуха. Индустриальные очаги тепла отличаются наиболее засушливым воздухом, а возвышенный жилой сектор новостроек увлажнен несколько лучше. Средние различия в величинах относительной влажности воздуха в дневное время лежат в пределах от +10 до —2% по отношению к метеостанции, в ночные часы и особенно в ранние утренние они увеличиваются в два раза.

В отдельные, особенно засушливые дни при температуре 30—33° мы наблюдали падение относительной влажности до 25—30%. В такие дни микроклиматические различия в городских пределах возрастают до 20%. Например, 4 июля при слабом северо-восточном ветре относительная влажность близ КирАЗа к 14 часам упала до 25%, в то время

как в озелененном центре она в это время еще удерживалась на уровне 45% и только к 18 часам снизилась до 32%.

Суточная амплитуда относительной влажности довольно большая и составляет около 30%, а в центре города даже 40—50%, в отдельные дни более этого.

Особенности географического положения Кировабада (склон, долина) приводят при отсутствии интенсивных крупномасштабных воздушных переносов к зарождению в городе и окружающей местности горно-долинной циркуляции, у которой более четко выражена дневная фракция, долинная. Она сводится к слабым (1,5—2,5 м/с), но устойчивым ветрам общего северо-восточного и восточного направления, о них мы неоднократно упоминали выше, так как они играют большую роль в перераспределении температуры и влажности воздуха в городе. Планировка города предопределяет гашение их скорости и некоторое искажение направления.

По результатам анемометрической съемки мы полагаем, что зарождается долинный ветер на территории северо-восточного промузла и в прилегающей местности на высотах 310—330 м над ур. м., где жарче и суше всего. Поднимаясь по улицам вверх, он ослабевает в 2—4 раза и самыми малыми скоростями проявляется в юго-западном жилом секторе, между улицами Баянской и Мусабекова на высотах 360—400 м. Обычными являются такие скорости: на метеостанции 2,0 м/с, близ КирАЗа 1,7 м/с, возле Строительного техникума 1,1 м/с, на пл. Ленина 0,9 м/с, на железнодорожном вокзале 0,8 м/с, на ул. Озана возле АСХИ 0,7 м/с и в жилмассиве Махраса-багы 0,5 м/с.

Наибольшие скорости местного дневного ветра в пределах Кировабада таким образом в промышленном секторе и наименьшие в юго-западном жилом массиве. Различие между ними составляет 1,5 м/с, а соотношение скоростей в очагах минимумов и максимумов выглядит как 1:4. Это в случае, если на метеостанции 2 м/с, а при меньших скоростях соотношение возрастает до 1:6, при больших, например, около 10 м/с уменьшается до 1:2.

Скорости ночного ветра несколько меньше дневного долинного. Утром около 6 часов и вечером в 20—22 часа происходит смена направления местного ветра и во всем городе наступает кратковременное полное затишье.

Обычные в таких случаях скорости ветра до 1—1,5 м/с явно не достаточны для города, тем более, что они дуют со стороны КирАЗа и не только не несут очистительной функции, но даже, наоборот, загрязняют город и иссушают воздух.

Комплекс температуры, влажности воздуха и скорости ветра повсеместно в Кировабаде составляет такие величины ЭЭТ, которые в условиях летнего дня на 1,5—4° превышают комфортное теплоощущение человека и характеризуются как перегрев. Неблагоприятная обстановка во всем жилом секторе от железнодорожного вокзала до Махраса-багы, несколько лучше она в новых микрорайонах, а также на участке от фарфорового завода до аэропорта. Микроклиматическая разность по ЭЭТ равна в городе 2,5°.

Атмосферное давление на общем фоне несколько пониженных значений различается в пределах 14—16 мб, если проехать через весь город от северной границы до южной. Если же пройти от пл. Ленина до железнодорожного вокзала, то придется испытать перепад давления в

7 мб. В то же время известно, что изменение давления даже в течение суток на 6 мб и более сказывается неблагоприятным ощущением в организме человека [3].

Содержание кислорода в городском воздухе на уровне 2 м от поверхности земли умеренное, оно закономерно понижается с ростом высоты местности. В то время как на метеостанции оно составляет, например, 257 г/см³, на привокзальной площади и у КирАЗа на 1, на пл. Ленина и близ фарфорового завода на 2, возле АСХИ на 3 и на территории больничного городка на 4 г/м³ меньше.

В результате проведенного исследования климата и микроклимата Кировабада необходимо сделать заключение, что репрезентативность метеостанции, расположенной за его пределами на расстоянии более 1 км от северо-восточного промузла, не распространяется на город. Метеостанция попадает в так называемый «куринский коридор» с характерным западно-восточным воздушным переносом, в то время как сам город, о чем говорил еще в 1937 г. Э. М. Шихлинский [5], зачастую находится под воздействием местного ветра. Весь день с раннего утра до позднего вечера долинный ветер, несмотря на всю свою слабость, несет от КирАЗа на город загрязнение. Явно, что при выборе места для завода учтена была только роза ветров метеостанции и совсем не приняты во внимание микроклиматические особенности. Новый завод малотоннажных грузовиков КиАЗ запланирован уже на более подходящем месте.

Исследования показали, что в Кировабаде, как и в других промышленных городах Азербайджанской ССР, требуется прежде всего защита от избыточного солнечного облучения, от перегрева деятельной поверхности и воздуха, необходимы также дополнительные увлажнение и динамичность воздуха. Это достигается известными приемами планировки и архитектуры, выбором стройматериалов, сооружением водоемов, поливами. И конечно, озеленением. Требуется также сведение до минимума выбросов транспорта и промышленности. Выбрано весьма верное направление расширения жилого сектора Кировабада. Жилмассив Ени Гянджа, микрорайоны Гюлистан, Садыллы закладываются на южной приподнятой территории, где более чистый, менее жаркий в летний период горный воздух с удовлетворительным увлажнением.

Литература

1. Бабиченко В. Н., Мадатзаде В. М. (редакция). Климат Кировабада. — Л.: Гидрометиздат, 1987.
2. Мадатзаде А. А., Шихлинский Э. М. Типы климатов и синоптико-климатическое районирование. В кн.: Климат Азербайджана. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.
3. Невраев Г. А., Чубуков Л. А. (редакция). Методика изучения и схема описания климата курортов. — М.: Геоминвод, 1964.
4. Шихлинский Э. М. Климатические условия увлажнения. В кн.: Климат Азербайджана. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.
5. Шихлинский Э. М., Копелиович С. К. Климатическое описание Азербайджанской ССР. — Л.: Гидрометиздат, 1937.
6. Эйюбов А. Д. Агроклиматическое районирование Азербайджанской ССР. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1968.

В. И. Бабајева, В. Г. Абдуллајев JAJ AJJAPYHDA KИPOBAБAД ШЭЃЭРИНИН МИКPOИГЛИМ ХУСУСИЈЈЭТЛЭРИ

1979-чу илин јай ајларында апарылмыш експедија материаллары эсасында Кировабад шаһэри дахилинде температурун, һаванын рүтубэттилијинин, күләјин сүр'этинин, эквивалент-эффектив температурун, атмосфер тэзјигинин, һавада оксигенин мигдарынын пайланма ганунаујундуглары көстэрилмишдир. Бу көстэричилэрэ көрэ микроклимат фэрглэри вэ шэһэрдэн конарда јерлэшөн метеостансија илә онларын фэргли чэһэтлэри мүјјөн едилмишдир.

V. I. Babayeva, V. G. Abdullayev

MICROCLIMATIC PECULIARITIES OF THE CITY OF KIROVABAD IN SUMMER MONTHS

The regularities of distribution of temperature, moisture of air, speed of wind, equivalent-effective temperature, atmospheric pressure, content of oxygen in air are revealed on the materials of expedition carried out in summer months 1979 within the city of Kirovabad. Microclimatic varieties and their differences with the meteorostation, situated out of the city, are determined according to these indicies.

УДК 556.535.6

Ф. А. ЭЮБОВА, Д. Г. МАМЕДОВ

К ВОПРОСУ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ВЕСЕННЕ-ЛЕТНЕГО СТОКА ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ ГОРНЫХ РЕК (НА ПРИМЕРЕ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР)

В целях рационального использования ограниченных водных ресурсов на горных реках Азербайджанской ССР построены и предусмотрено создание водохранилищ с сезонным регулированием стока. Поэтому возможность прогнозирования стока наносов за период весенне-летнего половодья имеет важное практическое значение, поскольку он является главной причиной заиления водохранилищ и ирригационных сооружений.

Исследования показывают, что во внутригодовом режиме горных рек республики четко выделяется весенне-летнее половодье, охватывающее период с апреля по июль или август (Рустамов, Кашкай, 1978; Ахундов, 1978; Эюбова, 1981; Мамедов, 1985). За указанный период реками республики проносится основная масса взвешенных наносов, составляющая 70—95% от годового объема стока. Исключением являются реки Талыша, на которых основная часть годового стока взвешенных наносов (80—95%) проносится в течение весеннего и осеннего сезонов, что объясняется выпадением интенсивных дождевых осадков в эти сезоны.

Составление прогноза стока весенне-летнего половодья на основе учета количества осадков предшествующего осенне-зимнего периода представляет собой трудную задачу в связи со сложностью определения истинного запаса воды в снеге и величины весенних жидких осадков в условиях сильно расчлененного горного рельефа. Вследствие отсутствия наблюдений над осадками в высокогорных районах приходится пользоваться приближенными данными.

Известно, что зимние осадки, выпадающие в твердом виде и накапливающиеся на горных водосборах, являются основным источником для формирования весенне-летнего половодья. Весенние жидкие осадки, хотя и составляют существенную величину, оказывают значительно меньшее влияние на величину стока весенне-летнего половодья по сравнению с зимними осадками, так как большая часть их расходуется на испарение и просачивание (Шагниян, 1981).

Зимние осадки определяют степень увлажненности водосборов горных рек перед весенним снеготаянием. Они оказывают существенное влияние на величину потерь талых вод, а следовательно и на коэффициент стока. При низких зимних температурах воздуха поверхность водосборов сильно промерзает, что способствует значительному уменьшению величины потери талого стока на инфильтрацию во время снеготаяния.

Нашими исследованиями выявлена четкая связь между величинами сезонного стока воды и взвешенных наносов. Поэтому логично

ожидать наличие связи между количеством зимне-весенних осадков и объемом стока взвешенных наносов за период весенне-летнего половодья. Обнаружена тенденция увеличения среднемноголетнего модуля весенне-летнего стока взвешенных наносов с возрастанием средневзвешенного количества осадков за зимне-весенний период года (ноябрь—июнь). Для решения указанной задачи нами выбрано 28 речных водосборов (табл.), являющихся более репрезентативными, по которым представилось возможным определить средневзвешенное количество зимне-весенних осадков.

Среднемноголетнее количество осадков за зимне-весенний период и объем весенне-летнего стока взвешенных наносов

Река—пункт	Средняя высота водосбора, Н _{ср.} , м	Средневзвешенное колич. осадков за зимне-весенний период, х, мм	Объем весенне-летнего стока взвешенных наносов, W _R , тыс. т
Реки Большого Кавказа			
Кусарчай—с. Кузун	2940	375	110
Куручай—с. Сусай	1930	382	15
Кудялчай—с. Кюпчал	2400	382	870
Вельвеличай—с. Тенгяалты	1870	393	650
Шабранчай—с. Зейва	1150	324	10
Сумгаит—с. Перекишкюль	890	406	120
Курмухчай—с. Илису	2270	774	270
Агричай—близ устья	1040	593	1100
Дамарчик—близ устья	1860	648	66
Турианчай—с. Савалан	1280	605	1000
Геокчай—г. Геокчай	970	519	1100
Реки Малого Кавказа и Талыша			
Актафачай—Кривой Мост	1720	477	90
Ахинджачай—с. Агдам	1480	434	16
Шамхорчай—с. Барсум	1900	406	96
Гянджачай—с. Зурнабад	2090	429	17
Тертер—пгт Мадагиз	2030	467	450
Каркарчай—Мост Ага-Керпи	1610	507	11
Арпачай—с. Арени	2110	400	180
Нахичеванчай—с. Карабаба	2060	473	110
Джагрычай—с. Паиз	1870	363	23
Алинджачай—с. Арафса	2230	248	3,6
Гиланчай—с. Башидиза	2100	299	34
Мегригет—пгт Мегри	2200	401	24
Базарчай—с. Эйвазлар	2280	459	130
Акера—с. Абдаляр	2130	520	74
Кенделанчай—пгт Красный Базар	1130	391	11
Вильшчай—с. Шихляр	1180	450	79
Истису—с. Алаша	580	746	0,54

Важное значение имеет качество данных метеорологических наблюдений, наличие определенного количества пунктов наблюдений в зоне формирования стока наносов, а также репрезентативность этих пунктов. Как правило, высокогорная зона речных водосборов плохо освещена или вовсе не освещена наблюдениями над количеством осадков. Поэтому для правильного определения средневзвешенного количества осадков в пределах отдельных водосборов мы воспользовались методом взвешивания по площадям.

Анализ выявленной зависимости между среднегодовыми величинами осадков, выпадающих на водосборы, и модуля весенне-летнего стока взвешенных наносов показывает, что при равных значениях количества осадков модули весенне-летнего стока взвешенных наносов на водосборах рек Большого Кавказа намного превышают таковые на Малом Кавказе. Следовательно, на водосборах рек Большого Кавказа интенсивность увеличения модуля весенне-летнего стока взвешенных наносов значительно больше, что обусловлено относительно большей контрастностью рельефа и более податливым к разрушению литологическим составом пород. Поэтому можно утверждать, что объем весенне-летнего стока взвешенных наносов в значительной степени зависит от геологических условий речных водосборов. Наряду с этим, одно и то же количество зимне-весенних осадков формирует разные объемы весенне-летнего стока взвешенных наносов при разных величинах площади водосбора и уклона реки. Чем больше площадь водосбора и уклон, тем больше объем весенне-летнего стока взвешенных наносов при равных величинах зимне-весенних осадков.

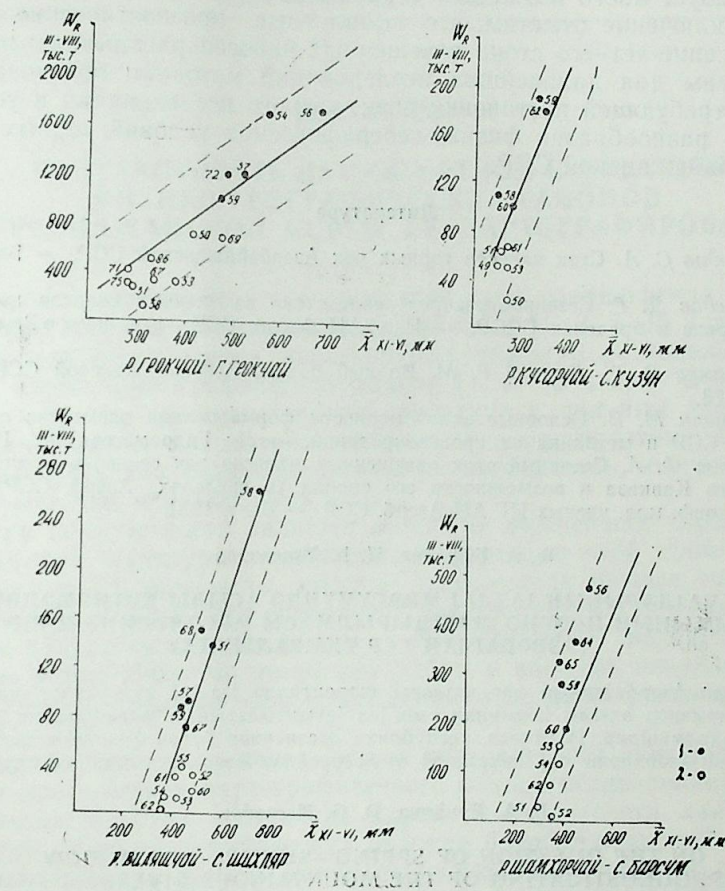
Чтобы исключить влияние геологических условий, уклона и площади водосбора и перейти от рассмотрения указанной зависимости во многолетнем разрезе к конкретным сезонам, нами построены графики зависимости весенне-летнего стока взвешенных наносов (март—август) отдельных характерных рек от количества осадков предшествующего зимне-весеннего периода (ноябрь—май или ноябрь—июнь). Естественно, что для отдельных рек площадь и уклон водосбора, а также геологическое строение могут считаться постоянными во времени. На указанных графиках (рис.) прослеживается тенденция увеличения объема стока взвешенных наносов с возрастанием количества осадков. Вместе с тем, маловодные и многоводные годы в этом отношении различаются между собой, поэтому они группируются отдельно. По-видимому, сказывается изменение соотношения жидких и твердых осадков, которое по-разному отражается в интенсивности возрастания весенне-летнего стока взвешенных наносов.

Отметим, что на реках различных горных областей (Большой и Малый Кавказ) использованы разные периоды для определения количества зимне-весенних осадков и весенне-летнего стока взвешенных наносов, исходя из особенностей режима последнего. Обусловлено это тем, что на реках Малого Кавказа, в отличие от рек Большого Кавказа, весенние дождевые осадки, выпадающие в марте—мае, оказывают существенное влияние на объем весенне-летнего стока взвешенных наносов, ввиду их значительного количества. Основная часть (более 80—90%) годового стока взвешенных наносов проносится этими реками за март—август.

На Большом Кавказе питание рек за счет снеговых вод составляет относительно большую величину (Рустамов, Кашкай, 1978). Поэтому осадки, выпадающие за ноябрь—март (преимущественно твердые), являются основными для формирования весенне-летнего стока взвешенных наносов.

Таким образом, при составлении графиков указанной зависимости следует учесть условия питания рек в период весенне-летнего половодья (преобладание того или иного источника питания), высотное положение водосбора и др. с тем, чтобы соответственно определить ко-

личество зимне-весенних осадков и величину весенне-летнего стока взвешенных наносов.



Зависимость величины весенне-летнего стока взвешенных наносов рек от количества осадков, выпавших на их водосборы за предшествующий зимне-весенний период: 1 — многоводные годы; 2 — маловодные годы.

Установленные нами связи между количеством зимне-весенних осадков и весенне-летним стоком взвешенных наносов показывают, что количество зимне-весенних осадков может служить хорошим предиктором для прогноза величины весенне-летнего стока взвешенных наносов горных рек. Некоторый же разброс точек на поле отдельных графиков обусловлен низким качеством наблюдений над расходом взвешенных наносов за весенне-летний период.

Особого подхода требуют реки Талыша. У этих рек наблюдаются две фазы увеличения стока взвешенных наносов — весенняя и осенняя. За эти фазы реками проносится основная часть годового стока взвешенных наносов. Сток взвешенных наносов за весенний период (март—июнь) формируется, как и в других горных областях, за счет накопленных за зиму твердых осадков и может быть предопределен на

основании связи между его величиной и количеством зимне-весенних осадков (ноябрь—июнь). Осенний же сток взвешенных наносов обусловлен исключительно дождевыми осадками, поэтому его прогнозирование требует иного подхода и в целом носит сложный характер.

В заключение отметим, что выявленные прогностические зависимости весенне-летнего стока взвешенных наносов раскрывают широкие перспективы для дальнейших исследований методики прогноза стока наносов, требующей постановки специального исследования в условиях большого разнообразия физико-географических условий горных областей Азербайджанской ССР.

Литература

1. Ахундов С. А. Сток наносов горных рек Азербайджанской ССР. — Баку: Элм, 1978.
2. Мамедов Д. Г. Сезонное распределение стока взвешенных наносов левых притоков р. Аракс в пределах СССР. — Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, 1985, № 6.
3. Рустамов С. Г., Кашкай Р. М. Водный баланс Азербайджанской ССР. — Баку: Элм, 1978.
4. Шагинян М. В. Основные закономерности формирования элементов стока рек Армянской ССР и методика их прогнозирования. — Л.: Гидрометеониздат, 1981.
5. Эюбова Ф. А. Сезонный сток взвешенных наносов рек северо-восточного склона Большого Кавказа и возможность его оценки (в пределах Азерб. ССР). Матер. XII научн. конф. мол. ученых ИГ АН Азерб. ССР. — Баку, 1981.

Ф. А. Ейюбова, Ч. н. Маммэдов

ДАГ ЧАЈЛАРЫНЫН ЈАЗ-ЈАЈ МӨВСҮМҮНДӘ АСЫЛЫ КӘТИРМЭЛӘР АХЫМЫНЫН ПРОГНОЗЛАШДЫРЫЛМАСЫ МӘСЭЛЭСИНӘ ДАИР (АЗӘРБАЈЧАН ССР ТИМСАЛЫНДА)

Мәгаләдә Азәрбајчанын даг чајлары шәраитиндә јаз-јәј курсулудуг дөврүндәки асылы кәтирмәләр ахымы һәчминин гыш-јаз јағынтыларынын мигдарындан асылылыгы ашкар едилмишдир. Нәтичәдә, республика эразисинин бүтүн физики-чографи рајонларыны сәчијјәләндирән чај һөвзәләри үчүн прогноз әлагәләри мүәјјән олунамүшдур.

F. A. Eyubova, D. G. Mamedov

ON THE QUESTION OF SPRING—SUMMER HEAVY FLOW PROGHOSTIGATING OF THE MOUNTAINOUS RIVERS (on the pattern of the Azerbaijan SSR)

The article deals with the interrelation of winter-spring quantity of precipitation of the flow of heavy alluvium within the spring-summer flood period. The prognosticating dependences for the specific rivers are determined.

УДК 528.9:910.2

Ш. К. АЗИЗОВ

КОНТРАСТНОСТЬ ЛАНДШАФТНОЙ СТРУКТУРЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ РАЙОНОВ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ ССР И ЕЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Широко развернувшееся в последние годы ландшафтное картографирование территории Азербайджанской ССР [2, 3, 8, 15 и др.] создало базу для исследования ландшафтных структур региональных единиц на основе картографической модели [1, 9—12 и др.]. В этих работах исследуются пространственная структура и причины дифференциации ландшафтов, рассматриваются такие характеристики ландшафтной структуры, как раздробленность, неоднородность, неуравновешенность, соседство, контрастность и др.

Мера контрастности является одной из важнейших характеристик ландшафтной структуры территории. К изучению этой проблемы вначале обратились почвоведы, которые предложили разные способы исследования контрастности почвенного покрова [6, 16, 17 и др.]. Исследование контрастности ландшафтов Азербайджана находится на начальном этапе. Известно несколько работ, в которых анализировалась контрастность ландшафтных сопряжений отдельных регионов республики [11—14].

В данной работе проведен анализ контрастности ландшафтного рисунка с применением картографического метода исследования и по его результатам впервые составлена карта контрастности ландшафтной структуры физико-географических районов Азербайджанской ССР. Расчеты выполнены по данным картометрических измерений по ландшафтной карте Закавказья [15]. По указанной карте, где ландшафтное картографирование территории Азербайджанской ССР выполнено Б. А. Будаговым и М. А. Мусеиновым, проводилось сплошное измерение площадей контуров. Схема физико-географического районирования также принадлежит этим авторам [4]. Вычисление значений контрастности и составление карты контрастности ландшафтной структуры проводилось по методу Л. И. Ивашутиной и В. А. Николаева [7].

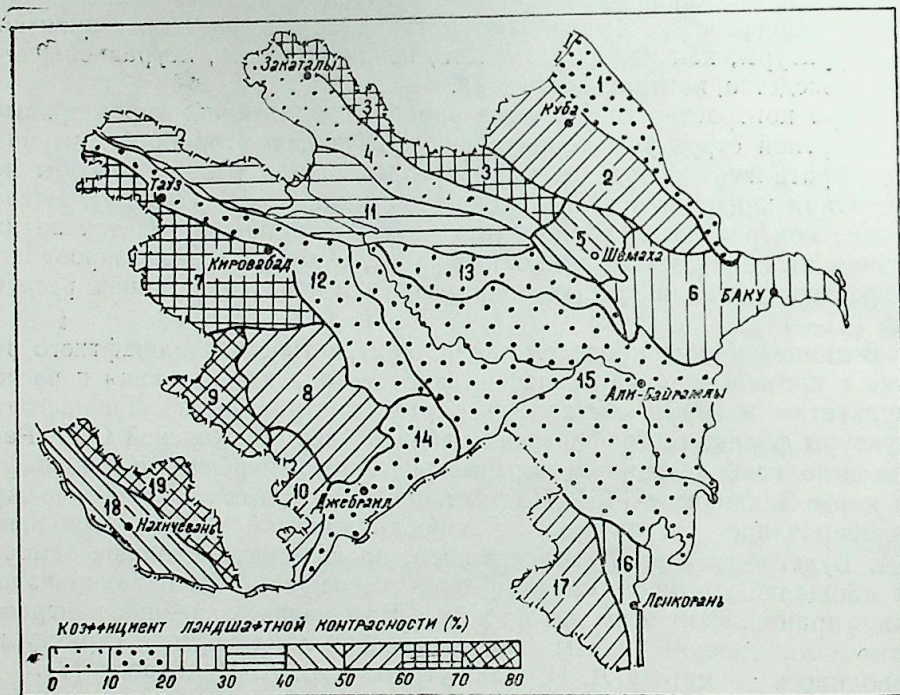
Контрастность ландшафтной структуры определяется следующими основными характеристиками: а) набор (разнообразие) составляющих видов природных комплексов, б) соотношение их площадей, в) степень отстояния видов комплексов друг от друга в ранжированном ряду (мера контрастности), г) характер соседства природных комплексов (главная черта контрастности).

За ранжированный ряд элементов приняты классификационные градации ландшафтов на уровне типов. По генетической классификации (легенде карты) ландшафты Азербайджана подразделяются на 13 типов, т. е. ранжированный ряд включает элементы от 1 и до 13 (n).

В зависимости от степени отстояния типов ландшафтов друг от друга определяются ранг контрастности (b) всех возможных вариантов их сочетаний и мера их контрастности (A): $A = \frac{100\% \cdot b}{n - 1}$.

Используя данные табл. и учитывая различный набор типов ландшафтов в каждом физико-географическом районе и занимаемые ими площади, вычисляется коэффициент ландшафтной контрастности ($K_{лк}$) района. Изменение величины $K_{лк}$ происходит следующим образом: если на территории района развит лишь один тип ландшафта, то $K_{лк} = 0$; если имеются два полярно противоположных типа ландшафта, то $K_{лк} = 100\%$; если в районе будет иметь место полный набор типов ландшафтов и равенство их площадей, то $K_{лк} = 50\%$.

По каждому физико-географическому району составлена матрица (всего 19 матриц), куда заносятся все возможные сочетания типов ландшафтов попарно. Эти сочетания суммируются по 12 рангам. При делении суммы взвешенных (P) мер контрастности на $\sum P$ вычисляется



Карта контрастности ландшафтной структуры физико-географических районов Азербайджанской ССР. Физико-географические области и районы: I — Область юго-восточной части Большого Кавказа: 1 — Самур-Дивичинский район; 2 — Конагкендский р-н; 3 — Закатало-Лагичский р-н; 4 — Алазано-Агричайский р-н; 5 — Шемахинский р-н; 6 — Гобустано-Апшеронский р-н. II — Область Малого Кавказа; 7 — Гянджинский р-н; 8 — Карабахский р-н; 9 — Район вулканического нагорья; 10 — Акеринский р-н. III. Область Куринской межгорной впадины: 11 — Джейранчель-Аджиноурский р-н; 12 — Казахо-Карабахский р-н; 13 — Кюрю-Ширванский р-н; 14 — Приараксинский р-н; 15 — Кура-Араксинский р-н. IV. Ленкоранская область: 16 — Ленкоранский р-н; 17 — Талышский р-н. V. — Средне-Араксинская область: 18 — Шаруро-Ордубадский р-н; 19 — Гюнют-Капыджигский р-н.

Ранги и меры контрастности ландшафтных типов

Ранги ландшафтной контрастности	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Сочетания ландшафтных типов по два	1-2 2-3 3-4 4-5 5-6 6-7 7-8 8-9 9-10 10-11 11-12 12-13	1-3 2-4 3-5 4-6 5-7 6-8 7-9 8-10 9-11 10-12 11-13	1-4 2-5 3-6 4-7 5-8 6-9 7-10 8-11 9-12 10-13	1-5 2-6 3-7 4-8 5-9 6-10 7-11 8-12 9-13	1-6 2-7 3-8 4-9 5-10 6-11 7-12 8-13	1-7 2-8 3-9 4-10 5-11 6-12 7-13	1-8 2-9 3-10 4-11 5-12 6-13	1-9 2-10 3-11 4-12 5-13	1-10 2-11 3-12 4-13	1-11 2-12 3-13	1-12 2-13	1-13
Мера контрастности	8,3	16,6	25,0	33,3	41,6	50,0	58,3	66,6	75,0	83,3	91,6	100%

средняя взвешенная степень контрастности, т. е. $K_{лк}$ изменяющийся от 0 до 100%: $K_{лк} = \sum P_b A_b / \sum P$.

На основании вычисленных значений $K_{лк}$ способом картограммы составлена карта контрастности ландшафтной структуры физико-географических районов Азербайджана (рис.). Учитывая, что в республике горные ландшафты преобладают по площади над равнинными, указанная карта содержит интересную информацию о сложности пространственного строения ландшафтов Азербайджана.

Небольшие значения $K_{лк}$ характерны для низменно-равнинных и предгорных территорий. Сюда относятся ландшафты Самур-Дивичинского, Кюдрю-Ширванского, Приараксинского, Кура-Араксинского, Казах-Карабахского районов, где контрастность ландшафтов не превышает 20%. А наименьшие значения $K_{лк}$ (менее 10%) отмечены в пределах Алазано-Агричайского физико-географического района. Тем самым явно прослеживается, что в районах с незначительной амплитудой абсолютных высот и сложностью геоморфологических условий разнообразие ландшафтов резко снижается и последние объединяются не более чем в 2—3 типа ландшафта. Кроме того в указанных районах выделенные типологические градации ландшафтов близки по генезису, а значит находятся рядом или близко друг от друга в ранжированном ряду ландшафтов, поэтому значения $K_{лк}$ низкие. В этом отношении показательна ландшафтная структура Алазано-Агричайского района, территория которого наиболее однородна и из двух типов ландшафта один — «ландшафт равнин умеренно влажных субтропиков» — занимает 93% площади района.

Промежуточное положение по контрастности ландшафтной структуры занимают Шемахинский, Кобыстан-Апшеронский, Аджиноур-Джейранчельский, Ленкоранский и Шаруро-Ордубадский физико-географические районы. Величина $K_{лк}$ в этих районах колеблется в пределах от 20 до 50%.

Максимальные значения $K_{лк}$ характерны для природных комплексов горных физико-географических районов: Конахкендского, Закалато-Лагичского, Гянджинского, Карабахского, Вулканического нагорья, Акеринского, Талышского и Гюннот-Капыджикского. Контрастность ландшафтной структуры в этих районах достигает 50—80%, что обусловлено разными факторами: высокой степенью эрозионно-тектонической расчлененности рельефа, значительной амплитудой абсолютных высот, связанного с этим изменения по вертикали соотношения тепла и влаги и образования высотных ландшафтных поясов. Перечисленные факторы физико-географической дифференциации вызывают быструю смену ландшафтных поясов по вертикали, обуславливают широкий набор типов ландшафтов, а в целом способствуют возникновению разнообразия природных условий и предопределяют высокую степень контрастности горных ландшафтов.

Анализ ландшафтных рисунков только начинает развиваться и его применение перспективно в самых различных и теоретических, и практических географических задачах [5, с. 4]. Впервые составленная на территорию Азербайджанской ССР карта контрастности ландшафтной структуры может найти практическое применение, например, при рекреационной оценке районов, обосновании системы природоохранных мероприятий в ландшафтном планировании, проведении физико-географического районирования на количественной основе.

Литература

1. Азизов Ш. К. Картографо-статистический анализ географического соседства природных комплексов (на примере Б. Кавказа Азербайджанской ССР). — Изв. АН Азерб. ССР, сер. наук о Земле, 1985, № 6.
2. Будагов Б. А. Ландшафтная карта Азерб. ССР. — Изв. АН Азерб. ССР, сер. науки о Земле, 1970, № 6.
3. Будагов Б. А., Эйюбов А. Д. Типы ландшафтов и физико-географическое районирование Азерб. ССР. — М.; ГУГК, 1978.
4. Будагов Б. А., Мусеилов М. А. Физико-географическое районирование Азерб. ССР — Атлас Азербайджанской ССР. — М.: ГУГК, 1979.
5. Викторов А. С. Рисунок ландшафта. — М.: Мысль, 1986.
6. Годельман Я. М. Структура почвенного покрова и пути ее математического объяснения. — Вопр. наслед. и исп. почв Молдавии, сб. 5. — Кишинев, 1969.
7. Ивашутина Л. И., Николаев В. А. Контрастность ландшафтной структуры и некоторые аспекты ее изучения. — Вестн. МГУ, сер. геогр., 1971, № 5.
8. Мусеилов М. А., Керемов Н. К., Керимов Ш. Б., Сулейманов М. А. Ландшафтная карта Азерб. ССР. — М.: ГУГК, 1975.
9. Пириев Р. Х., Ахлиманов Р. М. О картографо-математическом анализе типологической структуры ландшафтов. — Изв. АН Азерб. ССР, сер. науки о Земле, 1978, № 6.
10. Пириев Р. Х., Ахлиманов Р. М. Применение картографо-информационных методов при исследовании структуры природных комплексов (на примере территории Азерб. ССР). — Изв. АН Азерб. ССР, сер. науки о Земле, 1981, № 6.
11. Середова Р. В., Сулейманов М. А. Контрастность ландшафтных границ. — Уч. зап. АГУ им. С. М. Кирова, сер. геол.-геогр., 1974, № 6.
12. Середова Р. З. Опыт применения количественных методов для анализов ландшафтной структуры (на примере Предмалокавказских наклонных равнин Куринской межгорной впадины). — Автореф. канд. дисс. — Баку, 1975.
13. Сулейманов М. А., Исмаилов А. Я., Аллазов Н. Т. Контрастность ландшафтной структуры и физико-географическое районирование для сельского хозяйства. — Вопр. констр. геогр. Азерб. ССР, изд. АГУ им. Кирова, 1987.
14. Сулейманова Н. С. Закономерности формирования и развития горизонтальной структуры ландшафтов (на примере аридных низкогорий Джейранчель—Кобыстанской зоны Азерб. ССР). — Автореф. канд. дисс. — Баку, 1981.
15. Уклеба Д. Б., Будагов Б. А., Мусеилов М. А., Сохадзе Е. В., Багдасарян А. Б. Ландшафтная карта Закавказья. — М.: ГУГК, 1983.
16. Фриланд В. М. Структура почвенного покрова. — М., 1972.
17. Юодис Ю. К. О структуре почвенного покрова Литовской ССР. — Почвоведение, 1967, № 11.

Ш. К. Азизов

АЗЭРБАЙДЖАН ССР-ин ФИЗИКИ-ГЕОГРАФИ РАЈОНЛАРЫНЫН ЛАНДШАФТ СТРУКТУРУНУН ТЭЗАДЛЫҒЫ ВӘ ОНУН ХӘРИТЭЛӘШДИРИЛМӘСИ

Мәгалә республиканын физики-географи рајонлары үзрә ландшафт структурунун тәзадлыгы хәритәсинин тәртибнә вә тәһлилнә һәср олунмушдур. Хәритәнин тәртибнә ландшафт хәритәси үзәриндә апарылмыш картометрик һесабламарын нәтичәләриндән истифадә олунмушдур.

Sh. K. Azizov

CONTRASTNESS OF LANDSCAPE STRUCTURE OF PHYSICO-GEOGRAPHICAL DISTRICTS OF THE AZERBAIJAN SSR

The contrastness of landscape structure of physico-geographical districts is analysed and small-scaled map contrastness of landscape structure of the Azerbaijan SSR is given in the article.

УДК 631.434.

В. Р. РАСУЛОВ

ДИНАМИКА ВЛАЖНОСТИ НЕПРИГОДНЫХ БУРЫХ (ПОЛУПУСТЫННЫХ) ПОЧВ И ПУТИ ЕЕ РАЦИОНАЛЬНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Сведения о распространении бурых (полупустынных) почв в предгорной зоне имеются в исследованиях С. Х. Захарова (1927), И. З. Имшенецкого (1928), Г. А. Алиева (1960) и др. В пределах северо-востока Азербайджана, где изучена динамика влаги, бурые (полупустынные) почвы имеют широкое распространение у стыка Прикаспийской низменности с предгорной шлейфовой зоной. Бурые (полупустынные) почвы значительно распространены на высоте до 200 м над ур. м. Обычно имеют сильно изреженный рельеф, где широко распространены бендленды и непригодные, почти голые сильно эродированные крутые и часто короткие склоны. Здесь непригодные в сельскохозяйственном отношении почвы широко распространены в районе остатков древнекаспийских террас. Склоны этих морских террас крутые, обычно короткие и часто обращены на восток и северо-восток.

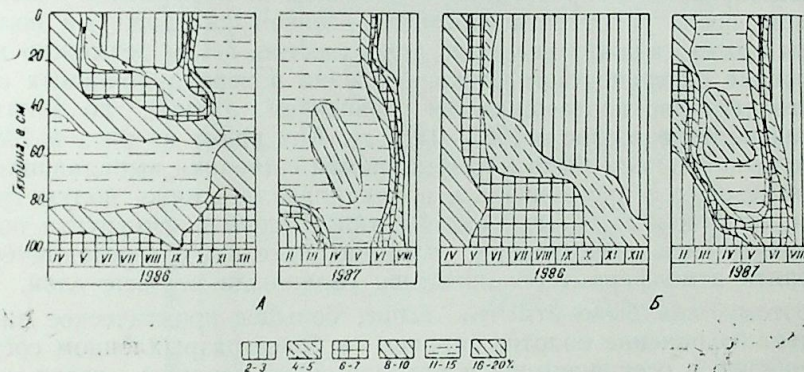
Опытный участок, где изучалась динамика влажности, тоже находится в зоне распространения бурых (полупустынных) почв, западнее Гильязи. Восточный склон древнекаспийской террасы тянется круто к подошве Прикаспийской низменности с уклоном 30—35°, у шлейфа высота местности 50 м, а у водораздельной верхней части, переходящей уже в ровную низменность типа межгорных плато, до 110 м. Сложен в основном из морских буроватых глин, имеются местами выходы известняковых ракушечных плит, часто в нижележащих грунтах встречаются накопление галек, галечников и песчаников. Гумусовый горизонт имеет мощности не более 10—15 см, содержание гумуса в верхних слоях не превышает 2—2,5%, а в нижележащих 0,28—0,7%.

Наблюдение над динамикой влаги проводилось на полтне искусственно построенной ступенчатой террасы на склоне древнекаспийской террасы. Перемешанный верхний метровый слой почво-грунта насыпной части полотна террасы представлен в основном крупной пылью и мелким песком.

В качестве контроля взята средняя часть крутого непригодного склона, являющаяся продолжением того же террасированного склона. Общая экспозиция обеих точек восточная. Растительность представлена чахлыми и редкими кустами полыни. Поверхность контрольного склона каменистая сильно скелетная с примесью глины. Объемный вес почвогрунта полотна террасы по горизонтам метрового слоя колеблется в пределах 1,21—1,3 г/см³. Удельный вес по слоям равен 2,30—2,82 г/см³. Гигроскопическая влага колеблется от 1,96 до 2,92% по горизонтам метрового слоя, максимальная гигроскопичность 5,18—6,88%. Неусвояемая влага составляет по горизонтам 6,6—9%. Однако объемный вес горизонтов метрового слоя в контрольном участке составляет 1,18—

1,76 г/см³ и, как видно, несколько тяжелее, удельный вес — 2,41—2,69 г/см³. Гигроскопическая влага равна 1,77—2,40%, а максимальная гигроскопичность 7,69—7,92%. Неусвояемая влага по горизонтам метрового слоя составляет 9,9—10,2%. Как видно из рисунка, в первый месяц (апрель) создания террас, влажность полотна еще не отличается от контрольного нетронутого склона. Во время строительства вновь перемешанный почво-грунт полотна даже несколько потерял влагу своим обнажением.

После 2—3 месяцев начала весны (июнь) после уже весенних осадков наблюдались влагонакопительные свойства террасы и влажность почти всех горизонтов метрового слоя, резко отличается от соответственных слоев контрольного нетронутого склона.



Динамика влажности бурых (полупустынных) почв (вес. %).
А — полотно террасы, средняя часть склона; Б — контрольный восточный склон без террасирования.

Как видно из рисунка, содержание влаги стало резко увеличиваться на полотне террасы в верхнем полуметровом слое с июля по сентябрь (1986) и составило 2,2—14% (0—60 см), а в контрольном — 2,2—4,3%. К началу осени (октябрь) верхний (0—40 см) слой полотна террасы имела 4,0—13,2% влаги, нижний (40—100 см) 5—12,8%, а контрольный склон без террасирования соответственно 2,2—2,5% и 2,4—3,6%. Такое же большое различие в накоплении влаги наблюдается и за весь период зимы, когда содержание накопленной влаги в полотне превосходит контроль в несколько раз. К концу марта 1987 г. уже после осенне-зимних осадков верхний (0—60 см) слой полотна террасы и контрольный склон по содержанию влаги не отличались. Но все-таки нижний (60—100 см) слой, как и ожидалось, намного влажнее на полотне (5,0—14,8%), чем на контроле (2,6%). Несомненно, это произошло за счет уменьшения поверхностного стока на террасированном участке и рыхлого полотна недавно созданной террасы. А в контроле в условиях крутого склона (до 35°) выпадающие осадки лишь могли увлажнять верхний полуметровый слой, не успевая просочиться в нижележащие (под воздействием большого количества поверхностного стока) более уплотненные метровые слои почво-грунта. К концу весны и началу лета (июнь 1986 г.) верхние горизонты полотна террасы (0—60 см) имели 2,6—12,0, а нижние 60—100 см 6,0—12,0%, в контроле соответственно 2,2—3,1 и 6,2%. Однако к концу лета 1987 г. (ав-

густ) когда выпадало очень незначительное количество осадков, в верхних (0—60 см) слоях полтна террасы влага достигала 2,2—2,8%, а в нижних (60—100 см) 2,3—3,0%, соответственно на контрольном склоне 2,1—2,4 и 2,6%.

Динамика накопления влаги на террасах еще нагляднее показывает их влагонакопительное превосходство даже в жестких условиях полупустыни. Для большого просачивания и накопления влаги в нижних горизонтах полтна террасы потребуется содержание его в более разрыхленном состоянии, так как почво-грунт непригодных склонов полупустыни, как видно из химических анализов, очень склонен к уплотнению под влиянием засоления, солонцеватости, гипсоносности и других отрицательных свойств. При отсутствии соответствующих агротехнических мероприятий, направленных в основном на сохранение влаги, со временем, после уплотнения горизонтов почво-грунт даже на полотно террасы может увлажняться лишь поверхностно, потом возможно даже образование поверхностного стока, особенно в период обильных осадков. Это наглядно подтверждается сравнением данных по динамике влаги на полотно террас в 1986—1987 гг. Как видно из рис., в 1986 г., пока полотно террасы было в разрыхленном состоянии выпадающие атмосферные осадки просачивались и накапливались ниже полуметрового слоя, тогда как в 1987 г. в связи с уплотнением почво-грунта полотна и отсутствием специальных влагонакопительных агротехнических мероприятий атмосферные осадки лишь увлажняли верхние слои.

Поэтому, как было отмечено выше, большое практическое значение имеет сохранение полотна террасы в более разрыхленном состоянии, особенно в осенне-зимний и ранневесенний периоды, когда выпадает основное количество атмосферных осадков. Чем больше вглубь будет просачиваться влага, тем дольше она сохранится в почве, меньше будут потери при физическом испарении и больше будет использовано растениями, то есть будет расходоваться на транспирацию в период летней засухи, способствуя развития посадок древесно-кустарниковых пород в период дефицита влаги.

Влагонакопительный эффект методов террасирования в деле выращивания плодовых деревьев указывается в работах Ф. К. Кочерги (1965), Ш. Г. Гусейнова (1973), И. И. Ханбекова (1978) и других исследователей. Наиболее наглядно прослеживается ход накопления общей и активной влаги на полотно террас и в контрольном склоне по данным таблицы. После создания террасы (1986) к началу апреля незначительное количество весенних и летних осадков и увеличивающееся испарение способствовали накоплению влаги в верхнем (0—40 см) слое, где уже в мае активная влага (АВ) приобрела минусовое значение и наблюдается до конца лета (сентябрь). Но в нижележащем (40—100 см) слое в связи с увеличением запаса общей влаги в этот период (37—41 мм) активная влага достигает 8—10 мм. Как видно из таблицы, в слое 40—100 см полотна террасы несколько уменьшается запас общей влаги (ОВ) в весенне-зимнем периодах 1986—1987 гг., уже начиная к концу ноября 1986 г. наблюдается дефицит активной влаги, что продолжается до конца февраля 1987 г. За указанный период запас ОВ в верхнем (0—40 см) слое накапливается больше, что естественно способствует увеличению АВ, содержание которой колеблется от 21,4 в ноябре 1986 г. до 14,9 мм в феврале 1987 г.

Запасов ОВ, НУВ и АВ в бурях (полупустынных) непригодных почвах (мм водного столба)

Пробные площадки	Глуб., в см	Категория влажности	1986 г.												1987 г.							
			IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	II	III	IV	V	VI	VIII					
Полотно террасы, средняя часть склона	0—40	ОВ	25,1	17,0	14,1	14,7	10,9	9,4	22,8	40,8	38,7	34,3	40,3	40,3	35,0	10,0	5,0					
		НУВ	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4	19,4				
	40—100	ОВ	39,3	37,4	38,3	41,3	39,4	39,5	36,9	21,4	24,9	25,2	26,6	20,9	20,9	15,6	9,4	7,8				
		НУВ	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1	29,1				
	0—100	ОВ	64,4	8,3	9,2	12,0	10,3	10,4	7,8	65,7	65,7	63,9	60,9	87,2	96,4	92,9	9,6	21,3				
		НУВ	48,5	54,4	52,4	56,0	50,3	48,9	59,7	48,5	48,5	48,5	48,5	48,5	48,5	48,5	48,5	48,5				
0—40	ОВ	15,9	5,9	3,9	7,5	1,8	0,4	11,2	17,2	15,4	12,4	12,4	38,7	47,9	44,4	0,2	35,7					
	НУВ	24,4	14,3	6,1	6,2	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	6,1	38,5	36,5	26,7	6,5	5,7					
Контрольный вос-тонный склон без террасирования	40—100	ОВ	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1	26,1				
		НУВ	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1	25,1				
0—100	ОВ	43,7	29,0	24,1	30,6	24,4	23,0	14,2	18,8	14,1	14,5	32,0	45,9	49,1	49,1	47,1	47,1					
	НУВ	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1	47,1					
0—100	ОВ	68,1	18,1	23,0	16,5	22,7	21,1	32,9	28,3	23,0	32,6	70,5	82,4	75,8	32,9	16,9	73,2					
	НУВ	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2	73,2					
		—5,1	—29,9	—43,0	—42,0	—42,7	—44,1	—52,9	—48,0	—40,9	—45,9	—2,7	9,2	2,6	—40,3	—56,3						

Таким образом, дефициту влаги в нижележащем (40—100 см) слое в указанный период способствовало в основном значительное уплотнение вновь созданного полотна террас в течение 6—7 месяцев. Это свидетельствует о том, что при отсутствии соответствующих влагонакопительных агротехнических приемов почво-грунт полотна террасы не в состоянии пропускать осадки ниже полуметрового слоя, лишь несколько обильно увлажняя верхние слои.

К началу весны (март 1987 г.) метровый слой полотна террасы имеет значительный запас общей и активной влаги (ОВ) достигает 40,3 мм, а активной (АВ) 20,9 мм. Однако в слое 40—100 см запас ОВ достигает 47 мм, АВ до 18 мм. В разгаре весны (апрель—май) 1987 г. все горизонты метрового слоя имели более значительный запас общей и активной влаги, чем за соответствующий период 1986 г., когда только что закончили строительство террас. В апреле и мае 1987 г. запас ОВ в слое 0—40 см полотна террас, достигая максимума, составил 35—40 мм, а запас АВ колебался в пределах 16—21 мм. А в слое 40—100 см в этот период составляла 56—58 мм. Как видно, со временем нижний полуметровый слой значительно больше увлажнен, чем верхний, чему в основном способствует более низкий процент потери от физического испарения в сравнении с верхним полуметровым слоем. Это наглядно видно по содержанию влаги в конце весны и начале лета (июнь) в соответствующих глубинах. Как видно из таблицы, к концу июня 1987 г. за счет увеличения испарения верхний (0—40 см) слой полотна террасы имел 10 мм ОВ, что на 9,4 мм меньше, чем неусвояемый НУВ влаги, то есть обнаруживался дефицит АВ. За указанный период в слое 40—100 см запас ОВ составлял 38,7 мм, а АВ 9,6 мм. Ход накопления влаги в полотне террас за период 1986—1987 гг., несомненно, указывает на преимущество метода создания террас в условиях засушливого климата полупустыни.

В контрольном участке, в связи с интенсивным испарением и наличием поверхностного стока выпадающие осадки не могут инфильтроваться в нижележащие горизонты, что приводит к незначительному накоплению влаги в верхних слоях почвы, где содержание ОВ колеблется в 1986 г. от 6 до 24 мм в 1987 г. от 5 до 38,5 мм. За исключением марта, апреля и мая 1987 г. этот слой (0—40 см) почвы постоянно испытывает дефицит АВ в порядке 2—20 мм. Однако в слоях 40—100 и 0—100 доступный растениям запас АВ отсутствует, что подтверждается появлением здесь кратковременных скудных эфемеров в периоды обильных осадков ранней осенью и поздней зимой. При отсутствии осадков на этих склонах не появляются даже эфемеры.

Для рационального использования выпадающих атмосферных осадков и их сохранения в нижележащих слоях требуется ежегодно применять почвоулучшающие влагонакопительные приемы агротехники. Все эти приемы должны направляться на то, чтобы доступная растениям влага долго сохранилась в почве в засушливый весенне-летний период.

Исследования показывают, что для накопления и сохранения влаги на полотне в условиях засушливого климата, где выпадает иногда менее 200 мм осадков, метод террасирования является самым эффективным, обуславливающим выращивание на этих почвах засухоустойчивых пород.

Литература

1. Алиев Г. А. К вопросу зонального распределения почв восточной части Большого Кавказа. Тр. Азерб. географического общ. — Баку, 1960.
2. Гусейнов Ш. Г. Из опыта выращивания орехоплодных деревьев на террасах северо-восточного склона Б. Кавказа. Тр. Азерб. НИИ лесного хозяйства и агрометеорологии, т. XI. — Барда, 1973.
3. Захаров С. А. Почвообразователи и почвы Азербайджана. Классификация и география почв АзССР, мат. по райониров. Азерб. ССР, т. II, вып. I. — Баку, 1927.
4. Имценецкий И. З. Почвы юго-восточной части Главного Кавказского хребта и его предгорий. Тр. Азерб. почвенной экспедиции. — Баку, 1928.
5. Кочерга Ф. К. Горно-мелниоративные работы в средней Азии и южном Казахстане. — М., 1965.
6. Ханбеков И. И. Лесо-восстановление и защитное лесоразведение в горных районах СССР. — М., 1978.

В. Р. Рәсулов

ГОНУР (ЖАРЫМСӘҺРА) ЖАРАРСЫЗ ТОРПАГЛАРЫН РҮТҮБӘТ ДИНАМИКАСЫ ВӘ ОНУН СӘМЭРЭЛИ ИСТИФАДӘ ЛОЛЛАРЫ

Мәғаләдә гонур (жарымсәһра) жарарсыз торпагларын рүтүбәт динамикасы, терраслашдырма методунун рүтүбәт топланмасына тәсире кәстәрилик. Һәмчинин бу торпагларда мұхтәлиф рүтүбәт категоријаларынын динамикасы тәдгиг едиләрәк, жарарсыз торпагларын рүтүбәт еһтијатындан истифадә едәрәк гуру субтропик биткиләрин әкидиб бечәрилмәси имканлары арашдырылып.

V. R. Rasulov

DYNAMICS OF MOISTURE CONTENT OF UNUSABLE BROWN (SEMI-DESERT) SOILS AND THEIR RATIONAL UTILIZATION

The article deals with the dynamics of moisture content of unusable brown (semi-desert) soils and influence of terracing methods on accumulation of moisture.

УДК 631.434

А. Н. ГАДМАЛИЕВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БУРЫХ ГОРНО-ЛЕСНЫХ ОСТАТОЧНО-КАРБОНАТНЫХ ПОЧВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Литературные источники показывают, что бурые горно-лесные почвы распространены в широких диапазонах. Они формируются как под широколиственными, так и хвойными насаждениями и значительно различаются между собой [1—10]. Следует отметить, что генетические особенности бурых горно-лесных почв северо-восточного склона Большого Кавказа в связи с отсутствием стационарных наблюдений и данных по водно-физическим свойствам, влажности и температуре полностью не раскрыты. Учитывая эти обстоятельства, на северо-восточном склоне Большого Кавказа, в буковом лесу с бурыми горно-лесными остаточными карбонатными почвами в течение 5 лет проведены стационарные наблюдения по режиму влажности и температуры почв, изучены водно-физические свойства. Температуру почв определяли вытяжными почвенными термометрами (ТПВ-50), влажность — весовым методом с 3-кратной повторностью до глубины метрового слоя.

Наблюдения показывают, что накопление влаги и изменение температуры в этих почвах тесно связаны с температурой воздуха и атмосферными осадками. В связи с этим вкратце остановимся на условиях увлажнения, так как погодные условия имеют наиболее важное значение для правильного выявления водно-температурного режима почв. Согласно многолетним данным, среднегодовая температура воздуха в Кубе составляет $9,6^\circ$, Кусарах $9,5^\circ$, Конахкенде $8,1^\circ$, а сумма осадков соответственно 527, 615 и 536 мм. На формирование водно-температурного режима бурых горно-лесных остаточных карбонатных почв непосредственное влияние также оказывают полнота леса, экспозиция и крутизна склонов, мощность лесной подстилки и физико-химический состав почв.

По морфологическим признакам бурые горно-лесные остаточные карбонатные почвы отличаются от других подтипов аналогичных почв. Их профиль обычно мощный, однако с увеличением уклона поверхности встречаются среднемощные разновидности. Для этих почв характерны темно-бурая окраска, наличие высокогумусированных горизонтов, ореховая или ореховато-комковатая структура, оглинение средней части профиля.

Сложение почв является одной из важных агролесомелиоративных свойств и ее показателем является объемный вес (ОВ). Изменение ОВ бурых горно-лесных остаточных карбонатных почв подчинено определенным закономерностям, т. е. в связи с хорошей структурностью и высоким количеством гумуса ОВ верхних слоев колеблется в пределах $0,86—0,99 \text{ г/см}^3$, а средних и нижних горизонтов, с утяжелением

мехсостава и уменьшением органического вещества доходит до $1,33 \text{ г/см}^3$. Отмечается также изменение ОВ в зависимости от возраста насаждений, т. е. с увеличением возраста деревьев понижается показатель ОВ. Подобные различия также установлены С. В. Зонном (1951) при изучении ОВ лесных почв.

Удельный вес колеблется от $2,65—$ до $2,76 \text{ г/см}^3$, порозность аэрации — $14,8—28,2\%$, а общая порозность — $51,8—59,3\%$. Это по таблице Н. А. Качинского (1958) оценивается удовлетворительными показателями. Необходимо отметить, что изменение величины общей порозности по профилю почв обратно пропорционально изменению ОВ. Максимальное ее значение характерно для верхних слоев с резким падением в нижележащих горизонтах.

Водные свойства почвы являются одним из основных показателей почвенного плодородия, указывающих на степень влагообеспеченности лесных насаждений. Бурые горно-лесные остаточные карбонатные почвы по водно-физическим свойствам отличаются от других подтипов аналогичных почв, это обусловлено высотой местности, влиянием лесобразующих пород, степенью структурности, мехсоставом, количеством органических веществ и пр.

Величины отдельных категорий почвенной влаги в изучаемых почвах колеблются в следующих пределах: гигроскопическая влага (ГВ) $4,4—7,0\%$, максимальная гигроскопичность (МГ) $8,1—12,8\%$, влажность завядания (ВЗ) $14,1—16,5\%$. Диапазон активной влаги в период вегетации в данной почве лежит в интервале $13,3—32,6\%$, что с лесомелиоративной точки зрения удовлетворительно. В связи с высокой гумусностью, порозностью и водоудерживающей способностью верхних горизонтов содержание всех категорий влажности в них больше, чем в нижних горизонтах.

По средним многолетним данным в течение вегетационного периода влажность почв в метровом слое варьирует от $17,7$ до $45,0\%$, однако в отдельные годы она изменяется в пределах от $18,9—49,2\%$ (1984 г.) до $16,3—40,8\%$ (1985 г.). В изучаемых почвах минимальная влага выявлена в августе ($17,7—28,4\%$), максимальная — в апреле ($49,2\%$). Установлено, что влажность первого полуметрового слоя почв более динамична, чем второго. При этом сравнительное иссушение верхних горизонтов приурочивается в основном к летнему периоду, это объясняется уменьшением атмосферных осадков, повышением температуры почв и воздуха, испарением и транспирацией. Вторичное увлажнение происходит в сентябре, влажность постепенно возрастает и в октябре доходит до $24,0—43,5\%$. Накопление влаги в профиле этих почв продолжается до мая последующего года. Из вышеизложенного видно, что накопление влаги и ее расходование в различные месяцы вегетации происходит неодновременно, поэтому определение запаса влаги в почве, являющейся одним из основных факторов, оказывающих влияние на развитие древесных насаждений, имеет большое практическое значение в деле проведения лесовосстановительных работ. Учитывая это, нами вычислены запасы различных категорий влаги для метрового слоя.

Запас предельной полевой влаги (ППВ) в метровом слое бурых горно-лесных остаточных карбонатных почв северо-восточного склона Большого Кавказа колеблется от $251,8$ мм до $359,8$ мм (или $2518—3598 \text{ м}^3/\text{га}$), диапазон активной влаги — $110,0—209,0$ мм ($1100—2090$

м³/га), а влажность завядания — 150,8 мм (1508 м³/га). Следует отметить, что даже при минимальном увлажнении (август) в профиле бурых горно-лесных почв сохраняется продуктивная влага, которая свидетельствует о благоприятном водном режиме. В результате изучения влажности бурых горно-лесных почв исследуемого региона установлено, что эти почвы относятся к периодически промывному типу водного режима, по источнику увлажнения — к атмосферному с внутрпочвенным стоком, по режиму увлажнения входит к зону достаточного увлажнения с периодически избыточным (IV—V) режимом.

Температура бурых горно-лесных остаточных карбонатных почв под влиянием температуры воздуха и других факторов различается как по годам, так и по сезонам. Средневегетационная (IV—X) температура в слое 0—120 см составляет 7,6—12,2°, что на 3,2—7,8° меньше, чем температура воздуха для указанного периода.

Нагревание почв начинается с марта—апреля, последующие месяцы температура постепенно увеличивается по профилю и в августе доходит до максимума (10,7—19,1°). В отдельные месяцы разница между слоями почв 0 и 120 см составила: в мае 5,9°, июне 6,6°, августе 8,3°. Подобные различия объясняются режимом увлажнения почвенного профиля и физико-химическим составом отдельных горизонтов. Охлаждение почв происходит с октября и продолжается до апреля следующего года. Однако благодаря высокой полноте насаждений и мощности подстилки даже в зимний период минусовые температуры не наблюдаются и почвы не промерзают. Учитывая результаты проведенных наблюдений следует отметить, что гидротермические условия формирования бурых горно-лесных почв сходны с гидротерморядами В. Р. Волобуева, в связи с чем их можно отнести к умеренно-влажному (Д) и влажному (Е) гидроряду и к умеренно-теплому (IV) терморяду. С точки зрения лесоводства водно-температурный режим этих почв является благоприятным и оказывает положительное влияние на развитие лесов и процесса почвообразования.

По механическому составу бурые горно-лесные остаточные карбонатные почвы относятся к глинистым и тяжелоглинистым разностям. Количество физической глины составляет 61,4—67,3%, илистой фракции 22,4—28,5%. В связи с большим содержанием илстых частиц почвы обладают высокой емкостью поглощения.

Микроморфологическим анализом выявлено, что минеральная часть почв богата первичными минералами, которые подвержены выветриванию различной степени и представлены глинистыми сланцами, кварцем и другими породами. Результаты анализов свидетельствуют о передвижении глинистой массы (до 27—29%) вниз. Это происходит в результате отмытости межагрегатных пор от почвенной плазмы, о чем свидетельствует также режим влажности почв. Передвижение илстых частиц вниз приводит к протеканию процесса иллювирования, которое снижает водопроницаемость горизонтов. В связи с этим влажность почв в нижних горизонтах резко снижается и в средних горизонтах происходит оглинение, характерное для процесса буроземообразования на исследуемой территории.

Одним из характерных свойств бурых горно-лесных остаточных карбонатных почв является высокое содержание гумуса. Количество гумуса в верхних горизонтах рассматриваемых почв подвержено значительным колебаниям (6,71—14,5%), т. е. основная его масса сосредоточена

до глубины 20—25 см, внизу его количество резко падает, причем в более гумусированных разностях убывание гумуса по профилю выражено более резко, чем малогумусированных. Интенсивное падение гумуса с глубиной при переходе от гор. А к В является характерным признаком бурых горно-лесных почв. В связи с высокой гумусированностью верхних горизонтов наблюдается высокое накопление азота, содержание которого с уменьшением гумуса падает и на глубине 60—90 см не превышает 0,13%.

Запас гумуса в метровом слое составляет 420—560 т/га, азота (0—50 см слой) — 20—25 т/га. Отметим, что запас гумуса и азота вполне соответствует количеству опада, так как под буковыми лесами данного региона накапливается 6,03 т/га древесного и 0,21 т/га травяного опада. Отношение С:N в верхнем слое широкое (10,8), а в более глубоких горизонтах сравнительно узкое (7,9), что свидетельствует о высоком содержании азотосодержащих веществ в составе гумуса. Более узкое отношение обусловлено особым характером разложения органических веществ и своеобразными биоклиматическими особенностями почвообразования.

Анализ состава гумуса бурых горно-лесных остаточных карбонатных почв показывает, что несмотря на высокое содержание гумусовых веществ, отношение гумусовых кислот к фульвокислотам ниже единицы (Скг:Сфк 0,4—0,7), и это почти сходно с подобными показателями бурых горно-лесных почв Малого Кавказа (Салаев, 1966; Алиев, Миризов, 1979), а также аналогичных почв юго-восточной части Большого Кавказа (Саламов, 1978; Гасанов, 1979). В исследуемых почвах гуминовые кислоты имеют в верхнем темно-буром, в нижних горизонтах — буроватую окраску.

По данным ряда исследователей (Зонн, 1950; Долгилевич, 1957; Тюрин, 1961), для биоклиматического типа бурых горно-лесных почв характерна некоторая генетическая однородность состава гумуса, в котором преобладают фульвокислоты. Однако, бурые горно-лесные почвы северо-восточного склона Большого Кавказа имеют некоторые специфические особенности: неподвижность поглощенных оснований, скрытый характер процесса подзолообразования и др. (Алиев, 1979). Присутствие иона водорода (0,62—0,34 мг·экв) привело к возникновению слабокислой реакции среды (рН 4,6—5,8). В поглощающем комплексе этих почв преобладающее место занимает Са (20,5—33,4 мг·экв), Mg — незначителен (2,2—4,2 мг·экв).

В результате исследований (Алев, Мехралиев, 1979) установлено, что в составе золы опада и подстилки буковых лесов северо-восточного склона Большого Кавказа преобладают СаО, SiO₂, MgO, в почву поступают 10,59 кг/га Са, 34,13 кг/га Mg, что способствует повышению содержания кальция и магния в верхних горизонтах. Валовой химический состав этих почв свидетельствует, что потери при прокаливании (8,25—11,36%) в гор. В более высокие, что объясняется высоким количеством органических веществ. Количество SiO₂ (62,44—66,28%) в верхних и нижних горизонтах по сравнению со средними относительно высокое. Подобное изменение в первом случае связано с биогенным накоплением, во втором — с режимом увлажнения почв. Полуторные окислы по профилю вниз увеличиваются, однако количество Al₂O₃ (14,12—17,05%) на 2—3,5 раза больше, чем Fe₂O₃, это показывает ин-

тенсивность процесса оглинения. CaO (2,56—1,75%) при переходе к нижним слоям уменьшается равномерно.

Из данных валовых анализов и соотношений $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ (4—5) видно, что в этих почвах процесс подзолообразования не происходит, а соотношение $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3$ свидетельствует об интенсивном внутрипочвенном выветривании и оглинении почвенного профиля.

Литература

1. Алиев Г. А. О бурых горно-лесных почвах восточной части Большого Кавказа. — ДАН Азерб. ССР, 1960, № 6, (на азерб. языке).
2. Алиев Г. А. Сравнительная характеристика бурых лесных почв Кавказа с подобными других стран. — Тр-ды Института географии АН АзССР, т. XIX, 1979.
3. Алиев Г. А., Мехралиев И. И. Биологический круговорот зольных элементов под букowymi и дубовыми лесами северо-восточного склона Большого Кавказа. — Тр-ды Института Географии АН Азерб. ССР, т. XIX, 1979.
4. Алиев Г. А., Мирзоев Ш. И. Горно-лесные почвы бассейна реки Акера и их рациональное использование. — Баку: Элм, 1979 (на азерб. языке).
5. Волобуев В. Р. Почвы и климат. — Баку: Изд-во АН Азерб. ССР, 1965.
6. Гасанов Х. Н. Генетическая характеристика бурых горно-лесных почв юго-восточной оконечности лесной зоны Б. Кавказа. — Изв. АН Азерб. ССР, 1966, № 4.
7. Герасимов И. М. О типах почв горных стран и вертикальной почвенной зональности. — Почвоведение, 1948, № 11.
8. Зонн С. В. Водный режим почв дубовых лесов. — Тр-ды Ин-та леса АН СССР, т. VII, 1957.
9. Сабашвили М. Н. Почвы Грузии. — Тбилиси, АН Груз. ССР, 1948.
10. Салаев М. Э. Почвы Малого Кавказа. — Баку: АН Азерб. ССР, 1966.
11. Саламов Г. А. Лесные почвы южного склона Б. Кавказа Азербайджанской ССР. — Баку: Элм, 1978.
12. Шарифов Э. Ф. Горно-лесные почвы восточного склона Малого Кавказа. — Баку: Элм, 1984.

Э. Н. Гадмалиев

БӨЛҮК ГАФГАЗЫН ШИМАЛ-ШӘРГ ЫССӘСИНДӘ КАРБОНАТ ГАЛЫГЛЫ ГОНУР ДАҒ-МЕШӘ ТОРПАГЛАРЫН КЕНЕТИК ХҮСУСИЈӘТЛӘРИ

Мәгаләдә көстәриләр ки, бу торпаглар эразинин орта дағлыг гуршағында әсасән фыстыг мешәләри алтында јайылмышдыр. Өјрәндијимиз торпагларда һумусун мигдары 6,7—14,5%, азот 0,78—0,18%, удулмуш әсаслар 38—27 мг. экв, CaCO_3 1—2%, физики кил исә 61—67% арасында дәјишир. Карбонат галыглы гонур дағ-мешә торпагларын һәм чәкиси 0,86—1,33 г/см³, хүсуси чәкиси 2,65—2,76 г/см³, һигроскопик вә максимал нәмлик мувафиг олараг 4,4—7,0, 8,1—12,4%, үмуми мәсамәлик 51—59%, үмуми аерасија 14—28% тәшкил едир. Векетасија дөврү әрзиндә бу торпагларын бир метрлик гатында рүтубәтин мигдары 17,7—45,0%, температур исә 7,6—22,2° арасында дәјишилмишир. Апарылан тәдгигатлар нәтичәсиндә мүәјјән едилмишир ки, карбонат галыглы гонур дағ-мешә торпагларында подзоләмәләкәлмә просеси кетмир, торпагларын физики-кимјәви хассәләри, рүтубәт вә температур режими мешәләрин инкишафына мүсбәт тәсир көстәрир.

A. N. Gadmaliev

GENETICAL PECULIARITIES OF BROWN MOUNTAIN-FOREST RESIDUAL-CARBONATE SOILS IN THE NORTH-EASTERN SLOPE OF THE MAJOR CAUCASUS

The article deals with the forming conditions, water-physical properties, temperature regime and other peculiarities of the studied soils.

УДК 374.9:631.4:634.0

Б. Х. ИСМАИЛОВ

МНОГОФАКТОРНАЯ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕСНЫХ ЭКОСИСТЕМ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

На юго-восточной оконечности Большого Кавказа леса в основном распространены в пределах высот 800 (900)—1700 (1800) м над ур. м. Однако их более крупные массивы обычно встречаются выше 1000 (1100) м над ур. м., которые составляют главным образом грабовые леса (ок. 57% лесов). Дубняки и букняки распространены сравнительно меньше. Встречаются участки с примесью ясеня, клена и тиса. Большинство лесов обладают плотной сомкнутостью полога, где травяной покров отсутствует. Из кустарников встречаются главным образом алыча, облепиха, барбарис, терн, боярышник, мушмула, кизил, можжевельник, пираканта, рябина и др., которые предпочитают изреженные участки леса.

Основные эдификаторы этих лесов — бук восточный, граб кавказский и дуб иберийский, которые в благоприятных условиях образуют монодоминантные насаждения, часто встречаются смешанные их фитоценозы.

Результаты исследований в Пиркулинском стационаре, охватывающих основное разнообразие лесной растительности Пиркулинского государственника, позволяют более конкретно охарактеризовать многофакторную природу буковых, грабовых и дубовых лесов, являющихся одним из основных охраняемых растительных объектов заповедника. Корреляционный анализ данных произведен по Б. А. Доспехову (1979).

Буковый лес приурочен к восточной экспозиции с уклоном 17°. Высота местности 1345 м над ур. м. Состав древостоя: 10Бк+Гр+Тс, бонитет II, полнота 0,9, средний возраст 70 лет, средняя высота 17 м, средний диаметр 23 см. Травяной покров отсутствует. Мощность подстилки составляет около 5 см.

Температура воздуха в фитоценозе колеблется в среднем от 1,6° (февраль) до 18,6° (июль). Выпадает около 750 мм осадков. Относительная влажность воздуха составляет в среднем 75%.

Почва — бурая горно-лесная, формировалась на меловых отложениях, имеет мощный профиль (136 см), характеризуется тяжелым механическим составом, оглинением в средней части, наибольшим содержанием гумуса и азота в верхних (соответственно 8 и 0,8%) и наименьшим — в нижних (0,5 и 0,1%) горизонтах, отсутствием карбонатов по всей глубине, слабощелочной реакцией (рН 5,1—6,0) почвенного раствора. Содержание Са в верхних горизонтах колеблется в пределах 24—30, в нижних 30—33 мг·экв на 100 г почвы. Mg соответственно 10—11 и 4—7.

Плотность твердой фазы почвы возрастает с глубиной до 2,7 г/см³. Сложение почвы также уплотняется сверху вниз (0,9—1,5 г/см³). Имеет высокую МГ (максимальная гигроскопичность) и ВЗ (влажность за-вязания), достигающие соответственно 11—21 и 13—28%. Во второй половине вегетационного периода верхние корнеобитаемые горизонты почвы имеют хорошую аэрацию (10—28%).

В метровом слое почвы содержится в среднем около 28% влаги с максимумом в мае (34%), минимумом в июле (25%). Общий запас влаги колеблется от 316 в июле до 412 мм в апреле. Количество неусвояемой влаги составляет около 250 мм. Температура на глубине почвы 20 см лежит в интервале 1,7 (февраль) и 13,9° (июль).

Эдификатор — бук восточный (*Fagus orientalis* Lipsky.)

В надземных органах (ствол, кора, ветви, побеги и листья) содержится в среднем около 102% влаги, в том числе в листьях — 206, побегах — 89, стволе и ветвях — 74, коре — 65%. В подземных органах (корнях) — около 135%. Бук транспирирует с интенсивностью 121—123 мг/г в час, с максимумом за первую половину дня. В начале вегетации дневные изменения температуры и относительной влажности воздуха являются главными стимулирующими факторами в изменении интенсивности транспирации (соответственно $r=0,66$ и $-0,66$). В июле дневной ход интенсивности транспирации тесно коррелирует с изменением температуры ствола, хотя эти связи обратные ($r=-0,70$).

Температура корней колеблется от 3 в феврале до 16° в июле. Особенно тесные связи между температурой почвы и корней наблюдаются зимой и летом. Температура ствола составляет 2,6° в феврале и 18,0° в июле. Корреляционные связи между температурой ствола и воздуха в течение вегетационного периода — прямые. На температуру воздуха ствол бука, особенно его сердцевина, больше реагирует в летний период.

Подрост бука в своем местообитании не выдерживает критической влажности почвы ниже 15—16%.

Грабовый лес приурочен к северной экспозиции с уклоном 21°. Высота 1345 м над ур. м. Состав леса 8Гр 2Кл+Бк+Тс, бонитет II, полнота 0,7, сомкнутость полога 0,7, средний возраст 60 лет, средняя высота 17 м, средний диаметр 30 см, травостой развит хорошо. Мощность подстилки 2—3 см.

В фитоценозе температура воздуха составляет в среднем 1,9 в феврале и 18,1° в июле. Количество осадков колеблется около 760 мм. Относительная влажность воздуха — 72%.

Почва бурая горно-лесная, формировалась на меловых отложениях. Профиль хорошо расчленен на генетические горизонты, характеризуется среднеглинистым механическим составом, оглинением в средней части. Содержание гумуса и азота уменьшается с глубиной (соответственно от 11 до 0,7% в верхних до 1,0 и 0,1% в нижних горизонтах). Карбонаты выщелочены из верхних горизонтов и сосредоточены в средних и нижних частях профиля. рН колеблется от слабокислой (в гор. А) до слабощелочной. Са по профилю распределен почти равномерно (в пределах 25—34 мг·экв), Mg, постепенно уменьшаясь по профилю, в гор. В₁ составляет минимум (около 2 мг·экв.) с дальнейшим резким увеличением в гор В₂ (12 мг·экв.). Твердая фаза почвы вниз по профилю постепенно уплотняется (от 2,5 до 2,7 г/см³), что характерно и для плотности сложения (от 0,9 до 1,5). Согласно характеру распределения илистых и глинистых частиц по профилю наибольшей МГ обладают гор.

А''' и А''' /В. За вегетационный период почва обладает хорошей аэрацией по всему профилю.

В метровом слое содержится в среднем около 26% влаги с максимумом в феврале (37%), минимумом в июле (23%). Общий запас влаги составляет 345 мм, в том числе усвояемый — 139, неусвояемый — 206 мм. Температура почвы на 20 см глубине колеблется от 0,9 (февраль) до 14,1° (июль). Эдификатор — габ кавказский (*Carpinus caucasa* Grossh.).

В надземных органах граба содержится в среднем 107% влаги, в том числе в листьях 196, побегах 114, ветвях 80, стволе 72, коре 70%. В корнях влажность составляет в среднем 108%. Транспирирует граб в среднем 316 мг/г·час в мае и 234 мг/г·час в июле. В первом случае максимальный расход влаги наблюдается в полдень (около 550 мг/г·час), во втором случае — в 11—12 час (около 410 мг/г·час). Изменение интенсивности транспирации грабов в мае имеет определенную связь с изменением температуры воздуха, корней и влажности побегов. При чем с изменением температуры корней на 1° интенсивность транспирации граба изменяется в среднем на 163 мг/г·час. В июле большую роль в процессе транспирации играют относительная влажность воздуха и влажность побегов.

Температура корней в верхних слоях почвы колеблется от 1,4 в феврале до 16,5° в июле. Корни активно реагируют на изменения температуры почвы в июле, а ствол — на температуру воздуха в начале вегетации. Для подроста граба в местообитании падение влажности почвы ниже 14—8% оказалось критическим.

Дубовый лес приурочен к южной экспозиции с уклоном 10°. Абс. высота местности 1365 м над ур. м. Состав леса: 8Д2Гр+Кл, бонитет III, полнота 0,7, сомкнутость полога 0,8, средний возраст 70 лет, средняя высота 16 м, средний диаметр 32 см. Травостой развит хорошо. Мощность подстилки 2—3 см. Температура воздуха в фитоценозе колеблется от 2,4 в феврале до 18,2° в июле. Количество осадков составляет около 700 мм, а относительная влажность воздуха — около 68%.

Почва — перегнойно-карбонатная горно-лесная. Формировалась на меловых отложениях. Профиль хорошо расчленен на генетические горизонты. Механический состав тяжелый, структура комковатая. Содержание гумуса и азота в верхних горизонтах колеблется соответственно от 6,0 и 0,4 до 2,7 и 0,2%. Карбонаты встречаются с гор. А''' / В. резко повышаясь вниз по профилю. Весь профиль имеет нейтральную реакцию, исключая гор. В₂, где рН достигает до 8. Са больше всего сосредоточен в средней части, а Mg неравномерно распределен по профилю.

Плотность твердой фазы иллювиальных горизонтов высокая (2,8—2,9 г/см³), а сложение почвы постепенно уплотняется с глубиной, достигая максимума в материнской породе (1,6 г/см³). Для профиля характерны также высокие МГ (15—23%) и ВЗ (19—29%). За вегетационный период в почве имеется высокая аэрация (14—39%). Горизонты почвы в среднем содержат 26% влаги с максимумом зимой (34%) и минимумом в конце вегетации (19—20%). Суммарный запас влаги в почве достигает в среднем до 324 мм, в т. ч. усвояемый — 62, неусвояемый — 262 мм. На глубине почвы 20 см температура колеблется от 2,2 в феврале до 15,0° в июле. Эдификатор — дуб иберийский (*Quercus iberica* Stev.).

Надземные органы дуба в среднем содержат 110% влаги, в т. ч. листья около 200, ствол и кора — 87—88, ветви — 76%. В корнях дуба влажность достигает в среднем 126%. Дуб транспирирует с интенсивностью 210 мг/г·час с максимумом за вторую половину дня в июле и за первую в мае. На транспирацию дуба из всех фиксируемых факторов больше всего оказывает влияние температура воздуха, несколько меньше — температура корней и ствола и относительная влажность воздуха.

Температура поверхностных корней колеблется от 3,7 в феврале до 16,1° в июле. Более тесную связь в этом отношении корни имеют с почвой в апреле ($r=0,75$) и июле ($r=0,94$). С температурой воздуха хорошо коррелирует температура периферии ствола.

Падение влажности почвы ниже 6—7 в верхних и 13—14% в нижних горизонтах губительно воздействует на подрост дуба.

Грабово-дубовый лес приурочен к юго-западной экспозиции с уклоном 19°. Количество годовой осадки колеблется около 650 мм. Высота над ур. м. — 1100 м. Состав леса: 7Д 3Гр+Бк, бонитет III, полнота 0,7, сомкнутость полога 0,8, средний возраст 65 лет, средняя высота 15 м, средний диаметр 27 см. Травостой развит слабо. Мощность подстилки 2—3 см.

Почва — коричневая горно-лесная, формировалась на меловых отложениях. Профиль хорошо расчленен на генетические горизонты. Перегнойно-аккумулятивный горизонт хорошо обеспечен гумусом (5—12%) и азотом (0,3—0,5%). Содержание их уменьшается с глубиной. Карбонаты в гор. А отсутствует. Начиная с гор. А/В количество карбонатов увеличивается, достигая максимума в материнской породе (38%). рН почвенного раствора лежит в интервале 7,0—7,3. Содержание Са (24—37 мг·экв) и Mg (5—13 мг·экв) в верхних горизонтах больше, чем в нижних. В средней части профиля оглиненность высокая (80%). Твердая фаза и сложение почвы с глубиной уплотняются. Гор. А обладает высокими МГ (17—19%) и ВЗ (22—25%). За вегетационный период верхний корнеобитаемый горизонт толщиной 0—40 см хорошо обеспечен воздухом (15—25%).

В почве содержится около 23—24% влаги с максимумом в апреле (26%) и минимумом в октябре (19%). Общий запас влаги колеблется от 260 (в конце вегетации) до 350 мм (в начале вегетации), в т. ч. усвояемый — 52—140, неусвояемый 107 мм.

Эдификаторы — дуб иберийский и граб кавказский. В надземных органах дуба и граба содержится соответственно 113 и 95% влаги, а в подземных 123 и 107%. Как у дуба, так и у граба наиболее влажными оказались листья и побеги.

Резюмируя изложенное, следует сказать, что на юго-восточной оконечности Большого Кавказа своеобразное сочетание экологических факторов обуславливает формирование различных лесных экосистем, преимущественно буковых, грабовых и дубовых, развивающихся в основном на бурых, перегнойно-карбонатных и коричневых горно-лесных почвах. Эти почвы обладают хорошими лесорастительными свойствами.

Выводы

1. Почвы грабовых и грабово-дубовых лесов имеют более высокое содержание гумуса и азота, чем почвы буковых и дубовых лесов. Вы-

сокой емкостью поглощения обладают перегнойно-карбонатные и коричневые горно-лесные почвы. Все упомянутые почвы имеют тяжелый механический состав. Процесс оглинения более интенсивно протекает в иллювиальных горизонтах бурых и коричневых горно-лесных почв.

2. Рассматриваемые почвы обладают большим запасом усвояемой влаги, благоприятными водно-физическими свойствами и режимом влажности.

3. Наибольшей влажностью отличаются корни бука, затем следуют дуб и граб, причем у последних с улучшением условий увлажненности влажность корней увеличивается. В надземной части влажность дуба выше, чем бука и граба.

4. Граб транспирирует воду более интенсивно, чем дуб и бук, причем бук в начале и середине вегетации расходует воду почти равномерно. Граб в начале вегетации интенсивнее транспирирует в первой половине дня, в середине вегетации — во второй, а дуб — наоборот. За вегетационный период дневной ход транспирации упомянутых деревьев имеет тесную связь с ходом температуры и относительной влажности воздуха.

Литература

1. Доспехов Б. А. Методика полевого опыта.—М., 1979.

Б. Х. Исмаилов

БӨҮК ГАФГАЗЫН ЧӨНУБ-ШӨРГ ГУРТАРАЧАҒЫНДА МЕШӘ ЕКОСИСТЕМЛӘРИНИН ЕКОЛОЖИ СӘЧИЛӘСИ

Мәгаләдә БөҮк Гафгазын чөнуб-шөрг гуртарачагында фыстыг, вәләс вә палыд мешә экосистемләринин формалашмасында еколожи амилләрин ролундан бәһс олунур.

B. Kh. Ismailov

MANY-FACTOR ECOLOGICAL CHARACTERISTICS OF FOREST ECOSYSTEMS IN THE SOUTH-EASTERN EXTREMITIES OF THE MAJOR CAUCASUS

A number of peculiarities of the influence of ecological factor on the ecosystem formation of beech, hornbeam and oak forests in the south-eastern extremities of the Major Caucasus are elucidated in the article.

УДК. 801.311.2(4/9)

Н. С. БЭНДЭЛИЈЕВ

БӨЈҮК ГАФГАЗЫН ЧЭНУБ-ШЭРГ НИССЭСИНИН ЧЭНУБ ЈАМАЧЫНДА ЧОГРАФИ АДЛАРЫН ЛАНДШАФТ ГУРШАГЛАРЫ ҮЗРЭ ЈАЈЫЛМА ГАНУНАУЈГУНЛУГЛАРЫ

Бөјүк Гафгазын чэнуб-шэрг ниссэсинин чэнуб јамачы океан сәвијјесиндән 200 м-дән (Ширван дүзүнә говушан ниссэсиндә) 3600 м-ә кими (Бабадаг зирвәси (3637 м) баш сурајрычында) жүксәлир. Бу вилајәт мүасир тектоник һәрәкәтләрин тәсири нәтичәсиндә галхмаја вә бәзи јерләрдә енмәјә мәрүз галмыш, гәдим дүзәлмә сәтһләри инкишаф етмиш вә жүксәк сейсмиклијә малик вилајәтдир. Эрази мүтләг һүндүрлү-јүн чәнубдан шимала доғру ғыса мөсафәдә жүксәк тәрәддүдү илә әлагә-дар олараг јарғанлар вә чај дәрәләри васитәсилә күчлү парчаланмыш, јамачлар ерозијаја мәрүз галмыш, ашынмаја давамсыз сүхурлар интензив парчаланмышдыр. Бунунла әлагәдар олараг вилајәтдә мүхтәлиф ерозион релјеф формалары инкишаф етмишдир. Беләликлә, тәдгиг еди-лән эрази дахилиндә жүксәкликләр үзрә тәбии шәраитин дәјишмәси ша-гули ландшафт гуршагларынын әмәлә кәлмәсинә сәбәб олмушдур.

Биз эразинин ландшафт гуршагларынын јерләшмәсини вә тарихи дөврләрдә инсанын тәсәррүфат фәалијјәти нәтичәсиндә онларын дәјиш-кәнлијини чографи адларын арашдырылмасы васитәсилә мүәјјән етмә-јә чалышмышыг. Эразинин чографи адларыны тәдгиг етмәклә кечмиш-дә инкишаф етмиш ландшафт элементләринин бәзиләрини ишләјиб аш-кар етмәк вә ареалыны мүәјјәнләшдирмәк мүмкүндүр. Бу, кечмиш ланд-шафтларын бәзи динамик аспектдәки чәһәтләринин мүәјјән олунамасы-на имкан верир. Гејд етмәк лазымдыр ки, Бөјүк Гафгазын чәнуб-шэрг ниссэсинин чәнуб јамачында башлыча олараг дағ-чәмән; дағ-мешә, чөл вә јарымсәһра ландшафты инкишаф етмишдир [7].

Бөјүк Гафгазын чәнуб-шэрг ниссэсинин чәнуб јамачынын физики-чографи хүсусијјәтләри эразинин чографи адларында да өз әксини та-пыр. Эразинин чографи јерләшмәси, иглим вә релјеф хүсусијјәтләри өз нөвбәсиндә јухарыда адлары чәкилән ландшафт гуршагларын јаран-масына сәбәб олмушдур. Белә ки, эразинин чографи адлары релјефин мүхтәлифлији, иглим, торпаг, битки вә һејванлар аләмнинин јајылмасын-дан асылы олараг формалашмыш вә ганунаујгун олараг дәјишмишдир. Бу да Б. Ә. Будаговун әсәрләриндә өз әксини тапмышдыр [5].

Бөјүк Гафгазын чәнуб-шэрг ниссэсинин чәнуб јамачында суајры-чы бојунча инкишаф етмиш гајалыглары дағ чәмәнликләри әвәз едир. Дағ-чәмән ландшафт гуршағы эразидә нисбәтән мүәјјән дәрәчәдә ерози-јаја мәрүз галмыш јамачлар һејвандарлығын јај отлаг саһәләрини тәшkil едир. Бунунла әлагәдар олараг бу ландшафт гуршагларында чографи адларын әсасыны дағ-чәмән ландшафт элементләрини әкс етди-рән топонимләр тәшkil едир. Мәсәлән, Ағчабәрә («ағ кечид» мәнасын-да), Күллү бичәнәк (А. р-ну¹); Әрчанлы гузеј, Чәмәнли дағ; Ардычлы дөш, Кечи гајасы, Кәл гајасы (Ш. р-ну) вә с. гејд едилмәлидир.

¹ А—Агсу рајону.

Дағ-чәмән ландшафты јајылмыш саһәләр тәдричән чај дәрәләри вә јамачлар боју коллуглар вә дағ-мешә ландшафтлары илә әвәз олу-нур. Дағ-мешә ландшафты әсәсән эразинин шимал-гәрб ниссэсиндә ја-јылмышдыр [7].

Дағ-мешә ландшафты инкишаф етмиш эразиләрдән топланылмыш вә јухарыда гејд етдијимиз чографи адлар вилајәтин ландшафт хүсу-сијјәтләрини даһа ајдын өзүндә әкс етдирир. Мәсәлән, Хырда дәнәлик дөш—Дијаллы кәнди, Вәләсли дағ—Бизлан кәнди (И. р-ну)²; Зағалы дөш—Дәдәкүнәш кәнди; Палыдлы мешә—Сис кәнди; Ајылы мешә ја-мачы—Әрчиман кәнди, Чүјүрлү дағ—Талышнуру кәнди (Ш. р-ну)³; Гараағачлы дәрә—Хасыдәрә кәнди (А. р-ну) вә с. кәндләрин саһәлә-риндә гејдә алынмышдыр.

Эразинин дағ-мешә ландшафт гуршағы 700 м жүксәкликдән баш-лајараг мешә-чөл вә коллугларла әвәз олунаур. Бу гуршаға аид олан чографи адлар ашағыдакылардыр: Алакол јамачы—Хыныслы кәнди, Нарынч ағачлы дөш—Гонагкәнд, Көј тала—Мәлһәм кәнди (Ш. р-ну) вә б. кәндләрин торпаг саһәләриндәдир.

Дағ-чөл ландшафты һаким олан эразиләрдән топланылмыш чогра-фи адлардан, мәсәлән, Нарлы дәрә—Губалы кәнди, Кәнкизли дөш, Әзканлы дәрә, Әнчирли дағ—Поладлы кәнди, Кәндимәли тәпә, Әнки-ранлы дағ, Балдырғанлы архач, Қалдарлы дүз, Хилилли⁴ јер—Дағ Коланы кәнди, Гарағанлы чәм—Әрәбгәдим кәнди, Ғызылча тәпәси—Көјләр кәнди (Ш. р-ну) вә б. кәнд торпагларында гејдә алынмышдыр.

Эразинин јарымсәһра типли дағ етәји ниссэсиндә исә Јулғунлу чәм, Јовшанлы селаб, Гарабазы⁵, Бозағалы дүз, Ғыртышлы битар⁶, Сиркәли архач⁷, Бугдајылы селаб, Түлкүлү дәрә, Чағгаллы гобу (Ш. р-ну) вә с. кими чографи адлар јајылмышдыр.

Эразинин мүасир ландшафтыны әкс етдирән чографи адларла вә терминләрлә јанашы, гејдә алынмыш бир чох чографи ад вә термин-ләр эразинин кечмиш ландшафт элементләринин јајылма ганунаујгун-лугларындан хәбәр верир.

Әлбәттә, бу гәбилдән олан чографи адларын өјрәнилмәси хүсуси әһәмијјәтә маликдир. һәммин адларда эразинин кечмиш иглими, битки вә һејванлар аләмнинин ареаллары вә јајылма ганунаујгунлулары ја-шајыр.

Бундан истифадә етмәклә эразинин иглими, битки вә һејванлар алә-минин кечмиш ареалларыны мүәјјән етмәк олар. Мәсәлән: вилајәтин чөл зонасында һазырда мөвчуд олмајан бир чох битки вә һејван адлары, булаг вә ноһур адлары илә бағлы чографи адларын гејдә алынмасы-көстәрир ки, һәммин эразидә һазырда инкишаф етмиш дағ-чөл ландшаф-ты дејил, мешә-чөл вә ја мешә ландшафт комплексләри јајылмыш, мешә-ләрә хас иглим һаким олмушдур. Мәсәлән, эразинин чөл ландшафты ин-

² И—Исмајыллы рајону.

³ Ш—Шамаһы рајону.

⁴ Хилил кол биткисидир. Оун чәтиринин чөпләриндән диш дибини тәмизләмәк-дә истифадә едилир. Бунун тәркибиндәки әтирли маддә диш әтини бәркидмәклә бөјүк мүаличәви әһәмијјәти вардыр.

⁵ Базы—дүзәнликдә һүндүр су чыхмајан саһәләр кими баша дүшүлүр.

⁶ Битар—адәтән дағәтәји саһәләрдә көһнә јатаг јерләринә дејилир. Бу сөз «бит» вә «ар» сөзләриндән ибарәтдир. Бизчә, бу да пајыз вә јазгабағы еркән арағаш от бит-дијинә көрә «битар», јәни арағаш от битән јер кими баша дүшүлмәлидир.

⁷ Архач—гојун сүрүләринин далдаландығы чухурвари саһәләр нәзәрдә тутулур.

книшаф етмиш һиссәсиндә јерләшән кәндләрин әразисиндә ашағыдакы чографи адлар мушаһидә едилир.

Поладлы кәндинин торпаг саһәсиндә Марал учан дөш; Көјләр кәнди саһәсиндә Марал Каһы, Бичов кәнди саһәсиндә Чүјүр чөкәји, Гушчу кәнди саһәсиндә Чејран ноһуру, Тәси кәнди саһәсиндә Чејран очағы, Күдрү дүзүндә Чејранлы Селаб, Гобустанда Чејранкечмәз чајы, Чејран булағы, Нардәрә кәнди саһәсиндә Пәләнкли дәрә, Гызылча дағы, Гушчу кәнди саһәсиндә Палыдлы дөш вә с. дағ чөлләри ландшафт гуршағында гејдә алдығымыз чографи адлар көстәрир ки, бу әразидә кечмишдә иглим индикиндән рүтубәтли олмуш, галын мешәләр јајылмышдыр. Буну һазырда су мәнбәји кими мөвчуд олмајан Дағ Коланы кәнди әразисиндәки Мәшәтаға булағы [3, сәһ. 82] вә с. адлар да бир даһа тәсдиг едир.

Беләликлә, чографи адларын тәдгиги көстәрир ки, өјрәнилән әразидә рүтубәтли иглимин мешәләрә мөхсус ландшафтын јајылдығы узаг кечмишдә маралын јашадығы дағ-мешә ландшафт гуршағында тәдричән иглимин гураглашмасы, дикәр тәрәфдән инсанларын тәсәррүфат фәалијјәти сајәсиндә мешәләрин тәдричән дегредасијасына кәтириб чыхармыш, беләликлә дағ-чөл ландшафтынын һаким мөвге тутмасы илә нәтичәләнмиш, мешә ландшафтында јајылмыш һејван вә биткиләри чөл ландшафтына хас олан битки вә һејванлар әвәз етмишдир.

Јухарыда гејд олуналары үмумиләшдирәрәк демәк олар ки, Бөјүк Гафгазын чәнуб-шәрг һиссәсинин чәнуб јамачында јајылмыш чографи адларынын тәдгиги һәмин әразидә ландшафт гуршағларынын вә ландшафт элементләринин јајылма хүсусијјәтләринин изләнмәси вә әввәлки ландшафт ареалынын мүәјјән едилмәси ишиндә бөјүк әһәмијјәтә маликдир.

Әдәбијјат

1. Азәрбајчан ССР-ин физики чографијасы. — Бақы, сәһ.
2. Бәндәлијев Н. С. Тәбиәтә экскурсијаларын тәшкили просесиндә доғма јурда мәнбәт тәрбијәси.—Тарих, Ичтимаијјәт, Чографија тәдриси (методик мәнчмә), 1978, № 6 (90).
3. Бәндәлијев Н. С. Дағлыг Ширванын һидронимләри.—Азәрб. ССР ЕА Хәбәрләри. Јер елмләри серијасы, 1981, № 3,
4. Будагов Б. Ә. Азәрбајчан ССР-ин тәбии ландшафтлары вә онларын горунмасы.—Бақы, Елм, 1974, сәһ. 37.
5. Будагов Б. Ә. Азәрбајчан ССР ландшафтынын шагулу диференсијасына даир.—Азәрб. ССР ЕА Хәбәрләри. Јер елмләри серијасы, 1974, № 6.
6. Будагов Б. А. Юго-Восточный склон Восточного Кавказа. — В кн.: Региональная геоморфология Кавказа, Изд. Наука, М., 1979.
7. Ландшафтная карта Азербайджанской ССР (Тип ландшафтов и физико-географическое районирование для сельского хозяйства). — М., 1978.
8. Лилиенберг Д. А. Рельеф Южного склона Восточной части Большого Кавказа.—М., 1962.

Н. С. Бандалиев

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ ПО ЛАНДШАФТНЫМ ПОЯСАМ ЮЖНЫХ СКЛОНОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Исследуются закономерности распространения географических названий по природным поясам и выявляются в регионе существующие в прошлом ландшафтные компоненты.

N. S. Bandaliyev

THE REGULARITY OF SPREADING OF THE GEOGRAPHICAL NAMES ON THE LANDSCAPE ZONES OF THE SOUTHERN SLOPES OF THE SOUTH-WESTERN PART OF THE GREAT CAUCASUS

Attention is paid to the regularity of spreading of the geographical names on the natural zones and to the revealing of the existing landscape components in the studied region in the past.

значение «каменистая почва». Русско-тюркским гибридным топонимическим спектром является название дороги Конкайол (конка — трансформация русского слова конная, йол (тюрк.) — дорога. Эта дорога была проведена в первом десятилетии XX в. братьями Нобель, чтобы связать нефтеносные площади Берикея с железной дорогой. Был построен также мост, соединяющий левый и правый берега р. Уллучай в районе ее устья, впоследствии получивший название Нобилкерпи (Мост Нобеля). Этот мост до проведения автодороги Ростов—Баку сыграл большую роль в связях Махачкалы с южными районами Дагестана и с Азербайджаном.

Таким образом, можно сказать, что в топонимии найдено отражение социально-политическая история, род занятий определенных групп населения, географические ландшафты.

Топонимия с. Новый Аул. Село расположено в дельте р. Самур. Сюда жители переселились в 1940 г. из сс. Нижний Катрух (азербайджанцы), Ихрек, Мюхрек (рутульцы) Рутульского, Ухул, Храх (лезгины) Ахтынского районов. Основное население — азербайджанцы. Своё селение жители называют по-азербайджански Тезе кенд (Новое село). «Село» в печати на русском языке в Дагестане и поныне называется «аул» (авул), что не характерно для азербайджанской топонимии; это специфический кумыкский ойконимический термин (в Дагестане и поныне называется «аул» (авул), что не характерно для азербайджанской топонимии; это специфический кумыкский ойконимический термин (в Дагестане) в значении «квартал, село». Возможно, чтобы придать названию села интернациональный характер, ему дали название Новый Аул, значение которого то же, что и Тезе кенд. Топонимия села имеет тюркский (азербайджанский) фон. Лишь в нескольких топонимах, и то в гибридной форме, отражены элементы рутульской и русской топонимии.

Чтобы исследование было убедительным, специально была изучена топонимия тех населенных пунктов, откуда родом жители села, откуда родом его жители. Можно с уверенностью сказать, что в Новом Ауле формируется своя собственная топонимия без перенесенных топонимов. Селение делится на две части: Юхарикенд (верхнее село) и Ашагикенд (нижнее село). Наши полевые исследования не обнаружили ни одного названия квартала. Наш информатор, зам. директора Новоаульской средней школы К. Нухов, пояснил, что деление села на кварталы не характерно. Канавы имеют названия Беюк арх (большая канава) и Дал архы (Задняя канава) и Дал архы (Задняя канава). Сады именуются Беюк баг (большой сад) и Дегирман баши (мельничное, букв. голова мельницы). Название сада Будун багы (бутские сады, бут — эллипс ойконима Бут-Казмаляр) связана с расположением этого сада вблизи с. Бут-Казмаляр. Земельные угодья носят такие названия, как Гоша керпи (Парный мост, сейчас моста нет), Чахчахун ятаглар (Чахчахские пастбища, от названия с. Чахчах).

Характерны диалектные слова. К этой категории относится, например, название сада Шовтеллуг (Перасиковый) (лит. шафталылыг), земельного угодья Герлуг (Дикое тутовое дерево) (лит. тутовое дерево — тут агачы).

Название улицы Даш меги — гибридное образование от тюркского даш (камень) и рутульского меги (холм). Название сада Карликовый баг образовано от русского «карлик» и тюркского «баг» (сад).

Анализ топонимии села показывает, что она находится на стадии формирования.

Топонимия сс. Первомайское и Герга. Основное население — даргинцы. В 1944 г. жители сс. Муги, Панахмахы, Аямахи, Милиаки, Верхн. Мулебеки, Гапшима Акушинского, Мекеги, Верхн. Лабкомахи Лемашинского, Ниж. Мулебеки, Аймаумахи, Бурдеки, Герга, Мургук Сергокалинского и Харбук Дахадаевского районов переселились в Чечено-Ингушетию и лишь в 1957—1958 гг. вернулись в Дагестан. Одни обосновались в местности Учбулак (Три родника) (тюрк.), впоследствии получившей название в честь Дня международной солидарности трудящихся — Первомайское, а другие — в местности Куце; они дали название селу по роду — Герга.

Древняя топонимия этих сел тюркская (кумыкская). Он апосеместная. Топонимами вторичного происхождения являются топонимы даргинского происхождения. Значительны в гидронимии названия фонтанирующих водных источников: Гиниз — родник, источник, ключ, Шава — источник: Тажудин Гиниз — родник Тажудина, Пустишава — Источник Пусти (Тажудин, Пусти — антропонимы).

Ряд гидронимов родников показывает свое местонахождение. Гидроним Тукачигиниз связан с местностью Тукачи (Первомайское).

Названия кварталов — свидетельство их географического положения. Например, Галигад (У кладбища), Гаулейла (Возле озера), Музаликила (На холме) (с. Герга) (с дарг. яз.).

Ни один топоним не повторяет названий, откуда переселились или родом жители этих сел. Улицы Первомайского и Герги наименованы. Следует выделить группы: связанные с именем В. И. Ленина и его соратников (Ленина, Калинина, Буйнакского); данные в честь Героев Советского Союза (Семена Курбанова); космонавтов (Гагарина, Комарова, Николаева); символические (Советская, Комсомольская, Пионерская); по направлению городов Дагестана (Махачкалинская, Дербентская, Каспийская, Избербашская).

Топонимия сс. Новый Викри и Дружба. С. Новый Викри возникло в 1970 г. в результате переселения горцев из с. Викри Дахадаевского района. К названию переселенного села, в отличие от сел, названных по имени рода, жители добавили лексему «новый». Население — даргинцы.

С Дружба образовалось в результате переселения жителей из сс. Хоредж, Фурдинг, Яргиль, Яраг (лезгины, табасаранцы), Хивского, Гельхен, Квардал (лезгины) Курахского, Харбул Дахадаевского, Гоа, Дурштул, Яруг (агульцы) Агульского районов. В с. Новый Викри имеется отделение совхоза «Кировский». Рабочие с. Новый Викри в своей хозяйственной деятельности пользуются топонимами природных объектов, сформированными капкайкентцами (центральная усадьба совхоза «Капкайкентский» находится в с. Капкайкент), а дружинские рабочие — топонимами, сформированными башлыкентцами (находится в с. Капкайкент), а дружинские рабочие — топонимами, сформированными башлыкентцами (центральная усадьба совхоза «Кировский» находится в Башлыкенте), топонимия этих сел тюркская (кумыкская).

В топонимии сс. Новый Викри и Дружба не найдено отражение топонимии селений, откуда родом их жители. Улицы Дружды и Нового Викри наименованы. Следует выделить названия улиц, данные в честь В. И. Ленина и его соратников, революционеров (Ленина, Буйнакского).

го, Дахадаева, Горького, Орджоникидзе), Героев Советского Союза (А. Алиева, М. Гаджиева, А. Матросова, О. Кошевого), поэтов (Пушкина), символические (интернациональная, комсомольская; Советская), космонавтов (Гагарина), по роду занятий определенной группы населения (Механизаторов), по направлению улиц по городам Дагестана (Дербентская, Махачкалинская).

Выводы

Изучение топонимии переселенческих территорий показало, что в прошлом с миграцией населения мигрировали и названия, и не выдерживает критики так называемый «закон относительной негативности», выдвинутый В. А. Никоновым [4] о том, что этнонимы не могут возникнуть там, где заселен народ, названный этим этнонимом; в населенных пунктах, возникших в советские годы, не обязательно повторение топонимов, откуда родом жители. В этих населенных пунктах формируется своя «собственная» топонимия. В топонимии переселенческих территорий отражаются социально-политическая история, род занятий определенных групп населения, географические ландшафты.

Литература

1. Давудов О. М. Берикейский могильник скифского времени. — Памятники эпохи бронзы и раннего железа в Дагестане. — Махачкала, 1978, с. 135.
2. Жучкевич В. А. Топонимика: Проблемы общие и региональные. — Материалы докладов II научной конференции, посвященной изучению топонимии Азербайджанской ССР, сентябрь 1981. — Баку: 1981, с. 12.
3. Нечаев Л. Г., Кривицкий В. В. Погребение скифского времени и сел. Берикей. — Археологические открытия 1979 г. — М., 1980, с. 144.
4. Никонов В. А. Введение в топонимику. — М.: Наука, 1965, с. 38—42.
5. Очерки истории СССР. IX—XIII вв. — М.: 1953, с. 643, ч. I.
6. Ханмагомедов Х. Л. Тюркские этнонимы в топонимии Дагестана. — Ономастика Кавказа. — Махачкала: Дагучпедгиз, 1976.
7. Ханмагомедов Х. Л. Тюркская топонимия Дагестанской АССР. Автореф. канд. дисс. — Баку, 1979.

Х. Л. Ханмәһмәдов

ДАҒЫСТАН МССР-дә ӘһАЛИ КӨЧҮРҮЛӘН ӘРАЗИЛӘРИН ТОПОНИМИЯСИ

Дагьстан МССР-дә әһали көчүрүлән әразиләрин топонимиясы Бәрәкәј, Јени Аул, Герга, Јени Викри вә Дружба кәндләри материаллары әсасында арандырылмышдыр. Мүәјјән едилмишдир ки, көчүрүлән әһалинин әввәл јашадығы әразидәки топонимләрин јени әразиләрдә тәқрар олунмасы вәчиб дејилдир. Јени јашајыш мәнәгәләриндә өзүнә-мәхсус јени топонимләр јараныр. Бу әразиләрдәки топонимләрдә әһалинин мүәјјән гуруларынын мәшгулијәти вә һәмчинин чографи ландшафты өз әксини тапмышдыр.

Kh. L. Khanmagomedov

TOPONYMY OF MIGRATORY TERRITORIES OF THE DAGESTAN ASSR

The toponymy of migratory territories of the Dagestan ASSR is considered on the basis of materials of villages Berikei, New Aul, Pervomaisk, Gerga, New Vikri and Druzhba.

It is determined that it is not obligatory to repeat the toponymies from where the inhabitants of these populated areas have come. Their «own» toponymies of these populated areas are formed. The toponymy of the migratory territories reflects the types of occupations of definite groups of population, geographical landscape.

УДК 654.46 (551.762+551.763) : 56.074.6

Н. И. ЛЫСЕНКО, Г. А. АЛИЕВ

ТАФОНОМИЯ И ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ ПОЗДНЕЮРСКИХ И РАННЕМЕЛОВЫХ НЕРИНЕЙ КРЫМА И МАЛОГО КАВКАЗА

В рифогенных фациях верхней юры и нижнего мела Крыма и Малого Кавказа среди свойственных им фаунистических комплексов особенно выделяется группа нериней, имеющая большую ценность для биостратиграфического расчленения этих отложений. Как истинные рифоллюбы нериней в палеоэкологическом отношении были тесно связаны с биотами (герматипные корралы, известывыделяющие водоросли, рудисты) ископаемых органогенных построек, широко распространенных на шельфовых мелководьях Тетиса, в особенности по северной его периферии. От первого своего появления в ранней юре и до полного вымирания в конце позднего мела эволюция нериней протекала в неразрывном единстве с эволюцией рифогенных сообществ. В процессе исторического развития нериней выработали ряд специфических черт, отраженных в морфологии раковин, что резко отличало их от других гастропод, свойственных нерифовым фациям.

Условия существования нериней и образ их жизни затронуты в трудах Перона [9], Дитриха [6], В. Ф. Пчелинцева [2—5], Л. Карчевского [8], Вечорика [10], Дмоха [7], которые предпринимали попытки рассмотреть этот вопрос в связи с экологией рифовых экосистем. По мнению В. Ф. Пчелинцева [2], форма раковины нериней отражает не только образ жизни, но и среду обитания. Моллюски, обитавшие в зоне собственного рифа с наибольшей гидродинамической активностью, обладали массивными раковинами со сложной скульптурой и внутренней спиральной складчатостью. И, наоборот, обитатели спокойных лагун с ослабленной гидродинамикой отличались мелкими размерами раковин со слабо выраженной спиральной складчатостью. Таким образом изменения среды обитания, по мнению автора, незамедлительно сказывались на изменениях формы раковин и характере спиральной складчатости. Следует заметить, что при этом не были учтены тафономический, литофациальный и морфофункциональный аспекты, а современная экологическая модель рифовой экосистемы была перенесена на ископаемые рифы мезозоя без соответствующего сравнительно-экологического анализа.

Произведенные нами в последнее время палеоэкологические исследования юрских и меловых нериней в Крыму и на Малом Кавказе представляют определенный интерес с точки зрения реконструкции их образа жизни и условий существования.

Не имея возможности подробно охарактеризовать разнообразие условий захоронения раковин нериней, отметим, что наиболее общим для них является приуроченность исключительно к рифогенным известняковым фациям. Наиболее часты они в слоистых онколитовых

детрито-водорослевых карбонатных отложениях — грейнстоянах и пакстоунах (по терминологии зарубежных исследователей). В существенно глинистых, мергелистых, песчано-гравийных и конгломератных отложениях они встречаются очень редко. Сохранность раковинного материала средняя и неудовлетворительная. Раковины чаще всего представлены фрагментами, несущими на своей поверхности следы окатанности, механического и биологического разрушения. Довольно часто раковины покрыты толстыми корочками известковых водорослей, являющихся свидетельством посмертного перемещения по дну подводными течениями и волнением в приливо-отливной зоне моря. Конденсированное скопление раковин в виде линз, прослов и карманов и их фрагментарность хорошо согласуется с мелководными условиями захоронения и предположением о крайней мелководности их существования.

Автохтонные захоронения более редки. Погребенные на месте обитания раковины отличаются хорошей сохранностью и позволяют получать информацию о прижизненной палеоэкологической обстановке. На основе данных об автохтонности захоронений можно делать вывод о биофациальной зональности ископаемых рифовых построек.

Представляется, что для выяснения таких вопросов как образ жизни моллюсков, способ их передвижения и питания первостепенное значение имеет функциональный анализ конхиологических признаков. Наиболее достоверные сведения о функциональной роли отдельных морфологических структур раковин нериней можно было бы получить путем их сравнения с близко родственными ныне существующими группами гастропод, но такой подход невозможен по той причине, что нериней являются вымершей группой и близко родственные им формы еще не известны. Определенное значение в этом смысле могут иметь данные сравнения их с неродственными группами морских гастропод путем установления сходных (аналогичных) функций, но при этом необходимо иметь в виду недостаточную репрезентативность этих данных. Для того, чтобы повысить представительность выводов о функциональной принадлежности тех или иных органов и структур и оценить адаптивную роль формы раковины необходимо привлечение других независимых данных и в первую очередь данных литофациального и тафономического анализов.

Для реконструкции образа жизни нериней наибольшее значение, по мнению авторов, должна иметь форма раковины (морфологический тип). Все другие признаки (форма устья, сифональный канал, скульптура, форма пупка и столбики и др.) находятся в коррелятивной морфофункциональной зависимости от формы раковины. С адаптивной точки зрения форма раковины является наиболее изменчивым признаком, чутко реагирующим на изменения среды обитания и образ жизни моллюсков. Анатомо-физиологические изменения, обусловленные изменяющимися условиями среды обитания, отражались на морфологическом типе скелетных образований, приводили его в соответствие с экологическими нормами окружающей среды. Морфологические типы раковин нериней в таком случае есть не что иное как «жизненные формы», имеющие многих своих аналогов среди современных гастропод.

Нериней, подразумеваемые здесь в широком таксономическом понимании этого термина, отличались значительным морфологическим

разнообразием своих раковин. Наиболее часты среди них: башенковидные (турриконхи), конические (кониконхи), башенковидно-конические (туррикониконхи), цилиндрические (цилиндроконхи), овальные (овиконхи), шиловидные (авлоконхи), веретенковидные (фузиконхи), шаровидные (глобоконхи) и др. Из этого перечня форм нетрудно сделать вывод, что разнообразие форм должно предполагать и разнообразие форм существования нериней. Однако на самом деле это не так. Из всего разнообразия форм можно выделить всего лишь несколько типов раковин, к которым допустимо более или менее уверенное определение образа жизни. Наиболее существенным показателем этого является способ передвижения. С этой точки зрения возможно выделение трех групп: подвижные, малоподвижные и пассивные. В качестве иллюстрации степени подвижности достаточно взять несколько наиболее распространенных морфологических типов раковин: конусовидные, башенковидные, цилиндрические, овальные и шаровидные.

1. Конический тип раковины (кониконхи). Высота раковины у таких форм лишь немногим превышает ширину основания. Наиболее обычен такой тип у представителей семейств *Cryptoplocidae*, *Trochallidae*, *Ptygmatidae*, *Umboneidae*. В строении раковин этих нериней отчетливо проглядывает тип раковин некоторых современных гастропод, например, трохиды, архитектоникиды и др. Известно, что эти гастроподы ведут малоподвижный, полусидячий образ жизни. Основываясь на этом, можно предположить, что и названные группы нериней также имели аналогичный способ существования.

2. Башенковидный тип раковины (турриконхи). Высота раковины этого типа намного превышает ширину. Такой тип раковины имеет наибольшее распространение среди нериней и свойственен представителям семейств: *Nerinetidae*, *Diptyxidae*, *Triptyxipae*. В. Ф. Пчелинцев допускал, что эта форма раковины принадлежала наиболее подвижным моллюскам. В прижизненном положении их раковины располагались апикальной частью вверх. Удержанию их в таком положении способствовало наличие «своеобразного еще не регулируемого гидростатического аппарата» [3, с. 27]. Изучение осевых сечений раковин нериней не позволяет согласиться с таким мнением — никакого гидростатического аппарата у нериней не было. Наиболее вероятным может быть допущение, что моллюски — обладатели раковин такого типа отличались наименее подвижным способом передвижения. Не случайно именно такого типа раковины иногда бывают покрыты прижизненно корками обрастателей.

3. Цилиндрический тип раковины (цилиндроконхи). Высота раковины во много раз превышает ширину. Нериней с таким типом раковины имеют широкое распространение среди семейств *Nerincillidae*, *Neoptyxidae*, *Plesioplocidae*, *Vactroptyxidae*. Раковины этого морфологического типа обычно достигают значительной высоты при мало изменяющемся угле навивания спирали. По мнению В. Ф. Пчелинцева [2], ющемся угле навивания возникает у моллюсков, ведущих подвешенный образ жизни, при котором «одно лишь влияние силы тяжести заставляло раковины чересчур удлиняться. Это объяснение нам не кажется убедительным. Во-первых, в подводных условиях сила тяжести не могла сказываться настолько, чтобы влиять на удлинение раковины. Во-вторых, моллюски — обладатели таких раковин не имели, судя по форме раковинной полости столь дифференцированного цефалоподнального

комплекса, чтобы удерживать на весу удлиненные и достаточно тяжелые раковины. Не будет ошибочным допущение, что эти моллюски вели зарывающийся в известковопесчаный субстрат образ жизни. Среди современных гастропод подобным типом раковины обладают туррителлиды.

4. Овальный тип раковины (овиконхи). В противоположность предыдущим типам, эти раковины характеризуются инволютным навиванием оборотов, в связи с чем их раковины отличаются овально-округленными очертаниями. Широкое распространение они имеют среди семейств *Phaneroptyxidae*, *Fibuloptygmatidae*. Есть основания допускать, что моллюски — обладатели этого типа раковин были способны к автономному передвижению по субстрату. Это обеспечивалось компактностью раковины и вытягиванием устья почти на всю высоту раковины. Такая конструкция раковины в наибольшей степени отвечала условиям транспортировки. Среди современных гастропод подобным типом раковины отличаются оливиды, колумбеллиды и др.

5. Шарообразный тип раковины (глобокхи). Высота таких раковин часто соответствует ширине и это достигалось за счет сильно объемлющего навивания оборотов. Такие раковины свойственны представителям *Itieriidae*, *Pentaptyxidae*, *Venediidae*. Адаптивный тип раковины наиболее отчетлив: раковина еще в большей степени компактна, устье вытянутое на всю высоту и ориентировано параллельно ее оси, наружная скульптура отсутствует. Есть основания допускать наибольшую автономную подвижность таких моллюсков. Среди современных гастропод такие раковины имеют, например, ципреи, обитающие на уплотненных песчаных грунтах вблизи рифов.

Тафономические исследования раковин неринеид, литологии вмещающих пород, функциональный анализ конхиологических признаков и сравнительно-экологические данные позволяют сделать вывод, что позднерурско-раннемеловые неринеи являлись обитателями рифовых или пририфовых биотипов. Оптимальными для их существования являлись следующие экологические условия: мелководность с глубинами от 0 до 50 м (верхняя сублитораль), нормальная морская соленость воды, высокие годовые температуры воды (не ниже 20°C), известково-водорослевый субстрат. В преимущественном большинстве они, вероятно, являлись фитофагами (сосребателями, избирателями грунтоедов, фильтраторами), что и нашло отражение в морфологических типах их раковин. И как тут не вспомнить справедливые высказывания по этому поводу И. А. Коробкова [1], о том, что «ничто так не сказывается в морфологии раковин гастропод, как образ жизни и особенности питания».

Литература

1. Коробков И. А. Введение в изучение ископаемых моллюсков. — Л.: ЛГУ, 1950; Справочник по экологии морских брюхоногих. — М.: Наука, 1969, 166 с.
2. Пчелинцев В. Ф. Влияние образа жизни на раковины брюхоногих моллюсков. Уч. зап. Карело-Финск. ун-та, 1948, т. III, вып. 3, с. 170—178.
3. Пчелинцев В. Ф. Брюхоногие верхнемеловых отложений Армянской ССР и прилегающей части Азербайджанской ССР АН СССР. — Тр. геол. муз. им. Карпинского, сер. мон., № 2, 1954, с. 178.
4. Пчелинцев В. Ф. Киммериды Крыма. — М.—Л., 1966, с. 125.
5. Пчелинцев В. Ф., Крячкова З. В. — Изв. АН Азерб. ССР, сер. науки о Земле, 1967, № 5, с. 51—55.

6. Dietrich W. Gastropoda mesozoica: Fam. Nerineidae. Fossi. Catal. 1: Anim. Pars 31, — Berlin. 1925, 164 p.

7. Dmoch J. Slimaki i maize gornojurajaskie i Wwietosrewa oraz warunki paleoekologiczne w jurze gornej na Pomorzu Zachodnim. Stud. Soc. Sci. Torunensis, Sect. C. 7(2), 1970, p. 1—113.

8. Karczewski L. Paleoekologia izarvegi Wystepowania fauny nerinejwej w jure gornej Polski. — Bull. Inst. geol. No 295, 1976, p. 203—217.

9. Peron A. Etudes paleontologiques sur les terrains du departement de l'Jonne. Cephalopodes et gastropodes de letage neocomien. Bull. Soc. sci de l'Jonne. v. 53,

10. Wieczorek J. Upper Jurassic Nerineacen Gastropods from the Holy Cross MTS (Poland). — Acta Pal., Pol., 24 (3), 1979, p. 200—346.

И. И. Лысенко, Г. Э. Алиев

КРЫМ ВЭ КИЧИК ГАФГАЗЫН ҮСТ ЈУРА ВЭ АЛТ ТЭБАШИР НЕРИНЕЈАЛАРЫН ТАФНОМИЈА ВЭ ПАЛЕОЕКОЛОКИАСЫ

Мәгаләдә Крым вә Кичик Гафгазын јура вә табашир неринејаларын палеоэкологји тәдгигаты тимеалинда мүнүм стратиграфик әһәмијјәти олан бу групун кәмүлмә шәранти, һәјат тәрзи вә јашајыш шәранти мәсәләләри нәзәрдән кечирилмишдир.

Тафономик мүнәһидәләр, литофасијја вә морфоложи-функсионал арашдырмалар, һабелә мүнәһидәли еколожи мәлүматлар кәстәрир ки, неринејалар Јура вә Тәбашир дөврүнүн риф вә рифәтрафи биотопларда мәскән салмышлар.

N. I. Lysenko. G. A. Aliev

TAPHONOMIA AND PALEOECOLOGY OF LATE JURASSIC AND EARLY CRETACEOUS NERINEIES OF THE CRIMEA AND THE MINOR CAUCASUS

The article considers conditions of burying, the way of life and conditions of existence of extinct and too valuable from the stratigraphic point of view of groups of gastropoda-nerineies on the example of paleoecologic researches of the Jurassic and Cretaceous nerineies of the Crimea and Minor Caucasus.

Taphonomic researches, lithofacial and morphofunctional analyses of conchiological signs and also comparatively ecological data allowed to make a conclusion that nerineies were inhabitants of reef and near-reef biotops.

УКАЗАТЕЛЬ

*статей опубликованных в журнале «Известия АН Азербайджанской ССР
(серия науки о Земле)» за 1988 год*

Абакаров М. И., Ахмедов Ш. А., Бабаев Х. С., Нурiev Г. Г. Аэрозольная замутненность и интегральная прозрачность атмосферы над Апшероном, № 3, с. 109.

Абасов А. С., Бабаев Р. Я., Гусейнова Л. А., Мамцева Т. А. Геологическое строение и прогнозируемые геологические условия проводки скважин на площади Астраханка, № 1, с. 35.

Абасов М. Т., Абасов Ш. Д., Оруджалиев Ф. Г. Особенности углеводородоотдачи неоднородных газоконденсатных пластов при водонапорном режиме, № 2, с. 3.

Абасов М. Т., Джалалов Г. И., Мамедов А. М. О методах нестационарных задач фильтрации жидкости в трещиновато-пористых коллекторах, № 2, с. 22.

Абасов М. Т., Абасов Ш. Д., Оруджалиев Ф. Г. К исследованиям разработки газоконденсатных залежей с начальной конденсатонасыщенностью, № 5, с. 63.

Абасов М. Т., Ахундов Г. О., Джафарова Н. М., Оруджалиев Ф. Г. К исследованию особенностей разработки газоконденсатных залежей с закачкой в пласт сухого газа, № 5, с. 67.

Аббасов А. А. Решение обратной задачи определения параметров модели пласт—скважина. № 5, с. 45.

Аббасов З. Я. Расчет движения газа с учетом реальной конструкции лифтовых труб, № 5, с. 72.

Аббасов З. Я. Определение критического давления многокомпонентных природных газов, № 5, с. 78.

Агамирзоева Э. А., Гусейнова Т. А. Геохимические особенности нефтей сизанского месторождения, № 4, с. 14.

Алиев А. А. Географический аспект оценки эффективности природоохранных мероприятий по охране озер Апшерона, № 3, с. 75.

Алиев А. Д. Некоторые особенности тектонического развития Апшероно-Челенского порога на плиоцен-четвертичном этапе, № 3, с. 17.

Алиев М. Б., Гасанова Т. Н. Сейсмоакустическая модель среды в прогнозировании геологического разреза, № 1, с. 105.

Алиев А. И., Джафаров Р. Р., Керимова А. А. Опыт промышленной оценки и подготовки к разработке морских месторождений Каспия, № 2, с. 81.

Алиев Р. А., Смирнова С. Б., Алиев О. Б. Первые палинокомплексы из верхнего мела Нахичеванской АССР, № 1, с. 75.

Алиев Я. Г., Ширинов Н. Ш. Морфоструктурные особенности альпийских горных сооружений Малого Кавказа, № 3, с. 19.

Алиюлла Х., Азизбекова А. Р., Аббасов А. Б. Зональная стратиграфия верхнемеловых отложений юго-восточного окончания Большого Кавказа, № 4, с. 47.

Амелин И. Д., Давыдов А. В. Использование данных эксплуатации залежей нефти для прогноза показателей разработки на поздней стадии, № 2, с. 65.

Аскеров А. Г., Ахундов Р. Ф. Коррозия трубопроводов и теплообменной аппаратуры при использовании средней месячной температуры для прогноза ее резких отклонений, № 3, с. 91.

Ахлиманов Р. М. О картографировании показателей структуры растительного покрова территории Азербайджанской ССР, № 3, с. 69.

Бабаев В. И. Микроклиматические особенности города Мингечаура, № 3, с. 97.

Багин В. И., Новрузов З. А. О видах естественной остаточной намагниченности и магнитных минералов разреза Саатлинской скважины (глубины 3540—8126 м), № 1, с. 85.

Багиров Т. Ю. Теоретические основы промышленной оценки нефтяных залежей на базе статистических исследований, № 2, с. 61.

Багманов М. А., Аллахвердиев В. М., Исмет А. Р., Мамедов М. Н. К стратиграфии и в вулканизму эоценовых отложений Казахского прогиба (Малый Кавказ), № 4, с. 39.

Баренблат Г. И., Басниев К. С., Кочина И. Н. Об основных представлениях теории течения газоконденсатных смесей в трещиновато-пористых породах, № 5, с. 3.

Безухов П. В., Розенберг В. М. К расчету сложных многофазных многокомпетентных течений, № 2, с. 18.

Будагов Б. А. География — народному хозяйству, № 3, с. 3.

Буряковский Л. А., Лунина В. Н. Динамические геолого-геофизические модели процесса обводнения нефтяных скважин и пластов, № 2, с. 95.

Буряковский Л. А., Джафаров И. С., Мустафаев Ю. Г. Применение теории нечетких множеств к задаче выявления дизъюнктива, № 2, с. 110.

Везиров Д. Ш., Хисметов Т. В., Гасым-заде Э. Г., Мамалов Е. Н. Внутрипластовое горение с оторочкой раствора щелочи, № 5, с. 84.

Везиров Д. Ш., Стреков А. С., Дадашев А. М., Сафаралиева Ф. С. Изучение фильтрационных характеристик щелочно-полимерных растворов, № 5, с. 91.

Велиев Э. Б. Опыт оценки эксплуатационных запасов попутных вод нефтяного месторождения Кала, № 2, с. 91.

Великий ученый естествовед, № 3, с. 120:

Гаджиев Г. А., Наджаф А. Н. Агрометеорологические условия ранневесенних и весенних периодов окота овец на зимних пастбищах Азербайджана, № 3, с. 113.

Гаджиев Р. М., Кадиров Ф. А. К вопросу о происхождении слонстой литосферы, № 4, с. 88.

Гаджиев Р. М., Гулиев И. С., Кадиров Ф. А., Кадыров А. Г., Расулов Р. А. Волновые движения в осадочно-породных бассейнах с инверсной плотности, № 2, с. 123.

Галимов А. К., Тагиев В. Т. О разностной аппроксимации обратной задачи для нелинейной модели газового пласта, № 2, с. 49.

Гасанов А. Б., Сафаров И. Б. Термобарический эффект в значениях динамических модулей упругости и коэффициент Пуассона горных пород, № 4, с. 116.

Гасанов А. Г., Керимова Р. А., Авшалумов Ю. Ш. Некоторые вопросы разработки автоматизированной системы прогноза землетрясений с использованием геохимических предвестников, № 4, с. 109.

Гасанов Ф. Д. Геохимические особенности распределения тория и урана в породах продуктивной толщи (на примере разреза Атешгях), № 1, с. 117.

Гейдаров А. С., Мамедов А. И., Дубовая Н. П. Геохимические особенности распределения радиоактивных и щелочных элементов в породах дайковых комплексов бассейна р. Тергер Кельбаджарского района, № 4, с. 26.

Гильман А. А., Жангирова С. А. Численное исследование влияния неоднородности пористой среды на противоточную капиллярную проницаемость, № 5, с. 125.

Горчиев А. А., Рафиев Р. М. Моделирование загрязнения воздуха города Сумганта для выявления влияния ветрового режима на распределение концентрации вредных примесей в воздушном бассейне, № 3, с. 103.

Гусейнов Р. А., Мурадов Ч. С., Дадашев А. А., Агаев Р. С. Генетические аспекты аномалий углеводородных газов в сильноконтаминированной обособленной части моря, № 4, с. 20.

Дадашев Ф. Г., Третьякова С. П., Фейзуллаева А. А., Гулиев И. С. Некоторые методические вопросы изучения вариаций почвенного радона, № 1, с. 23.

Джалилов З. И. Исследование вытеснения газа водой из карбонатных пористых сред при высоких давлениях, № 5, с. 109.

Джалилов К. Н., Джафаров Н. Д., Ибрагимов А. М., Ибрагимов С. Г., Мехманов Р. К. Упрощенная расчетная схема задачи вытеснения нефти горячей водой, № 5, с. 18.

Джалилов К. Н., Агаев Н. Б., Мамедов А. М. О вытеснении вязкоупругой жидкости к системе скважин, № 5, с. 25.

Джалилов К. Н., Джафаров Н. Д., Гаджиева Ф. И., Казымов Т. И. О расчетной схеме вытеснения нефти водой к системе скважин, № 5, с. 33.

Джафаров И. С., Кузьмина-Герасимова В. Л., Аскеров Г. И. Уточнение оценок петрофизических параметров залежей нефти и газа на основе крайгинга и метода Монте-Карло, № 2, с. 104.

Джафаров И. С., Кузьмина-Герасимова В. Л., Курбанов Р. А. Итерационная кластед-процедура выделения однородных совокупностей и ее использование для решения задач классификации объектов, № 5, с. 113.

Золотухин А. Б., Еремин Н. А., Назарова Л. Н. Промышленная оценка нефтяных месторождений на основе системного прогнозирования, № 2, с. 74.

Ибрагимов Г. М., Исмаилов Д. И., Алиев А. А. Вторичные ресурсы

горнодобывающей промышленности и пути их рационального использования, № 4, с. 81.

Исмаил-заде А. Т. Гравитационная устойчивость вертикально-неоднородного маковелловского тела, II, № 1, с. 78.

Исмаил-заде Т. А., Саркисов Г. А., Елисеева Л. В., Гаджиев Ф. Г., Гасанов Н. С. Методика регистрации вариаций температурных полей при режимных исследованиях с целью прогноза землетрясений, № 4, с. 94.

Исмет А. Р., Багирбекова О. Д., Джафарова Р. С., Абдуллаева И. Р., Гусейнова Э. Б. Радиологические исследования измененных магматических пород Азербайджана К—Аг методом, № 1, с. 56.

Калантаров Э. М. Закономерности распределения лития в рудовмещающих юрских отложениях Белокано-Закатальского района Южного склона Большого Кавказа (Азербайджанская ССР), № 4, с. 36.

Керимов Г. Н. Влияния природоохранного фактора на совершенствование структуры промышленного производства Апшеронского экономического района, № 3, с. 80.

Кондрушкин Ю. М. К методике изучения сложных структурных поверхностей и тектонических границ залежей, № 5, с. 118.

Кулиев К. И., Керимов А. Г. Движение жидкости в неоднородном трещиновато-пористом пласте с непроницаемой кровлей, № 2, с. 35.

Кулузаде В. А., Гаджиев В. Г., Абдуллаев Р. С. Некоторые морфометрические особенности Нижнеараксинского прогиба и смежных предгорий, № 3, с. 34.

Мазанов Д. Д. Размещение стратиформного полиметаллического и медного оруднения на территории Нахичеванской складчатой зоны, № 1, с. 61.

Мазанов Д. Д. Итоги развития и основные направления литологии в Азербайджане, № 4, с. 77.

Мамедов А. В., Алескеров Б. Д., Атакишиев Р. М., Сулейманов М. Б. Палеогеография Азербайджана в среднем плейстоцене, № 3, с. 26.

Мамедов Г. А., Рагимов Ш. М., Орлова Н. В., Гулиева Ш. О. К вопросу решения задачи вытеснения нефти теплоизолирующей оторочкой нагретой жидкости, № 2, с. 13.

Мамедов Д. Н. К изучению остракод Апшеронского яруса Ясамальской долины, № 4, с. 54.

Мамедова С. А., Дадашев А. М., Галант Ю. Б. Особенности газового дыхания растений над сульфидными месторождениями южного склона Большого Кавказа, № 1, с. 114.

Марданов И. Э. Морфоструктурные особенности рельефа междуречья Геокачай-Гирдыманчай на Юго-Восточном Кавказе, № 3, с. 39.

Нагиев В. Н., Алиев Р. А. Геологические условия формирования колчеданно-медно-полиметаллических залежей Кацдагского месторождения, № 1, с. 42.

Нариманов А. А. Перспективы нефтегазоносности южной периферийной части прикаспийской синеклизы, № 4, с. 9.

Панахи Б. М., Каспаров В. А. Вопросы сейсмического режима Каспийского моря, № 1, с. 91.

Рагимов Э. Г., Малумян Л. М. Физико-химические и магнетоминералогические характеристики Акчагыльских Апшеронских отложений Апшеронского полуострова, № 1, с. 99.

Раджабов М. М. Прогнозирование очаговых зон землетрясений по сейсмическим данным, № 4, с. 100.

Рамазанов Т. К., Расулов Р. А. Взаимосвязь параметров внутренних волн в двухслойной модели верхней мантии, № 2, с. 131.

Расулов М. А., Мустафаева В. Г. Численное решение одной нелинейной задачи с подвижной границей, № 2, с. 117.

Расулов М. А., Рагимова Т. А. О математическом моделировании нестационарной фильтрации жидкости с памятью, № 2, с. 43.

Рустамов К. Э., Гусейнов Э. С. К математическому моделированию процесса распространения продукции грифов в морской среде, № 2, с. 54.

Салаев С. Г., Григорьянц Б. В., Кастрюлин Н. С. Зоны нефтегазонакопления в мезозойских отложениях Азербайджана и направление поисково-разведочных работ, № 1, с. 3.

Салманова Т. П. Содержание, запасы гумуса и азота в почвах, находящихся под виноградными плантациями в юго-восточной части Малого Кавказа, № 3, с. 58.

Саркисов А. А., Мустафаев Н. С. Адгезия растворов поверхностно-активных веществ с твердой поверхностью, № 5, с. 104.

Сеидов А. Г., Хеиров М. Б. Катагенез пород и формирование залежей нефти и газа, № 1, с. 29.

Сеидов А. Г., Иманов А. М., Иманова О. М. Гипергенное преобразование вулканических пород Азербайджана № 4, с. 68.

Сейдалиев А. С. Некоторые особенности развития оврагов и меры борьбы с ними, № 3, с. 46.

Сулейманова С. Ф., Кляцко Н. В., Агабекова Ф. И. Литофациальная характеристика и петрографические особенности среднеэоценовых отложений Западного Азербайджана и Восточной Грузии, № 4, с. 58.

Султанов Ч. А., Джавад-заде Ф. Б., Шацкий А. В. Прогнозирование годовых отборов нефти из залежей в поздней стадии разработки, № 5, с. 121.

Таиров Н. Д., Керимова Ф. Г., Барякина М. А. Влияние добавок к воде на краевой угол гистерезисного и избирательного смачивания, № 2, с. 9.

Таиров Н. Д., Калантаров А. И., Аббасов М. И. Кинетика капиллярного поднятия воды в пористой среде, № 5, с. 99.

Фадеев Ю. И. Некоторые аспекты оценки остаточных запасов нефти статистическим методом, № 2, с. 86.

Фейзуллаев А. А., Третьякова С. П., Гулиев И. С., Дадашев Ф. Д. О роли сейсмичности в газовом режиме земной коры, № 4, с. 3.

Хасаев А. М., Рагимов Ш. М., Мурадов Р. Б. Регулирование физико-механических и декоративных свойств облицовочных плит карбонатных пород, № 1, с. 108.

Чумаков И. С., Мамедов А. В., Ганзей С. С., Алескеров Б. Д., Бызова С. Л. Хронология позднего кайнозоя Азербайджана, № 3, с. 50.

Ширалиев А. Б., Нагиев Н. Ф., Эфендиев Э. Н., Велизаде С. Ф. Особенности минерального состава и строения руд Каладересинского проявления (Малый Кавказ), № 1, с. 46.

Шихлинейский С. А. К изучению среднеэоценовых Acarina (Foraminifera), Нахичеванской ССР, № 1, с. 68.

Эфендиев Р. М., Магеррамов Э. С. О вытеснении газированной нефти в малопроницаемых коллекторах, № 5, с. 52.

Эюбова Ф. А. Некоторые результаты исследования гранулометрического состава взвешенных наносов горных рек Азербайджанской ССР, № 3, с. 64.

Ягубов И. Н. О некоторых особенностях решений задач нелинейной фильтрации, № 5, с. 38.

Критика и библиография

Вопросы тюркской этнонимии в трудах М. З. Закиева, № 3, с. 126.

Люди науки

Ахундов С. Б. К 100-летию со дня рождения Н. В. Малиновского. № 4, с. 126.

Краткие научные сообщения

Ализаде К. А. Роль нефтяных озер в захоронении ископаемых позвоночных животных и ценные находки, № 4, с. 123.

Хроника

Вопросы развития методов изучения нефтяных и газовых залежей с целью их промышленной оценки, № 2, с. 137.

Хисметов Т. В. Всесоюзная научная сессия «Тепловые методы добычи нефти», № 5, с. 132.

XXXIII симпозиум международной комиссии по истории геологических наук, № 1, с. 121.

XXXIV сессия Всесоюзного палеонтологического общества, № 4, с. 130.

MҮНДӘРИЧАТ

Б. Ә. Будагов. Азәрбајчан чоғрафијасы дүңја енциклопедијаларында	3
Ә. В. Мәммәдов, Н. Ш. Ширинов. Азәрбајчанын вә гоншу вилајәт- ләрин Ағчакил әсринин палеочоғрафијасы	12
Ә. В. Мәммәдов, Б. Ч. Әләскәров, М. Б. Сүләјманов, Р. М. Ата- кишијев, Ә. И. Әлијев. Бөјүк Гафгазын Кајназој өн дағлыгынын һолосен јашы басдырылмыш торпағлары вә онларын палеочоғрафи әһәмијјәти	19
Х. К. Танрывердијев. Балаханы әсриндә Күр чөкәклијинин палеокео- морфолокијасы	25
В. Д. Начыјев, Т. Р. Гурбанов. Талышын релјефинин ичкишафы вә јаранмасы тарихи	31
Һ. А. Хәлилов. Азәрбајчан ССР-ин фәјдалы газынты јатағларынын прогнозу вә ахтарышында морфоструктур тәһлилин вәзирләри	37
В. Ә. Гулузадә, Р. С. Абдуллајев. Аразаны дағәтәји дүзәнлији сәтһинин вә гоншу дағлыгын релјеф гурулушунун хүсусијјәтләри	42
Ә. В. Мәммәдов, С. С. Вәлијев. Мангышлағ регрессијасынын јашы вә стратиграфијасы һағында	47
А. С. Сәфәров. Күр чөкәклијинин чәнуб-шәрг һиссәсинин јени тектоник һәрәкәтләри вә релјефин формалашмасы	53
С. С. Вәлијев. Тарихи кечмишдә Азәрбајчанын иғлим	59
Ә. Ч. Әјјубов, К. Ј. Начыјев. Комфортлугун курорт-рекреасија мә- сәдләри үчүн өјрәнилмәсинин бәзи табии-иғлим аспектләри	65
В. И. Бабајева, В. Г. Абдуллајев. Јај ајларында Кировабад шәһәри- нин микроиғлим хүсусијјәтләри	72
Ф. А. Ејјубова, Ч. Һ. Мәммәдов. Дағ чајларынын јаз-јај мөвсүмүндә асылы кәтирмәләр ахымынын прогнозлашдырылмасы мәсәләсинә даир (Азәрбај- чан ССР тимсалында)	80
Ш. К. Әзизов. Азәрбајчан ССР-ин физики-чоғрафи рајонларынын ланд- шафт структурунун тәзадлыгы вә онун хәритәләшдирилмәси	85
В. Р. Рәсулов. Гонур (јарымсәһра) јарарсыз торпағларын рүтубәт дина- микасы вә онун сәмәрәли истифадә јоллары	90
Ә. Н. Гәдмәлијев. Бөјүк Гафгазын шимал-шәрг һиссәсиндә карбонат галыгы гонур дағ-мешә торпағларынын кенетик хүсусијјәтләри	96
Б. Х. Исмаиылов. Бөјүк Гафгазын чәнуб-шәрг гуртарачағында мешә екосистемләринин еколожи сәчијјәси	101
Н. С. Бәндәлијев. Бөјүк Гафгазын чәнуб-шәрг һиссәсинин чәнуб јама- чында чоғрафи адларын ландшафт гуршағлары үзрә јајылма гаунаујундуглары	106
Х. Л. Ханмәһәмәдов. Дағыстан МССР-дә әһали көчүрүлән әразиләрин топонимијасы	110
Н. И. Лысенко, Г. Ә. Әлијев. Крым вә Кичик Гафгазын Үст Јура вә Алт Тәбашир неринејаларын тафономија вә палеоэкологикјасы	115
Мәғаләләрин көстәричиси	120