



К

Т. З. КИКНАДЗЕ

КВАРСТ
МАССИВА
АРАБИКА

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ACADEMIE DES SCIENCES DE LA R.S.S. DE GEORGIE



СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИЙ СОВЕТ
სპელეოლოგიური საბჭო
CONSEIL SPELEOLOGIQUE



1972

თ. კიკნაძე



არაბიკის მასივის კარსტი

T. Z. KIKNADZE

CARST DU MASSIF ARABICA

„მეცნიერება“
თბილისი
1972

„METSNIEREB“
TBILISSI
1972

Т. З. КИКНАДЗЕ



КАРСТ МАССИВА АРАБИКА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1972

551.4 (С 41)
551.44 (47.922)
• К 389



Предложенная вниманию читателя книга является первым опытом комплексного геолого-гидрогеологического изучения карста массива Арабика, одного из сложнейших карстовых массивов земного шара.

В книге дается краткая характеристика оро-гидрографии и климата массива, история геолого-гидрогеологического изучения означенного региона; обстоятельно рассматриваются геоморфология и геологическое строение массива.

В основной части работы освещается ряд вопросов, связанных с динамикой карстовых вод, их химизмом; на основе структурно-гидрогеологического анализа автор делает попытку выделения подземных бассейнов карстовых вод. Впервые карстовые формы массива рассматриваются как феномены, приуроченные к областям поглощения, подземного стока и разгрузки. Здесь же дается обстоятельная характеристика субтерральных отложений.

Отдельные главы посвящены химической денудации, современной активности карста, влиянию тектоники, литологии, химического состава пород, почвенного и растительного покровов на ход карстовых процессов. Разными методами определен возраст карста.

L'auteur dédie ce livre à la mémoire du professeur Jean Gorbel, le grand savant et excellent homme et ami.

Памяти профессора Жана Корбеля, большого ученого и друга грузинских спелеологов посвящает автор эту книгу.



ПРЕДИСЛОВИЕ

За последнее десятилетие в Советском Союзе интенсивно развивается карстоведение. Это в первую очередь вызвано нуждами народного хозяйства: градостроительства, строительства железнодорожных путей и шоссейных дорог, гидротехнического строительства и водоснабжения населенных пунктов в районах, сложенных растворимыми в воде породами. С карстовыми полостями часто связаны также месторождения полезных ископаемых (железа, марганца, бокситов и т. п.). Некоторые карстовые пещеры после соответствующего оборудования можно включать в списки экскурсионных объектов массового посещения трудящимися.

Карстовый массив Арабика, изучению которого посвящена данная работа, являясь высочайшим среди многочисленных известняковых массивов Южного склона Большого Кавказа, своим расположением непосредственно у Черного моря, сложностью геологического, гидрогеологического строения и интенсивным развитием карста, привлекает все возрастающее внимание отечественных и зарубежных исследователей.

Настоящая работа написана по результатам исследований автора в Северо-Западной Абхазии, на карстовом массиве Арабика, проводившихся с 1960 по 1968 г. Книга посвящена изучению геологических и гидрогеологических условий развития карста означенного массива с применением комплексной методики исследований — структурно-тектонических, литологических, гидрогеологических, гидрохимических, геоморфологических и т. д.

Перед автором стояли следующие задачи: выяснение закономерностей развития карста, условий его локализации и механизма формирования карстовых форм; выделение подземных бассейнов карстовых вод и изучение их химизма; определение химической (карстовой) денудации для разных бассейнов карстовых вод и для всего массива в целом, а также определение современной химической активности карста.

Необходимость постановки вышеперечисленных задач определялась прежде всего относительно слабой изученностью карста массива Арабика с гидрогеологической точки зрения а также недостаточной характеристикой гидрохимической денудации.

Анализ литолого-тектонического, геоморфологического, климатического фактического материала и сравнение с другими карстовыми регионами земного шара позволили автору с разных углов осветить карст массива Арабика, чем подтверждается большая роль комплексного подхода к изучению такого сложного геологического феномена, каким является карст.

В работе, помимо собственных материалов автора, использованы также литературные и фондовые материалы. При полевых исследованиях автор пользовался химической лабораторией Резникова, посредством которой на месте определялся химизм карстовых вод, снега и льда, а анализ части проб сделан в химических лабораториях Грузинского геологического управления и Тбилисского государственного университета. Химические и спектральные анализы пород и натечных образований проводились в лабораториях Кавказского института минерального сырья.

Полевые исследования автор проводил в летне-осенние периоды, а также дважды зимой, в гребневой части массива. В экспедициях участвовали польский ученый М. Пулина (1964 г.) и ныне покойный известный французский карстолог — директор Лаборатории карстологии и геогидрологии Национального Центра Научных Исследований Франции (CNRS) проф. Ж. Корбель со своими сотрудниками (1967 г.).

Некоторые результаты исследований автором доложены на нескольких научных сессиях спелеологов Грузии, на совещании в г. Перми по количественным методам изучения карста, а также на I Международной Конференции спелеологов в Чехословакии (Брно, 1964 г.) и на IV Международном Конгрессе спелеологов в Югославии (Любляна, 1965 г.). Во время посещения карстовых регионов Франции, Югославии, Чехословакии и Польши, автор имел возможность ознакомиться с постановкой работ в Европе в области изучения карста и часть этого опыта применил при написании некоторых глав данной книги.

Автор пользуется случаем и выражает свою глубокую признательность бывшему Председателю Спелеологической комиссии (в настоящем Совет) академику АН ГССР Н. Н. Кецохели и Председателю Совета К. В. Джавришвили, содействовавшим в осуществлении полевых работ автора. Он также выражает благодарность за ценные советы проф. Г. А. Максимовичу, проф. Н. А. Гвоздецкому, проф. Н. Г. Химши-

ашвили, канд. геол.-минер. наук В. Н. Дублянскому, канд. геогр. наук Д. Д. Табидзе.



Автор глубоко признателен участникам экспедиций: Ю. Р. Авдалову, Т. Т. Антидзе, Т. Н. Гордезиани, Р. А. Джанашвили, Р. И. Кахидзе, А. П., В. П., Л. П. Мачаидзе, К. Ш. Раквиашвили, К. П. Табатадзе, Н. Г. Эркомайшвили и др.

Автор настоящей работы не сомневается в том, что она не полностью охватывает и исчерпывает задачи, стоящие перед ней. Книга является результатом первого детального комплексного исследования одного из сложнейших карстовых массивов Грузии. Все критические замечания автор примет с благодарностью и учтет их в дальнейшей работе.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК
МАССИВА АРАБИКА

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Известняковая полоса Западной Грузии, протянувшаяся по Южному склону Большого Кавказа более, чем на 300 км от р. Псоу к юго-востоку до района оз. Эрцо, насчитывает до 100 карстовых массивов, среди которых около 20 — крупные [Маруашвили, 1957]. Одним из наиболее интересных во всех отношениях и высочайшим в карстовой полосе Западной Грузии районом является массив Арабика (рис. 1).



Рис. 1. Обзорная схема исследованной территории (заштрихована)

В административном отношении массив Арабика входит в состав Гагрского и Гудаутского районов Абхазской АССР, охватывая территорию в 540 км². Естественными границами

массива служат в основном водные артерии, которые своими каньонообразными ущельями четко и рельефно отделяют массив от смежных частей предгорий Большого Кавказа. На севере и северо-западе границей является р. Хашупсе со своим правым притоком р. Жеопсе; северная граница проходит по восточной части южного склона хр. Кацырха, истокам р. Сандрипш и р. Геги; восточной границей являются ущелья р. Геги и нижнего, меридионального течения р. Бзыби; с юга и юго-запада массив омывается Черным морем.

ОРОГРАФИЯ И ГИДРОГРАФИЯ

Как мы уже отмечали, в гипсометрическом отношении массив Арабика занимает самое высокое положение среди карстовых массивов известняковой полосы Западной Грузии, и не удивительно, что высочайшую безымянную вершину массива высотой 2757,6 м грузинские спелеологи в 1962 г. назвали пиком Спелеологов [Маруашвили, Тинтилозов, 1963]. Северо-западнее вышеупомянутого пика возвышаются две другие высочайшие вершины массива на 2727,8 м и 2704,2 м. Гора Арабика (рис. 2), откуда и произошло название самого массива, ниже пика Спелеологов на 100 м (2656,6 м). Другие значительные безымянные вершины: 2696,4 м; 2688,8 м; 2655 м; 2612 м; 2592,6 м; 2575,5 м; г. Хырка — 2527,1 м и мн. др. Все они сосредоточены в гребневой части массива, в районе распространения голого карста.

Массив Арабика является составной частью Гагрского хребта; последний относится к числу коротких, частично кулисообразных «боковых» хребтов, как и Бзыбский, Кодорский, Рачинский и др.¹. От него в пределах массива Арабика отходят небольшие хребты: Берчиль, Каменный клад, Ачмарда, Мамдзышха и невысокие хребты меридионального простирания в прибрежной части массива: Люкивоху, Цыгоху, Жовеху, Зырху.

Орография обусловлена в основном складчато-глыбовыми структурами, построенными юрскими, меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. На эти структуры наложены древнеледниковые формы рельефа, выработанные вюрмскими ледниками.

Главными водными артериями массива Арабика являются транзитная река Бзыби, реки: Гега, Жове-Квара, Хашупсе с притоками Жеопсе и Сандрипш, берущие начало в гребневой части массива, и небольшие прибрежные речки: Холодная речка, Репруа, Анахомста, Гагрипш, Цыхерва, Чигирипш,

¹ Кавказ. Изд. «Наука», М., 1966.



являющиеся выходами подземных карстовых рек. Ущелья по верхностных рек носят каньонообразный характер глубины врез до 50—150 м; в некоторых местах они создают узкие теснины, а в других имеют U-образную форму.

Гребневая часть массива Арабика, район развития голого карста, характеризуется полным отсутствием поверхностного стока. Это объясняется наличием огромного количества водопроводящих трещин, поноров, воронок, колодцев и шахт. Ливневые, дождевые и талые воды быстро исчезают в них, вызывая резкое колебание дебита карстовых источников, расположенных в высокой части массива.

КЛИМАТ

В процессе карстообразования значительная роль отводится климату, который определяет целый ряд специфических особенностей развития карста [И. К. Зайцев, 1940]. Роль эта выражается в распределении на поверхности карстующегося массива температуры, влажности воздуха, атмосферных осадков.

Климатические особенности массива Арабика определяют процессы физического, химического и механического выветривания известняков, слагающих массив, формирование рельефа, его эрозионное расчленение, неравномерность и различные типы закарстования и т. д.

Н. А. Гвоздецкий [1947] указывает, что для развития карстовых процессов в Западном Закавказье, помимо геологических условий, чрезвычайно благоприятны климатические факторы: большое количество осадков и, особенно, высокие зимние температуры, вызывающие частые оттепели, в результате которых от таяния снега образуется большое количество агрессивных вод.

По радиационному режиму вся территория Грузии входит в субтропическую зону, а северо-западная часть карстовой полосы Западной Грузии, охватывающая и массив Арабику, по характеру атмосферных циркуляционных процессов и погодных условий относится к области морского влажного субтропического климата. Последний имеет свойства средиземноморского климата, но отличается от него более высокой влажностью и обилием осадков [Кордзахия и Джавахишвили, 1961].

Здесь выделяются следующие климатические зоны:

1. Морской, влажный климат с мягкой, теплой зимой и жарким летом с подзоной I-в, — достаточно влажная подзона с преобладанием в течение всего года ветров северных румбов

¹ Нумерация и зоны даны по карте «Типы климатов», помещенной в «Атласе ГССР» за 1964.



и небольшими колебаниями количества осадков по сезонам. Она охватывает прибрежный район и ущелье р. Бзыби до места слияния с ней р. Геги.

2. Влажный климат с умеренно холодной зимой и продолжительным теплым летом — охватывает низкогорную часть массива.

3. Влажный климат с холодной зимой и продолжительным прохладным летом — охватывает среднегорную часть массива.

4. Влажный климат с холодной зимой и коротким летом — распространен в зоне альпийских лугов.

5. Высокогорный влажный климат без настоящего летнего периода — распространен в высокой, гребневой части массива.

На климат массива Арабика сильно влияет Черное море и наличие высоких хребтов севернее массива.

Данные о среднемесячных и среднегодовых температурах воздуха, об осадках и испарении для исследуемого района приведены в табл. 1.

Таблица 1
Климатические данные массива Арабика

Месяцы	Гагра—3 м над ур. м.					Гагрский хр.—1630 м над ур. м.				
	температура воздуха в С°		осадки в мм		испарение в мм	температура воздуха в С°		осадки в мм		испарение в мм
	средн. многол. 1	средн. 1963 г. 2	1	2		1	1	2	1	
					1					2
I	6,8	8,6	103	332	55	-3,2	-1,1	147	397	19
II	6,8	9,7	108	115	57	-3,5	-1,7	156	149	19
III	9,4	7,2	103	181	61	-0,1	-2,6	147	252	24
IV	12,6	10,9	147	139	63	4,0	4,1	134	155	46
V	17,2	16,0	70	32	63	8,8	8,8	104	72	60
VI	21,1	20,0	84	106	83	11,7	11,3	118	169	58
VII	23,8	23,8	84	164	100	14,6	15,0	114	178	59
VIII	24,5	23,3	98	87	122	14,9	15,3	137	92	66
IX	20,6	20,3	126	116	104	11,6	13,2	183	177	64
X	17,0	15,0	91	71	90	8,2	8,3	129	115	58
XI	12,4	10,8	126	166	72	3,6	4,6	180	174	45
XII	9,2	8,6	131	122	60	-0,8	-1,4	188	217	34
	15,1	14,5	1271	1631	935	5,8	6,2	1737	2147	552

Как видно из табл. 1, на всем массиве среднегодовые температуры являются положительными. На побережье Абхазии наблюдается самая высокая положительная среднегодовая температура воздуха в СССР.

В первой климатической зоне самыми жаркими месяцами являются июль и август, самыми холодными — январь и февраль. На Гагрском хребте — соответствующем пятой климатической зоне — самыми теплыми месяцами являются июль и август, а самыми холодными — декабрь, январь, февраль и март. Период с устойчивыми морозами выше 200 м держится с начала ноября по май. Средняя температура января изменяется от -6 до -8° и ниже (12—14 января 1964 г. температура воздуха в урочище Гюзле, на перевале, высота которого 1900 м, составила -22° , а в Гагра в это время держалась температура -12°).

Лето до высоты 600 м очень теплое и влажное, при средней температуре августа 24° . Абсолютные максимальные температуры в Гагра иногда достигают до $40-42^\circ$.

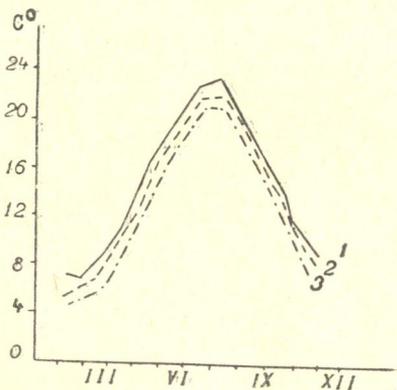


Рис. 2. Диаграмма среднемесячных температур: 1—Гагра, 2—Гудаута, 3—Сухуми

В. З. Гулисашвили [1964], разбивая территорию Кавказа на природные и естественно-исторические области, выделяет зону елово-пихтовых лесов, что вполне приложимо к исследуемому массиву. По климатическим таблицам, приведенным у этого автора, мы построили диаграмму среднемесячных температур (рис. 2), из которой видно, что среднемесячная температура в г. Гагра выше чем в смежных районах (Гудаута, Сухуми). Она плавно поднимается от $6-8^\circ$ в феврале до $24,5^\circ$ в августе, после чего также плавно понижается до 9° в декабре. Среднегодовая температура для зоны смешанных лесов равняется $15,1^\circ$.



Из второй диаграммы (рис. 3) видно, что на высоте 1630 м в природной зоне елово-пихтовых лесов, среднемесячная температура в зимние месяцы опускается ниже нуля ($-3,5^{\circ}$), а положительная температура своего максимума достигает в июле (14°). Среднегодовая температура для этой зоны составляет $5,8^{\circ}$.

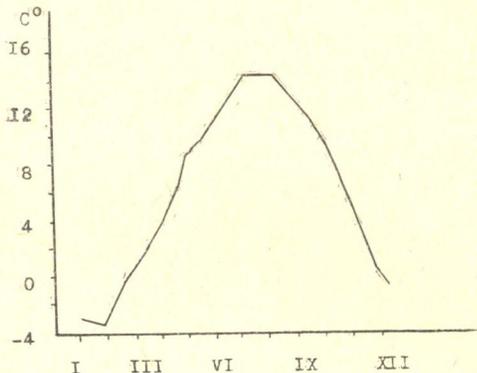


Рис. 3. Диаграмма среднемесячных температур Гагрского хребта

Наибольшая продолжительность безморозного периода для Багнари (высота 350 м) составляет 328 дней, а наименьшая 186, тогда, как для Гагрского хребта эти цифры соответственно выражены: 213 и 121. В карстовой полосе Западной Грузии массив Арабика стоит на первом месте по наименьшей продолжительности безморозного периода. Для сравнения отметим, что для Бзыбского хребта она равняется 152 дням, для Кодорского хребта — 166, а для Рачинского хребта — 165 (табл. 2).

Таблица 2

Место наблюдений	Продолжительность безморозного периода	
	наименьшая	наибольшая
Гагрский хребт	121	213
Багнари	186	328
Псху	152	205
Кодорский хребет	166	235
Амбролаури	165	244

Известно, что на распределение атмосферных осадков существенное влияние оказывают абсолютные высоты местности и температурный режим воздуха. Атмосферные осадки являются одним из главнейших климатических факторов, влияющих на развитие карста.

Теплое Черное море, благодаря экранирующему влиянию хребтов, обогревает Кавказское побережье и дополнительно насыщает влагой поступающие с запада массы воздуха¹. Количественная характеристика климатических данных массива Арабика приведена в табл. I.

Как видно из таблицы, распределение осадков по сезонам неравномерное. Наибольшее количество осадков в горной части выпадает в летнее время (июль) и осенне-зимнее время (октябрь, декабрь, январь). В прибрежной же части максимальное количество осадков приходит на зимний период (декабрь, январь), а минимальное — на лето (июнь, июль).

Из диаграммы (рис. 4) видно, что кривые осадков в основном схожи, с тем отличием, что на Гагрском хребте выпадает в среднем на 35—60 мм больше осадков, чем в Гагра.

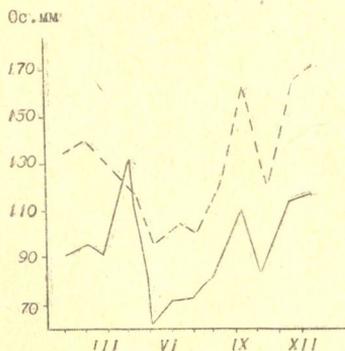


Рис. 4. Диаграмма атмосферных осадков (сплошная линия — г. Гагра, пунктир — Гагрский хр.)

Весенние и осенние осадки в гребневой части массива носят ливневый характер, что оказывает большое влияние на темпы развития карста. Нерастворимые остаточные продукты выщелачивания быстро сносятся или вымываются по трещинам в глубину, в результате чего поверхность карстующегося

¹ Кавказ. Изд. «Наука», М., 1966.

массива все время открыта непосредственному воздействию атмосферных осадков [Зайцев, 1940]

Особая роль в развитии карста на массиве Арабика принадлежит снеговому осадкам. Зимой в предгорной и горной частях массива осадки выпадают в основном в виде снега. Количество дней со снежным покровом составляет 167, а на гребне массива еще больше. Мощность снежного покрова увеличивается с высотой и как видно из диаграммы (рис. 5), своего максимума достигает в марте.

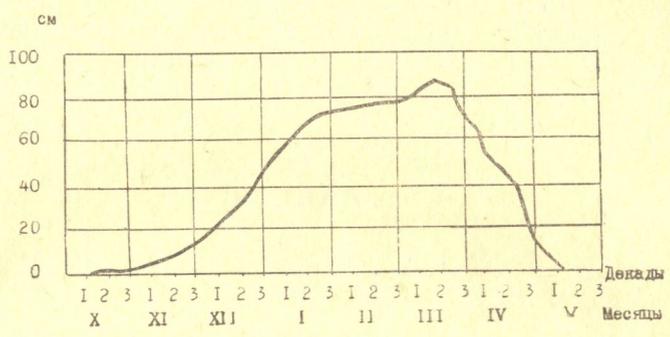


Рис. 5. Диаграмма средней высоты снежного покрова на Гагрском хребте

Выпадение значительного количества осадков объясняется главным образом близостью Черного моря. Обилие атмосферных осадков дает постоянное питание подземным водам.

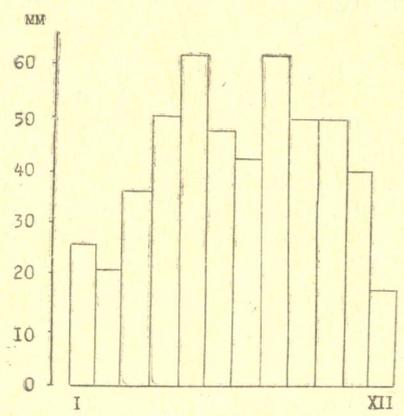


Рис. 6. Годовой ход испаряемости на Гагрском хребте



Талые и дождевые воды способствуют интенсивному развитию карстового процесса, о чем подробно будет сказано ниже.

Годовой ход испаряемости для Гагрского хребта дан на диаграмме (рис. 6). Наибольшая испаряемость для этого района приходится на май и август (60 мм), а наименьшая — на февраль и на декабрь (18—20 мм).

Сумма испарения для Гагрского хребта составляет в среднем 400—500 мм/год. Сопоставляя количество выпадающих атмосферных осадков с суммой их испарения (табл.1), можно заключить, что баланс влаги в течение всего года положительный и составляет 1400 мм/год. Исходя из вышеприведенных данных, можно говорить о благоприятных для развития карста и питания подземных вод климатических условиях.

ГЛАВА II

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО И КАРСТОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ МАССИВА АРАБИКА

В конце прошлого и в начале настоящего века интенсивно развивается наука о карстовых явлениях. В этот период в Западной Европе создаются теории, касающиеся вопросов карстового процесса, циркуляции подземных вод и т. д., появляются монографии общетеоретического, а также регионально-го характера. Авторами таких работ являются: И. Цвиич [Gvijic, 1893], Ф. Краус [Kraus, 1894], Э. А. Мартель [Martel, 1894, 1896, 1900, 1905, 1908], А. Грунд (Grund, 1903, 1910, 1914), Ф. Катцер [Katzner, 1905, 1909], Л. Савицкий [Sawicki, 1909] и др.

В это же время изучение карста и формирование теории карстообразования интенсивное развитие получает в России. Русские ученые в своих трудах дают критический обзор концепций зарубежных коллег и противопоставляют им оригинальные теории, касающиеся разных вопросов развития карстовых процессов, циркуляции подземных вод. Здесь в первую очередь следует отметить работы: И. В. Мушкетова [1888], Д. Н. Анучина [1895], и особенно А. А. Крубера [1900, 1910, 1911, 1912, 1913, 1915], В. А. Варсанофиевой [1915, 1916] и др.

Многие русские естествоиспытатели в своих трудах касаются и некоторых вопросов карста Грузии. Не вдаваясь в подробности описания истории изучения карста Грузии, приведем краткую историю геологического и карстологического изучения района наших исследований — массива Арабика. Здесь четко можно выделить два основных этапа:

I. До установления Советской власти в Грузии, т. е. 1921 года.

II. После установления Советской власти в Грузии. Последний можно разделить еще на 3 части:

1) с 1921 по 1940 гг., 2) с 1940 по 1958 гг. и 3) с 1958 по настоящее время.

До установления Советской власти в Грузии геолого-географические исследования характеризуются фрагментарностью. Ученые того или иного профиля по ходу специальных исследований вскользь касаются и карстовых проявлений того или иного района.

Н. М. Альбов [1893], проводивший в Абхазии ботанические исследования, первым отметил многочисленность карстовых воронок и колодцев в Западной Абхазии и писал, что многие из этих провалов «...достигают чрезвычайной глубины... на дне которых обыкновенно лежит снег и представляет вообще чрезвычайно дикий и негостеприимный вид».

А. Н. Краснов [1901], изучая почвы и растительность береговой полосы Сочинского района, увязывает их своеобразие в Западной Абхазии с карстовыми явлениями, широко развитыми в этом районе, и отмечает наличие многочисленных карстовых источников в береговой полосе.

А. Н. Дьячков-Тарасов [1904], давая историко-географическую характеристику Гагры и его окрестностей, указывает и на некоторые карстовые проявления, в частности, говорит о субмаринных источниках в районе Гагра, о том, что прибрежные реки: Бегерепста, Анахомста и Репруа вытекают из пещер, приводит также результаты измерений температур карстовых источников и т. д.

В 1902—1903 годах пресные воды окрестностей Гагрской климатической станции изучал М. В. Сергеев [1904]. Проведя гидрогеологические исследования для нужд водоснабжения указанной климатической станции и Гагра, он дал обстоятельную характеристику литологии и физико-химических свойств известняков, поверхностных карстовых форм и пещер Арабики. Целям водоснабжения Гагрской климатической станции посвятил также свои исследования и А. М. Марголиус [1905], подчеркнувший сильное развитие карстовых феноменов в этом районе.

Отдельную главу карстовым явлениям массива Арабика посвятил в своей монографии известный французский исследователь Э. А. Мартель [Martel, 1909]. Основоположник французской спелеологии отмечает интенсивное закарстование гребневой части массива, освещает влияние некоторых факторов на развитие карста не только на Арабике, но и по всей Абхазии.

Особый вклад в дело изучения карста Арабики внес А. А.



Крубер [1912, 1912а, 1913, 1915]. Он описывает карровые доли восточной части Гагрского хребта, сравнивая их с таковыми Крымских яйл. Крубер указывает на петрографический состав пород и на тектонику, как на причину своеобразия поверхностных карстовых форм Арабики. Он же характеризует карстовые источники массива и дает оценку роли залежавшихся снежных масс в образовании и развитии колодцев-ледников. В конце своих трудов этим автором даны оригинальные выводы о роли разных факторов в процессе развития карста.

Давая характеристику карстовой области Сухумского округа, Л. К. Конюшевский [1913, 1915] отмечает, что большая площадь Абхазии занята породами юрского возраста. Он вносит некоторую ясность в стратиграфию и геологическое строение Центральной и Восточной Абхазии, однако всю свиту верхнеюрских известняков Абхазии датирует на составленной им карте в пределах верхней юры и нижнего мела, не имея возможности, из-за отсутствия фауны, дать более дробное подразделение. В своих работах Л. К. Конюшевский отмечает интенсивное развитие карста на известняковых хребтах этого района и описывает выходы карстовых источников, как например: водопад Гега, верховья р. Мчишта и др.

Сумбаринные источники около Гагра, р. Репруа и др., фигурируют в работе К. Д. Мачавариани [1914].

О влиянии подземных форм в формировании рельефа в окрестностях Гагра говорит В. В. Дубянский [1915]. Он отмечает, что большая часть атмосферных осадков, выпадающих в высокогорной части массива просачивается в меловые известняки и в дальнейшем вытекает из пещер на низких отметках в виде значительных потоков.

Этим заканчиваются исследования первого этапа. Из приведенного материала видно, что к концу данного периода изучению карста исследуемого нами массива уделяется все большее внимание, что в основном было вызвано нуждами водоснабжения Гагра и климатической станции. Но на этом этапе изучение карста было обусловлено в основном собственной инициативой тех или иных ученых.

С установлением Советской власти в Грузии начинается второй этап исследований. В 30-х годах в Грузии организуется Геологический институт (1925 г.), Кавказский институт минерального сырья (1927 г.), Грузинский политехнический институт (1929 г.) и др. Под руководством А. И. Джанелидзе, А. А. Твалчредидзе и К. Е. Габуния создается грузинская геологическая школа. Исследования, связанные с поисками полезных ископаемых, геологической съемкой и др., принимают интенсивный характер. Наряду с грузинскими гео-



логами активно работают московские и ленинградские геологи.

В деле изучения геологического строения массива Арабика многое сделано П. Панютиным [1927]. В его работе даны также выводы о причинах своеобразия рельефа массива.

В. П. Ренгартен [1926, 1930, 1939] впервые проводит геотектоническое районирование Кавказа.

В 1928—1929 годах в районе Гагра исследования вел К. Ю. Квоков (1930 г.). Он изучал битуминозные известняки на цементное сырье. В ущельях рек Жове-Квара и Гагрипш им правильно определен возраст битуминозных известняков как верхнеюрский. Кроме всестороннего изучения этих отложений, К. Ю. Квоков касается и вопроса их генезиса.

В 1929—1930 годах гидрогеологические исследования Гагрского района провел П. И. Желтов (1932 г.). Изучая геологический разрез толщи слагающей Гагрский район, он разделяет ее по литологическому признаку на 3 части. П. И. Желтовым дана также одна из первых геологических карт Гагрского района в масштабе 1:42000, которая до начала 50-х годов считалась из лучших. В своей работе П. И. Желтов освещает и некоторые вопросы карста Арабики, в частности, отмечает и описывает выходы карстовых вод, в том числе и субмаринные источники. Он отмечал, что геологический разрез и тектоника Гагрского района определяют характер его водоносности.

Отрывочные данные о гидрогеологии исследуемого района имеются в работе Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили (1937 г.).

Е. К. Вахания (1936 г., 1937 г., 1938 г.) изучает геологическое строение Западной Абхазии. В своих отчетах он отмечает, что в северной зоне Западной Абхазии, в бассейне р. Гега и в районе хр. Кацирха, пестроцветная свита полностью замещается известняками. Им же составлена геологическая карта района в масштабе 1:42000.

С 1930 года по всей Грузии и в том числе в Западной Абхазии ведется планомерное геологическое изучение и геологическое картирование в масштабе 1:42000. Уже к 40 годам для всей территории Абхазии геологами: Г. Р. Чхотуа, В. Я. Эдилашвили (1937 г.) и В. И. Курочкиным (1938 г., 1939 г.) была составлена геологическая карта в указанном масштабе.

В деле изучения геологического строения Абхазии много сделано В. И. Курочкиным. Его детальные работы, произведенные в 1932—1940 годах и по сей день, содержат много ценного по стратиграфии Абхазии, касаясь отчасти и карстовых проявлений массива Арабика.

С 1940—1958 годами исследования разворачиваются шире. Появляются капитальные монографии А. И. Джанелидзе

[1942], И. В. Качарава [1944] и И. Р. Кахадзе [1947]. В которых приводятся весьма ценные данные о тектонике и стратиграфии юрских, меловых и третичных отложений. Среди них большим вкладом в изучении верхнеюрских отложений Абхазии является монография И. Р. Кахадзе [1947]. В ней автором на основе критического анализа собственных наблюдений и данных других исследователей уточнена стратиграфия юры и показана история геологического развития юры в Грузии, разработана подробная стратиграфическая схема верхнеюрских отложений Абхазии. Данная И. Р. Кахадзе стратиграфическая схема верхнеюрских осадков Абхазии и по настоящее время остается в основном без изменений. Последующими авторами на основе найденной фауны были внесены лишь некоторые уточнения.

В 50-х годах коллективом «Грузгеологоуправления» выполнена трудоемкая работа по сводке геологической карты Грузии (1950 г.), в которой освещены и вопросы геологического строения Абхазии.

С 1947 года планомерной съемкой Абхазии занимается С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.). Им дана стратиграфическая схема верхнеюрских осадков, основанная на литологическом характере пород.

Г. Е. Гуджабидзе (1952 г.) составлена геологическая карта района в масштабе 1:50000.

Более обстоятельно стратиграфию верхней юры Абхазии уточняет в своей монографии Н. Г. Химшиашвили [1957].

Некоторые вопросы стратиграфии верхнеюрских рифовых известняков Западной Абхазии освещены в работах Н. С. Бендукидзе [1959, 1960].

Геологические, литологические, тектонические и стратиграфические вопросы, охватывающие и район исследований освещены в трудах Г. С. Дзоценидзе (1942 г.), [1948], П. Д. Гамкрелидзе [1951, 1957, 1959], М. М. Рубинштейна [1951], А. Л. Цагарели [1954], М. С. Эристави [1955, 1959, 1960], А. И. Джanelидзе [1956] и др.

Характеристике горизонтов подземных вод, условиям их формирования и гидрогеологическому районированию Грузии посвящены труды И. М. Буачидзе [1949, 1955, 1958, 1963, 1964]; вопрос разгрузки подземных вод в Черное море в районе Гагра рассматривается в работе И. М. Буачидзе и А. М. Мелива [1967]. Гидрогеологии третичных отложений Абхазии посвящена работа С. С. Чихелидзе и Л. В. Когошвили [1957], а вопросу водоснабжения причерноморской полосы Абхазской АССР — работа Д. Ш. Георгадзе [1964]. Пресные и минеральные воды восточной части исследуемой территории изучены Г. Т. Чхидзе [1967].

Научное обобщение гидрогеологических материалов по Грузии, закономерности формирования подземных вод, новые принципы гидрогеологического районирования сконцентрированы в недавно вышедшей книге «Гидрогеология СССР, т. X», [1970].

Гидрологические исследования Западной Абхазии и в том числе массива Арабика проведены Л. А. Владимировым [1962, 1962а, 1964] и Г. Н. Гигинейшвили [1965, 1965а].

Углубленные карстолого-спелеологические исследования массива Арабика начинаются с 1958 года, после организации при Президиуме АН ГССР Спелеологической Комиссии (в настоящем Совет спелеологии), а в Институте географии им. Вахушти АН ГССР — лаборатории карстологии и спелеологии. Здесь следует отметить первые детальные работы Ш. Я. Кипиани [1959], Ш. Я. Кипиани и Г. Д. Дондуа [1961]. Карстовый ландшафт исследуемой территории изучала К. В. Кавришвили [1960, 1963, 1965].

Карстовые явления массива Арабика фигурируют в трудах Н. А. Гвоздецкого [1952, 1954, 1958, 1968], Г. А. Максимова [1957, 1963, 1969], Г. К. Чангашвили [1959], Д. Б. Уклеба [1961], К. Г. Мгеладзе [1961], Б. Н. Иванова [1961а], Е. И. Олли и С. С. Прокофьева (1962 г.) и др.

В 1960—1962 годах на массиве Арабика работали спелеологические экспедиции под руководством Л. И. Маруашвили, доказавшие наличие на Арабике глубокого карста и влияние четвертичного оледенения на развитие карстовых форм и т. д. [Маруашвили, Тинтилозов и Чангашвили, 1961; Маруашвили и Тинтилозов, 1963, 1963а, Тинтилозов и др., 1965, Тинтилозов, 1969].

Микроклимату пещер исследуемой территории посвящена работа Б. А. Гергедава [1962]. С. И. Левушкин [1963, 1966], Е. В. Боруцкий [1966] и И. Я. Элиава [1966] провели биоспелеологические исследования пещер массива.

Автор участвовал в спелеологических экспедициях 1960—1962 гг; кроме того, с 1960 по 1968 г. руководил экспедициями Спелеологической комиссии АН ГССР на массив Арабика; с ним работали также польский (М. Пулина) и французские (Ж. Корбель, А. Буржа, Ж. Галло) ученые. Результаты этих исследований частично опубликованы, в них рассматриваются геологические, гидрогеологические, гидрохимические, карстолого-спелеологические условия массива Арабика [Кикнадзе, 1962, 1963, 1963а, 1963б, 1964, 1964а, 1965, 1965а, 1966, 1968, 1971; Кикнадзе и Пулина, 1965; Максимович и Кикнадзе, 1967, 1972; Табидзе и Кикнадзе, 1971 г.; Kiknadze, 1964, 1965, 1965а].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА АРАБИКА

СТРАТИГРАФИЯ

Развитие карста и пространственное размещение карстовых форм на массиве Арабика обусловлено, в первую очередь, стратиграфией района. Карстовые явления приурочены к мощным карбонатным толщам верхнеюрских и меловых отложений.

В геологическом строении высокогорного карстового массива Арабика участвуют мощные комплексы среднеюрской порфиритовой свиты, карбонатных образований верхней юры, мела, а также палеогеновые и неогеновые отложения (рис. 7).

Средняя юра — байос. Сведения о наличии и широком распространении порфиритовой свиты байоса в Абхазии, ее подробные описания имеются в работах Г. Р. Чхотуа (1937 г.), Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили (1937 г.), В. И. Курочкина (1938 г., 1939 г.), особенно в трудах И. Р. Кахадзе [1947], Г. С. Дзоценидзе [1948], С. Г. Букия и др. (1950 г.), С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.), В. И. Зесашвили [1964] и др. Приоритет установления действительного положения и стратиграфического размещения байосской порфиритовой свиты в Грузии принадлежит А. И. Джанелидзе [1926, 1930].

Отложения байосской порфиритовой серии на территории Абхазии фациально изменчивы. Фациально и стратиграфически они разделены на две свиты: 1) порфиритовую свиту нижнего и среднего байоса, представленной чередованием туфогенных песчаников, туфоконгломератов, порфиритовых туфобрекчий, порфиритов, мелафировых и альбитофировых лав и их туфов, и 2) свиту песчаников, глин и конгломератов верхнего байоса, состоящей из чередования разноразмерных, туфогенных песчаников, темносерых, часто песчанистых глин, мелкогалечниковых конгломератов и туфобрекчий.

Отложения байоса на исследуемой территории обнажаются на его северной и восточной окраинах. Общая мощность названной свиты 3000 м.

Верхняя юра

Изучением верхнеюрских отложений и их стратиграфическим расчленением в Западной Абхазии, и, в частности, в исследуемом районе, в разное время занимались: П. Панютин [1927], К. Ю. Квоков (1929 г.), П. И. Желтов (1930 г.), В. Ф. Пчелинцев [1934], В. И. Курочкин (1938 г., 1947 г.), И. Р. Кахадзе [1947], С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.), Н. Г. Хвмшиа-

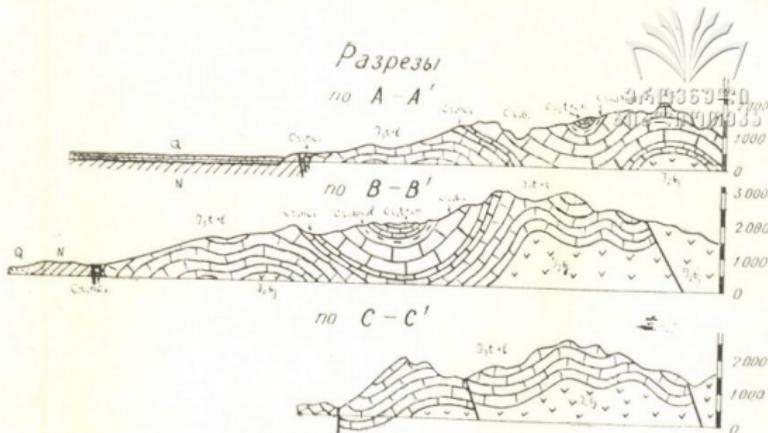
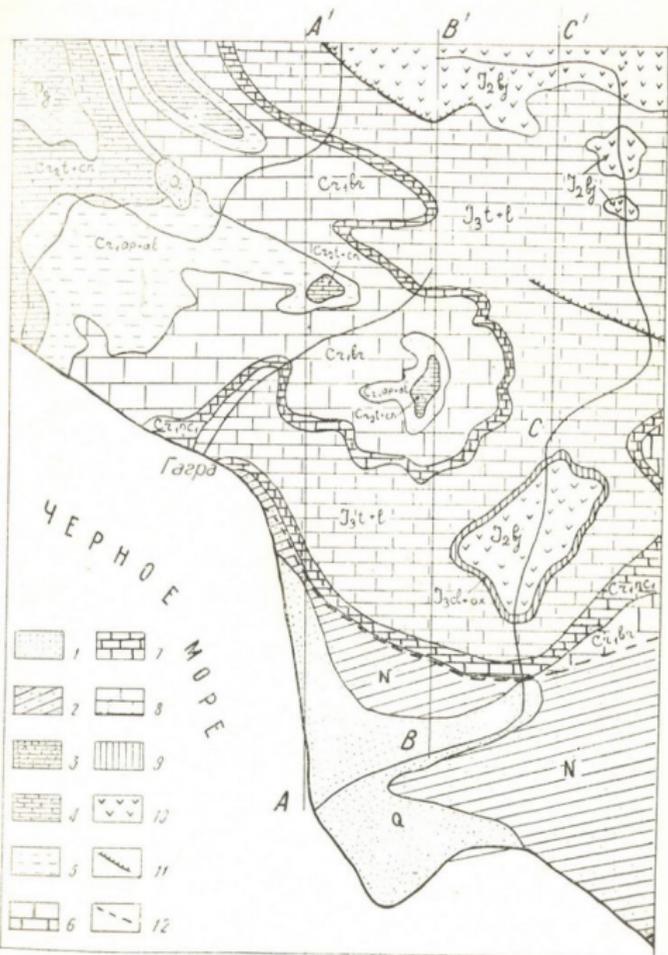


Рис. 7. Схема геологического строения массива Арабика (по С. Г. Букия).

- 1 — четвертичные отложения, галечники, пески, глины;
- 2 — палеогеновые отложения, глины, пески, конгломераты;
- 3 — палеогеновые отложения, глины, песчаники, мергели;
- 4 — верхний мел, турон-сеноонские известняки;
- 5 — нижний мел, альб-аптские мергели, глины, песчаники;
- 6 — нижний мел, барремские известняки;
- 7 — нижний мел, валанжин-готеривские доломитизированные и битуминозные известняки;
- 8 — верхняя юра, лузитан-титонские рифовые и доломитизированные известняки;
- 9 — верхняя юра, келловей-оксфордские глины, песчаники, конгломераты;
- 10 — средняя юра, байосская порфиритовая свита: порфириты, туфы, туфобрекчий, туфопесчаники;
- 11 — надвиги и взбросы;
- 12 — сбросы.

швили [1957], Н. С. Бендукидзе [1959, 1960], Д. Г. Иосебидзе [1964, 1965] и др.



Верхнеюрские отложения в пределах массива Арабика пользуются большим распространением в основном в его высокогорной и юго-восточной прибрежной частях. Этими породами сложены антиклинальные и синклинальные структуры северной и северо-восточной, а также центральной высокогорной частей массива, а на южном склоне обнажения верхнеюрских карбонатных толщ слагают подошву склона массива Арабика в основном в юго-восточной его части.

Верхнеюрские отложения в исследуемом районе фациально весьма изменчивы как в вертикальном разрезе, так и в горизонтальном направлении. Они трансгрессивно залегают на размытой поверхности порфиритовой свиты байоса и, в свою очередь, согласно переходят в нижний неокон, причем осадки титона здесь выражены морской известняковой и мергелисто-известняковой фацией.

В исследуемом районе верхнеюрские отложения С. Г. Букия (1953 г.) подразделяет на четыре свиты:

- а) свиту песчаников и глин келловей—оксфорда,
- б) свиту рифовых и доломитизированных известняков лужитана,
- в) свиту мергелей и известняков кимериджа,
- г) свиту доломитизированных известняков и мергелей титона.

Почти полный разрез верхнеюрских отложений представлен в ущелье р. Геги, правого притока р. Бзыби, на ее правом берегу. Здесь, около Гегского карстового водопада виден контакт байосской порфиритовой свиты (вскрытой в ядре Гегской антиклинали), с карбонатными породами верхней юры. Разрез имеет следующий вид [Курочкин, 1938 г., Кахадзе, 1947., Химшиашвили, 1957, Бендукидзе, 1959, Иосебидзе, 1965].

На порфиритовой свите байоса залегают:

1. Буровато-красный известняковый конгломерат из материала порфиритовой свиты, сцементированный песчанисто-известняковым цементом, содержащий келловейско-оксфордскую и лужитанскую фауну, мощность 2—4 м.
2. Слабобитуминозные, серые, массивные, местами брекчиевидные известняки (слагающие уступ Гегского водопада) с роракскими и лужитан — кимериджскими кораллами, мощность 150 м.

3. Тонкозернистые, слоистые известняки с конкрециями темного цветного кремнезема, мощность 10 м.

4. Предыдущая свита постепенно переходит в толстослоистые, слабобитуминозные известняки сперва красновато-бурого, потом серого и бурого цветов с прослоями псевдооолитовых и доломитизированных известняков, мощность 100 м.

5. На предыдущие свиты, несколько севернее от Гегского водопада налегает мощная толща грубослоистых мергелей, мергелистых известняков и кремнистых известняков. В верхних горизонтах данной свиты преобладают доломитизированные известняки, мощность 1000 м.

Так как данная работа посвящена комплексному изучению карста, ниже приводим краткую характеристику карбонатных свит, в основном по С. Г. Букия (1953 г.), дополняя ее данными других авторов (Желтов, 1930 г.; Вахания, 1937 г.; Химшиашвили, 1957; Олли и Прокофьев, 1962 г.; Иосебидзе, 1964, 1965 и др.).

Свита рифовых и доломитизированных известняков лузитана

В исследуемом районе выходы данной свиты фиксируются на крыльях синклинали Сандрипш, на водоразделе между р.р. Гега и Сандрипш. Свита выражена в двух фациях, на севере — толстослоистыми, массивными рифовыми известняками и мергелистыми известняками, причем мощность ее не превышает 80—100 м, а на юге — толстослоистыми, массивными доломитами, доломитизированными известняками и рифовыми известняками при мощности до 200—250 м.

На южном крыле антиклинали Кацирха, на левом берегу левого притока р. Сандрипш, по С. Г. Букия (1953 г.), на сильно выветрелую и размытую поверхность порфиритовой свиты байоса с большим угловым несогласием ложатся средне- и крупнозернистые, крепкие известковистые песчаники, состоящие то из окатанных, то из угловатых обломков порфирита, обломков известняка и ракушек, сцементированных частью микро-, частью мезо-, частью макрокристаллическим кальцитом. Мощность пласта 1—1,5 м.

Стратиграфически выше следуют желтовато-серые, креп-

кие песчанистые известняки, состоящие из обломков крипто-кристаллического известняка. Мощность 5—6 м.

Выше идут серые и темносерые, крепкие, толстослоистые доломиты с конкрециями кремня, с многочисленной фауной брахиопод. Мощность — 60—70 м.

Еще выше — толстослоистые, массивные, серые и желтовато-серые, доломитизированные известняки с фауной брахиопод. Мощность — 100—120 м.

Описываемая свита бедна ископаемыми и возраст ее определяется С. Г. Букия (1953 г.) по ее стратиграфическому положению условно, как лузитанский. Возможно, что эта свита захватывает и верхи оксфорда; нижняя граница ее проводится условно — только по литологическим признакам.

Свита мергелей и известняков кимериджа

Отложения данной свиты обнажаются на водоразделе между реками Гега и Сандрипш, в ядрах синклинали Сандрипш, антиклинали Гега и антиклинали Арабика. В исследованном районе они представлены в двух фациях: на севере — пестроцветными мергелями и мергелистыми известняками, а на юге — средне- и тонкослоистыми, зернистыми известняками с конкрециями кремня.

В ядре синклинали Сандрипш, на водоразделе между реками Сандрипш и Гега, доломитизированные известняки, отнесенные С. Г. Букия (1953 г.) к лузитану, покрываются тонкослоистыми (0,2—0,3 м), серыми и светлосерыми известняками, мощностью 80—100 м. Их сменяют среднеслоистые, плотные, крипто- и тонкозернистые серые, местами пятнистые известняки с тонкими прослойками кремня. Мощность 70—80 м.

В исследуемом районе детальное описание разрезов кимериджа отсутствует.

Свита доломитизированных известняков и мергелей титона

Типичные отложения данной свиты в пределах исследуемого района также описаны С. Г. Букия (1953 г.). Она представлена на крыльях антиклинали Арабика (рис. 8, 9), по рекам Сандрипш и Жеопсе, в своде антиклинали Берчиль, а также на южном крыле антиклинали Кацирха, в бассейне р. Псоу, по р. Бзыбь, ниже Голубого озера, и в низовьях р. Жове-Квара. Титон выражен в двух фациях: на севере — чередованием серых, среднеслоистых известняков, мергелистых известняков, песчанистых известняков и мергелей, а на юге — толстослоистыми, серыми и желтовато-серыми, часто битуминозными известняками и доломитизированными известняками.

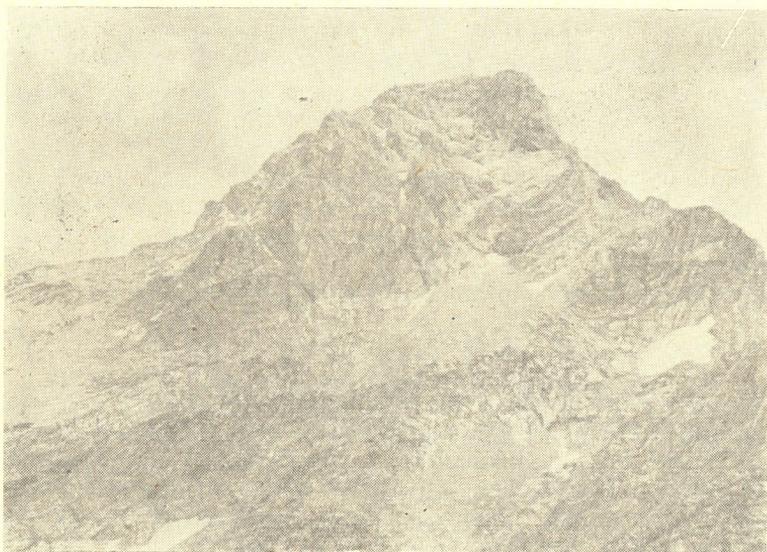


Рис. 8. Пик Спелеологов, известняки верхней юры (фото автора)

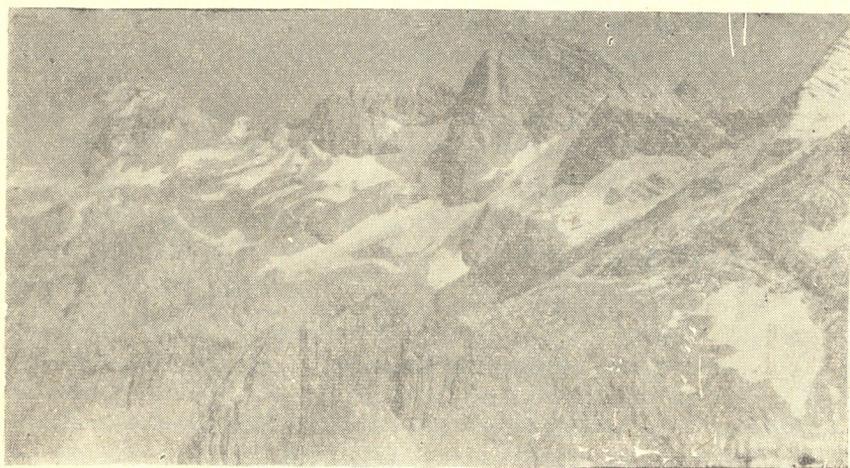


Рис. 9. Титовские известняки севернее г. Арабика (фото автора)



На южном крыле антиклинали Гега, по тропе, идущей по водоразделу Гагринского хр., выше тонкослоистых зернистых известняков, отнесенных С. Г. Букия к кимериджу, согласно следуют толстослоистые, серые, желтовато-серые, брекчиевидные известняки с фауной гастропод, мощностью 80—100 м. Стратиграфически выше выходят массивные, серые и коричневатосерые доломитизированные известняки мощностью 120—130 м., а еще выше, до брахиоподового горизонта нижнего валанжина, — чередование серых и желтовато-серых, толстослоистых, плотных, доломитизированных известняков. В известняках встречается редкая фауна брахиопод. Мощность 100—120 м.

Аналогичные разрезы можно наблюдать у погружения антиклинали Арабика, на хр. Берчиль, по р. Сандрипш, в низовьях Жове-Квара и по р. Бзыби, на южном крыле синклинали Ачмарда, с той разницей, что здесь в верхах толщи появляются битуминозные известняки и мергелистые известняки. Общая мощность этих отложений 300—500 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В Гагрско-Джавской зоне отложения меловой системы представлены нормально-морскими фациями. Они здесь подразделены на три серии: нижняя-карбонатная (валанжин-апт), средняя-терригенная (альб-сеноман) и верхняя-карбонатная (турон-датский ярус).

Нижнемеловые отложения Абхазии изучали: М. С. Швецов [1911, 1913], Л. Н. Конюшевский [1913, 1915], Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили (1937 г.), Т. А. Мордвилко [1937], В. И. Курочкин (1938 г., 1939 г., 1947 г.), М. С. Эристави [1951, 1952, 1960], С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.) и др.

Верхнемеловые отложения Западной Абхазии изучены Т. А. Мордвилко [1937], В. И. Курочкиным (1938 г., 1939 г., 1947 г.), М. С. Эристави и А. Л. Цагарели [1953], М. С. Эристави [1960], Г. Е. Гуджабидзе (1952 г.), С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.). Подробному разбору истории изучения меловых отложений и их характеристике как по всей Грузии, так и по исследованному району посвящены труды А. Л. Цагарели [1954, 1964].

Общая мощность меловых отложений в исследуемом районе колеблется в пределах 1000—1200 м.

Разрез меловой системы карстового массива Арабика по С. Г. Букия (1953 г.), представлен следующими свитами и горизонтами:

Нижний мел



Свита известняков и мергелей — валанжин — готерив.

Свита толстослоистых массивных известняков — баррем.

Свита мергелистых известняков и мергелей — апт.

Свита мергелей и мергелистых глин — альб.

Верхний мел

Горизонт туфогенных песчаников и кремней — сеноман.

Свита тонкослоистых известняков с конкрециями кремня — турон.

Свита тонкослоистых известняков и мергелей — сенон.

Свита мергелей и мергелистых известняков — датский ярус.

Нижний мел

Валанжин — готерив — свита известняков и мергелей

В пределах исследуемого района отложения нижнего неокома в большинстве случаев не поддаются расчленению. Эти отложения всюду согласно налегают на юрские карбонатные толщи, и также согласно переходят в массивные известняки баррема.

Общая средняя мощность нижненеокомских отложений 120—170 м. Они обнажаются узкой полосой на границах соприкосновения юрских и меловых отложений.

В высокогорной части массива отложения нижнего неокома тянутся узкой полосой между долинами р. р. Жэопсе и Бзыби; они оконтуривают погружения антиклинали Арабика, и протягиваются дальше на запад, по северному крылу синклинали Богорупшта. Выходы этих осадков фиксируются в долинах р. р. Жэопсе и Сандрипш, у оси антиклинали Берчиль, по р. Бзыби, восточнее и западнее Голубого озера, на южном крыле синклинали Ачмарда, и, наконец, узкая полоса их протягивается в низовьях р. Жове-Квара и по южному склону Гагринского хр. В исследованном районе осадки нижнего неокома фациально изменчивы: в высокогорном районе массива они в основном представлены толстослоистыми, серыми и желтовато-серыми доломитизированными известняками, а в его периферических частях — более мергелистыми, тонко- и среднеслоистыми известняками.

Почти везде, в исследованном районе, нижний неоком  начинается песчаниками, мощностью до 3 м.

Баррем — свита толстослоистых массивных известняков

Отложения баррема на массиве Арабика пользуются широким распространением. Они слагают ядро синклинали Богорупшта, на расстоянии 16—17 км между верховьями рек Пхиста и Богорупшта, свод и оба крыла антиклинали Берчиль, до места ее западного погружения (в районе верховий р.р. Лапсты и Мехадыр, до долины р. Жове-Квара), оба крыла синклинальной складки Ачмарда, а также сравнительно короткие антиклинальные и синклинальные складки прибрежной зоны, сохранившиеся от размыва между долинами рр. Жове-Квара и Бзыби. В этих крайних южных частях исследуемого района они слагают южные отроги массива Арабика, в частности хребты: Люкивоху, Жовеку, Зырху и Мамдзышху.

Данная свита согласно налегает на нижне-неокомские отложения, осложняя проведение между ними границы, и, в свою очередь, согласно перекрывается альб-аптскими отложениями. Верхняя граница баррема установлена четко как по литологическим признакам, так и по характерной фауне.

По С. Г. Букия (1953 г.), в районе хребтов Гагрского и Берчиль, отложения баррема представлены средне- и тонкослоистыми известняками, серыми и желтовато-серыми, плотными известняками и мергелистыми известняками с многочисленными желваками и конкрециями черного кремня. Мощность свиты не превышает 500 м.

Апт—мергелистые известняки и мергели

Отложения апта в высокогорной части исследуемого района обнажаются в виде узких полосок, являющихся фрагментами некогда единой полосы; а в западной части массива, в долинах правых притоков р. Хашупсе, обнажаются на сравнительно обширных территориях, выполняя мульды и своды синклинальных и антиклинальных складок, испытывающих погружение в западном направлении.

Отделить отложения апта от альбских осадков на крыльях антиклинали Берчиль и в мульде синклинали Богорупшта не удастся. В более южных частях массива они согласно налегают на барремские известняки и также согласно перекрываются альбскими слоями. Эти отложения представлены глинистыми и пелитоморфными известняками и мергелями. Мощность свиты в пределах массива Арабика не превышает 30 м.

Отложения альба на карстовом массиве Арабика пользуются ограниченным распространением. Они сохранились в мульдах синклинальных складок в юго-западной части массива; а в мульде Ачмардинской синклинали представлены фрагментарно, протягиваясь, однако, почти по всей ширине массива от долины р. Сандрипш до гребневой части хр. Мамдзышха. В этой части исследуемого района зона распространения альбских отложений прерывается лишь в среднем течении р. Жове-Квара.

На западной окраине массива альбские слои слагают значительные участки левого склона долины р. Хашупсе. Еще более обширные территории сложены ими в районе села Ачмарда; а на крыльях антиклинальной складки Берчиль и синклинали Богорушта альбские отложения вместе с аптскими протягиваются узкими полосками, окаймляя эти складки.

Отложения альба представлены чередованием мергелистых глин, желтовато-серых мергелей, глинистых мергелей и песчаных мергелей.

Мощность альбских отложений в исследуемом районе варьирует в пределах 20—160 м.

Верхний мел

Сеноман-горизонт туфогенных песчаников и кремней

На массиве Арабика сеноманские туфогенные песчаники выделяются между альбскими и туронскими отложениями в основном в его юго-западной части, в долине р. Хашупсе, где они слагают мульды синклиналей. Узкая полоса этих отложений окаймляет крылья Берчильской антиклинали и синклинали Богорушта, а в мульде Ачмардинской синклинальной складки сохранилась лишь в гребневых частях хр. хр. Люкивоху и Мамдзышхи. Отложения сеномена на Арабике представлены зеленовато-серыми крепкими туфопесчаниками с прослоями песчаных мергелей и темносерыми кремнями и кремнистыми мергелями (аргиллитами) с прослоями туфогенных песчаников.

Мощность сеномана варьирует в пределах 18—25 м.

Турон—свита тонкослоистых известняков с конкрециями кремня

Географическое распространение туронских отложений на массиве Арабика совпадает с ареалом распространения се-

номанских отложений, хорошо выделяясь по литологическим признакам.

С. Г. Букия (1953 г.) туронские осадки разделяет на три основные части: нижняя часть представлена серыми и желтовато-серыми, плотными, нередко зернистыми известняками; в средней части — тонкослоистыми (при 0,2—0,3 м мощности) светлосерыми, белесоватыми и розоватыми, слабо мергелистыми известняками с многочисленными желваками и конкрециями кремня мясокрасного цвета, а в верхах — чередованием светлосерых и красноватых мергелистых известняков типа литографского камня.

Мощность туронских отложений составляет 100—200 м.

Сенон—свита тонкослоистых известняков и мергелей

Сенонские отложения обнажаются в крайне западной части исследуемой территории, — в долине р. Хашупсе, образуя подошвы склона массива Арабика в юго-западной его части. Общая мощность этих отложений 140—160 м. Они резко отличаются от туронских отложений литологическим составом; представлены тонкослоистыми (толщиной по 0,1—0,3 м) серыми и светлосерыми плотными известняками типа литографского камня (изредка встречаются прослой розоватых, мягких известняков с характерными, причудливыми стиллолитовыми полосками. Наблюдаются тонкие, толщиной 0,01 м прослойки зеленоватого и красноватого мягкого мергеля) и чередованием плотных, серых и грязносерых, среднеслоистых известняков и зеленовато-серых мергелистых известняков с прослоями красных мергелей, и мергелистых известняков.

Датский ярус—свита мергелей и мергелистых известняков

В пределах исследуемой территории, в его крайней западной части, в ущельях рр. Сандриш и Жэопсе, выделяют охарактеризованный фауной морских ежей и устриц отложения датского яруса. Детальное описание этих отложений в бассейне р. Жэопсе приведена в работе С. Г. Букия (1953 г.). Здесь выше сенонских тонкослоистых известняков с согласным постепенным переходом пластуются: среднеслоистые, зеленовато-серые и желтовато-серые мергели и мягкие мергелистые известняки, и зеленовато-серые, толстослоистые, массивные мергели с прослоями (толщиной по 0,1—0,2 м.) плотных мергелей.

Мощность датского яруса 40—50 м.



Палеогеновые и неогеновые отложения непосредственно в исследованном районе изучались П. И. Желтовым (1931 г.), С. Г. Букия и В. И. Курочкиным (1940 г.). Эти отложения на территории массива Арабика пользуются ограниченным распространением. Сравнительно большую площадь они занимают у подошвы западного склона массива западнее долины р. Хашупсе, и, в крайней южной части южного склона исследуемого массива, где этими отложениями сложены цоколи четвертичных террас р. Бзыби в предгорном районе. В обеих вышеуказанных частях массива эти отложения обнажаются в виде узких полос.

Сравнительно нормальными и слабодислоцированными пластами обнажаются эти породы у западного конца массива Арабика западнее р. Хашупсе. Краткая характеристика палеогеновых и неогеновых отложений приводится ниже.

Палеоцен—представлен горизонтом пестроцветных мергелей только в районе сел. Гантиади, у подошвы западного склона массива. Среди пестроцветных мергелей встречаются мергелистые известняки, а также прослои зеленовато-серых мергелистых известняков. Мощность свиты 25—35 м.

Эоцен — отложения эоцена в исследованном районе прослеживаются неширокой полосой вдоль известняковой гряды антиклинали Берчиль и синклинали Хашупсе, а также у подошвы южного склона массива, где эоценовые мергели слагают южное крыло Кацирхинского сброса. Эти отложения в пределах массива Арабика представлены мергелистой фацией, среди которой выделяют 3 горизонта: горизонт зеленых мергелей и мергелистых известняков; горизонт плитчатых мергелей и горизонт зеленых и красных мергелей.

Общая мощность эоценовых отложений составляет 60—115 м.

Олигоцен. Олигоценные отложения обнажаются в периферийных частях массива в двух местах. Сравнительно большую площадь они занимают у западного склона массива, в долине р. Жеопсе, а у подошвы южного склона они представлены узкой полосой между долиной р. Бзыби и восточной окраины г. Гагра. Эту свиту С. Г. Букия (1941 г.) назвал Мехадырской и подразделил на три горизонта: глинисто-песчанистый горизонт, горизонт глыбовых брекчий и песчано-глинистый горизонт.

Общая мощность олигоценных отложений в районе составляет 70—350 м.

Нижний миоцен — представлен свитой толстослоистых песчаников.

По литологическому характеру свита делится на две части — нижнюю, и верхнюю. Нижняя часть представлена в основном толстослоистыми, кварцево-известковистыми песчаниками с прослоями темных, зеленовато-серых, мергелистых глин, приуроченных к низам свиты.

Песчаники грубо- и крупнозернистые. Они состоят из остроугольных обломков кварца, редких обломков лав и вулканического стекла, единичных зерен циркона и минералов из группы гранатов. Встречаются многочисленные зерна глауконита. Цементом служит глинисто-кальцитовая, микрозернистая масса. Песчаники часто образуют пачки мощностью до 10 м без прослоев глин. Они рыхлые, сильно пористые и могут служить хорошими коллекторами нефти. В них много растительных остатков. В низах пачки, в песчаниках, наблюдаются мелкие включения лежащих ниже эоценовых пород, в том числе и плитчатых мергелей. Верхняя часть представлена чередованием разнозернистых, рыхлых, известковистых, желтовато-серых песчаников и темно-серых зеленовато-серых известковистых глин. Глина и песчаники сильно углистые.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Материалы о континентальных и морских четвертичных отложениях исследуемого массива встречаются в работах: В. И. Курочкина (1947 г.), С. Г. Букія (1953 г.), Ш. Я. Кипиани [1959], Ш. Я. Кипиани и Г. Д. Дондуа [1961], Д. В. Церетели [1961], Л. И. Маруашвили, З. К. Тинтилозова, Г. З. Чангашвили [1961], Л. И. Маруашвили и З. К. Тинтилозова [1963], З. К. Тинтилозова, Г. З. Чангашвили и А. А. Окроджанашвили [1965], Т. З. Кикнадзе [1962, 1963, 1963 а]. Вышеперечисленные исследователи в основном описывают континентальные отложения разных парагенетических рядов, групп и типов лишь частично, на отдельных участках массива, или же на общем фоне Грузии или Абхазии.

Исследованию морских четвертичных отложений массива Арабика посвящены работы Б. Ф. Добрынина [1936], П. В. Федорова [1936], А. Л. Цагарели [1964], в которых детально описаны морские террасы окрестностей г. Гагра и предгорной части долины р. Бзыби. Материалы об этих же террасах встречаются в трудах Е. В. Шанцера [1939], А. Г. Эберзина [1940] и др.

Как и во всех горных областях, так и на территории карстового массива Арабика четвертичные отложения маломощны

и характеризуются фрагментарным распространением, что особенно ярко проявляется в высокогорной части массива, где ввиду их рыхлой структуры и большой крутизны склонов, они легко смываются. Кроме сказанного, смыву четвертичных отложений с этих областей массива благоприятствовало верхнечетвертичное (вюрмское) оледенение, а за весь голоцен накопились сравнительно маломощные покровные отложения.

Накопление четвертичных отложений на склонах также незначительно из-за большой их крутизны; граничащие с трех сторон массива Арабика речные долины являются каньонами, с высокими, отвесными стенами.

Сравнительно значительной мощности четвертичные отложения достигают у подножия склонов массива. С северо-запада, в северо-восточном и восточном направлениях они представлены русловыми отложениями, а у подошвы юго-юго-западного склона, вдоль черноморского побережья, представлены четвертичные черноморские террасы с морскими отложениями и речные террасы р. Бзыби с мощными отложениями.

Детальную характеристику четвертичных отложений массива Арабика приводим ниже по схеме классификации генетических типов континентальных осадочных образований, предложенной Е. В. Шанцером [1965].

1. Ряд коры выветривания (элювиальный); парагенетическая группа: А—группа почв и Б — группа собственно коры выветривания; генетический тип: 1) почвы, 2) элювий.

Почвы массива Арабика будут рассмотрены позже и поэтому на них здесь не будем останавливаться.

Элювий

Элювиальные отложения на карстовом массиве Арабика и, в особенности, в его высокогорной части в принятом понимании отсутствуют. Здесь гребень главного водораздельного хребта между перевалом Сандрипш и урочищем Чамхона, почти на расстоянии 12 км является острым и расчлененным в продольном профиле. Выветрелый материал гребней главного хребта, известного на этом участке под названием хр. Арабика, а также его сравнительно коротких отрогов на обоих склонах, не остается на месте и перемещается по склонам. Таким образом их можно рассматривать в парагенетическом ряду склоновых (коллювиальных) отложений.

В высокогорной зоне исследуемого массива элювиальные отложения встречаются не в гребневых частях хребтов, а на плоских днищах троговых долин. В верховьях р. Жове-Квара, а также в верховьях левых притоков рр. Сандрипш, Богорупшты и др., на плоских днищах троговых долин обнажены корен-

ные породы — известняки баррема и титона. Во многих местах хорошо развиты карровые поля с узкими, взаимопараллельными ложбинками и остроконечными гребнями между ними, образующими сложную сеть карровых поверхностей. Гребни карров часто выветриваются и выветрелый материал накапливается на дне ложбинок, выполняя их на расстоянии многих десятков метров.

На днище троговой долины Жове-Квара выветрелый материал часто почти в целом перекрывает ложбинки и здесь представлены погребенные карровые поля.

В периферийных частях массива Арабика, в более низкогорной зоне, между правыми притоками р. Бзыби и Гега, а также между самостоятельными короткими реками, впадающими в Черное море на юго-западном склоне массива, представлены водораздельные хребты вышеотмеченных долин. Гребни этих хребтиков более пологи и часто имеют выровненный характер. Элювиальные отложения на их гребнях более мощные, представлены в виде глин и глинистого щебня красноватого цвета, особенно у побережья Черного моря.

Гребень хр. Мамдзышха отличается от остальных наличием широких фрагментов поверхностей выравнивания. Эта поверхность морфологически в более совершенном виде сохранилась западнее от вышеуказанного хребта, но мощному развитию элювиальных отложений на этих участках не благоприятствовало широкое развитие сети карстовых воронок, которыми поглощается элювиальный материал, переходя, таким образом, в подземный (субтерральный) парагенетический ряд отложений.

Стратиграфическое расчленение элювиальных отложений массива Арабика ограничивается лишь их подразделением на голоценовые и четвертичные нерасчлененные элювиальные отложения. Весь комплекс элювиальных отложений на днищах троговых долин является голоценовым, так как они лежат на вюрмских трогах. В частях массива, не претерпевших верхнечетвертичное оледенение, расчленить элювиальные отложения на отдельные стратиграфические ярусы не удастся, ввиду отсутствия в них палеобиологических остатков, а также индустрии палеолита.

ТЕКТОНИКА

Тектоническому изучению Южного склона Большого Кавказа и Грузии в целом, её геотектоническому районированию посвящены работы: В. П. Ренгартена [1941], А. И. Джанелидзе [1941, 1942], И. Р. Кахадзе [1947] П. Д. Гамкрелидзе, [1951, 1957, 1959, 1964] М. М. Рубинштейна [1951], В. В. Белоусова [1954], и др.



Настоящая часть главы III написана по схеме геотектонического районирования Грузии, разработанной П. Д. Гамкрелидзе [1957, 1959, 1964], и основанной на истории геологического развития Грузии. Согласно этой схеме территория Грузии делится на следующие 5 крупных тектонических единиц: 1. Антиклинорий Главного Кавказского хребта; 2. Складчатая система Южного склона Большого Кавказа; 3. Грузинская глыба; 4. Аджаро-Триалетская складчатая система и 5. Арвинско-Болнисская глыба.

Массив Арабика по данной схеме входит в состав второй, наиболее сложной геотектонической единицы — Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа, которая по данным П. Д. Гамкрелидзе четко отделена крупным надвигом от Антиклинория Главного Кавказского хребта.

В пределах названной геотектонической единицы выделена Гагрско-Джавская зона, являющаяся наиболее сложной по своему геологическому строению и истории развития. В свою очередь она делится на 6 подзон: Абхазскую, Северную и Южную подзоны порфиритовой юры, Амзарско-Мухурскую подзону краевых дислокаций, подзону Рачинско-Лечхумской синклинали и Сочинскую подзону.

Абхазская подзона, охватывающая и массив Арабика, сложена мощными карбонатными нормально-осадочными отложениями верхней юры и мела, лежащими на мощных вулканогенных и терригенных отложениях средней и нижней юры. Характерной отличительной чертой данной подзоны является присутствие верхнеюрских и меловых отложений и отчетливое выделение двух структурных ярусов — доверхнеюрского и, относительно слабее дислоцированного — послеверхнеюрского.

Абхазская подзона занимает западную, относительно погруженную часть Гагрско-Джавской зоны, распространяясь за пределы Грузии. Несмотря на отсутствие сильно сжатых складок в Абхазской подзоне, здесь имеется довольно интенсивная линейная складчатость. Складки асимметричны. Наряду со складками здесь часты и крупные разрывы с перемещением масс как на юг, так и на север. Плоскости разрывов падают под крутыми углами, что придает тектонике подзоны блоковый характер.

Массив Арабика представляет собой классический район тектонических нарушений. Эпейрогенические движения третичного периода, охватившие Главный Кавказский хребет, нашли отражение и в формировании предгорий, в том числе и формировании массива Арабика, где мощные юрские и меловые отложения претерпели сильные дислокации. По этому поводу П. Панютин (1927) писал, что тектоническое строение данного массива указывает на грандиозные перемещения, происшед-



шие в течение третичного периода. Громадные массы юрских и меловых отложений, поднятые со дна моря на значительную высоту, оказались раздробленными, сжатыми и разорванными в самых разнообразных направлениях глубокими трещинами.

Детальное изучение тектонического строения массива Арабика и Западной Абхазии в целом проведено В. И. Курочкиным и С. Г. Букия (1939 г.), В. И. Курочкиным (1947 г.), С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.). Тектоническая схема В. И. Курочкина, составленная для исследуемого района, в последствии была сильно изменена С. Г. Букия (1953 г.), которым было доказано отсутствие тектонических чешуй, а также многочисленных структур и разрывных дислокаций, описываемых В. И. Курочкиным.

В результате полевых исследований С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.) дал более упрощенную тектоническую схему данного района без тектонических чешуй и многих структур; им же было уточнено строение и распространение основных тектонических элементов, которых впервые консуля В. И. Курочкин. Ввиду вышеизложенного, описание тектонических структур исследуемого района, приводим в основном по С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.).

В тектоническом строении массива Арабика указанным автором выделяются две крупные единицы: Ахцу — Кацирхинский антиклинорий и Гагрский синклинорий (Букия, 1967 г.).

Ахцу-Кацирхинский антиклинорий представляет интергеоантиклиналь, возникшего в батское время внутри Абхазского прогиба в виде кордильер. Характерно отсутствие верхне-байосских, батских, келловейских и частично оксфордских осадков, поскольку антиклинорий до оксфорда (лузитана) являлся сушей. Оксфордские (лузитанские) доломитизированные и рифовые известняки расположены непосредственно на сильно выветрелых и трещиноватых породах байосской порфиритовой свиты.

Оксфордские, кимериджские и титонские отложения представлены рифовыми и органогенными известняками с доломитизированными разностями. По А. С. Букия (1967 г.), они, по-видимому, вновь подверглись размыву, и возможно, что в раннемеловое время находились в области суши и погрузились под уровень моря только в альбе. Слои альба, а иногда и турона, в центральной части поднятия ложатся непосредственно на выветрелую поверхность рифовых известняков титона.

Ахцу-Кацирхинский антиклинорий вытянут в широтном направлении, погружаясь на запад и на восток. В областях пог-

ружений отмечаются мощные толстослоистые, часто массивные, рифовые коралловые (органогенные) и доломитизированные известняки. Антиклинорий состоит из ряда сопряженных антиклинальных и синклиналильных асимметричных складок, большей частью опрокинутых на юг, разорванных на части разрывами. Северные крылья антиклиналей надвинуты на южные.

В северо-северо-восточной части исследуемого массива представлены структуры домелового периода. По северной границе массива проходит антиклиналь Кацирха 2¹ сложенный в западной части вулканитами байосской порфоровитовой свиты, местами глинами и песчаниками келловей-оксфорда и карбонатными отложениями титон-лузитана. На западе Ахцу-Кацирхинский антиклинорий по линии надвига Дзыхра надвинут на Сочинскую подзону и Гагрский синклинорий.

Гагрский синклинорий к западу погружается и расширяется, а к востоку воздымается и суживается (Букия, 1953 г.). В пределах массива Арабика он сложен вулканитами байоса, терригенными толщами келловей и частично оксфорда, карбонатными породами титон-лузитана, мела и палеогена.

Синклинорий состоит из ряда асимметричных антиклиналей и синклиналей (рис. 10). Южнее антиклинали Кацирха, в восточной части массива представлены синклиналь Сандрипш 3, антиклиналь Гега 4, синклиналь Кужба-Яшта 5 и антиклиналь Арабика 8. Все они вытянуты в направлении близком к широтному, представляют домеловые структуры и сильно осложнены разрывными нарушениями. Между синклиналью Кужба-Яшта и антиклиналью Арабика проходит разрыв Юпшара Г, имеющий аналогичное простирание.

Крылья складок на северо-северо-восток падают под большими углами (60—70°), чем на юго-запад (15—20°), вызывая асимметричное строение.

Зона послемеловых структур представлена в центральной и юго-западной частях исследуемого массива. Здесь имеются с севера на юг: синклиналь Богорупшта 6, антиклиналь Берчиль 7, синклиналь Ачмарда 9, антиклиналь Хашупсе 10, синклиналь Ковалевское 11, антиклиналь Чигирипш 12, синклиналь Заречка 14 и антиклиналь Анахомста 15. Восточным продолжением антиклинали Чигирипш является антиклиналь Гаррипш 13. В центральной части массива антиклиналь Берчиль осложнен разрывом Манахлуг (Клдекари) — В.

В зоне домеловых структур С. Г. Букия выделяет две подзоны: Бзыбь-Чхалтинскую и Абхазско-Сванетскую. Ниже при-

¹ Цифры и буквы указывают номера тектонических структур на тектонической схеме.

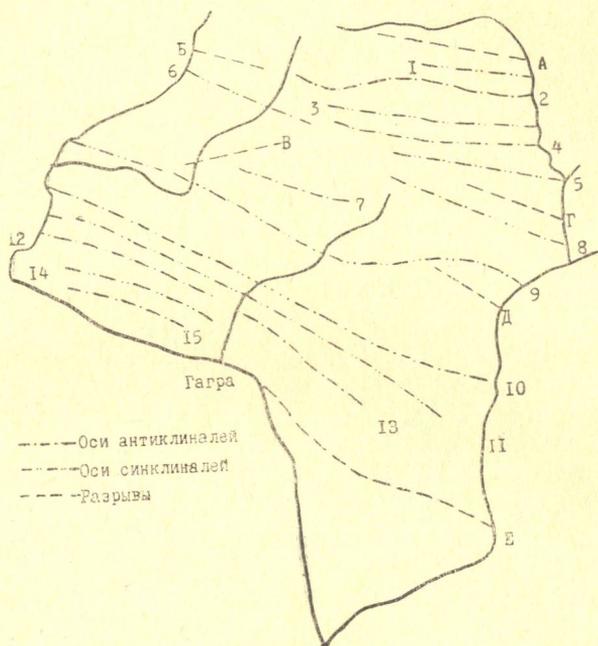


Рис. 10. Упрощенная тектоническая схема массива Арабика (по С. Г. Букия)

Бзыбь-Чхалтинская подзона

Данная подзона охватывает крайне северную часть массива, занимая подошву правого склона долины р. Гега выше урочища Черкесская поляна. В пределах массива Арабика в эту подзону попадают только синклиналь Ах-Аг и разрыв Пшегешха.

Синклиналь Ах-Аг I

Эта синклиналь хорошо выражена в районе г.Ах-Аг, сложенной верхнеюрскими отложениями. Ось синклинали вытянута с ЮВ на СЗ. В бассейне р. Гега северное крыло синклинали сильно сжато, поставлено на голову и в некоторых местах опрокинута на юг. Южное крыло характеризуется более пологим падением.

Разрыв Пшегишха А

В крайне северной части массива Арабика, в долине р. Гега представлен разрыв Пшегишха. Восточнее он продолжается и проходит по южному склону горы Пшегишха, по берегам озер Малая и Большая Рица и по южному окончанию водораздельного хребта между бассейнами правых притоков р. Бзыби-хр. Анчо. В западном направлении, в верховьях долины р. Гега разрыв постепенно затухает. Разрыв Пшегишха надвигового характера и плоскость его падает под углом 50° в северном направлении. Этим разрывом отложения порфиритовой свиты байоса надвинуты с севера на юг на известняки лузитана, входящих в состав северного крыла синклинали Ах-Аг.

Абхазско-Сванетская подзона

Эта подзона занимает центральную и северо-восточную часть массива Арабика; её остальная часть скрыта под более молодыми отложениями мела и палеоген-неогена. Подзона обнажается по водораздельному хребту Кацырха и её южному склону. Её выход относительно широк в низовьях р.р. Гега и Юпшара. Изолированный выход этой подзоны отмечается по р. Бзыби, к югу от Голубого озера, в низовьях р. Жове-Квара, в районе г. Гагра и по рр. Сандрипш и Жеопсе.

Описываемая подзона в пределах исследуемого района сложена отложениями байоса и верхней юры. В строении этой подзоны принимает участие ряд синклиналичных и антиклиналичных складок, вытянутых в общекавказском направлении. Ниже дано описание тектонических структур, входящих в эту подзону.

Антиклиналь Кацырха 2

Эта антиклиналь асимметрична, её северное крыло падает под углом $25-30^\circ$; а южное поставлено круто.

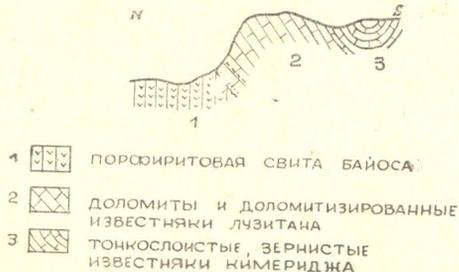


Рис. 11. Разрез на южном крыле антиклинали Кацырха, на левом берегу левого притока р. Сандрипш (по С. Г. Букия)

В западной части исследованного района южное крыло складки опрокинута на юг и местами разорвано флексуором разнo по линии надвига Дзыхра (рис. 11).

Разрыв Дзыхра Б

Разрыв Дзыхра тянется параллельно оси антиклинали Кацырха. Максимальную амплитуду он имеет на водораздельной части между рр. Псоу и Пхиста, севернее сел. Михельрипш, где осадки порфиритовой свиты байоса тектонически контактируют с мергелями палеоцена и датского яруса; к западу и востоку от этого места, под надвигом выходят сильно перемятые слои верхнего мела, а в надвинутой части—массивные известняки верхней юры.

Дальше на восток в пределах исследуемого района этот разрыв прослеживается по границе верхней юры и порфиритовой свиты байоса и, не пересекая правого притока р. Сандрипш, затухает.

Синклиналь Сандрипш 3 и антиклиналь Гега 4

На северном склоне массива Арабика, между верховий р. Сандрипш и устьем р. Юпшары, в основном на правом склоне долины р. Геги, среди верхнеюрских известняков хорошо выражены одна синклинальная и одна антиклинальная складки.

Оси их вытянуты почти в широтном направлении. Только на участке между рр. Гега и Юпшара замечен резкий поворот в юго-восточном направлении. Складки эти имеют вторичный характер. На западе, не пересекая р. Сандрипш, затухают, переходят в моноклинали южного крыла Кацырхинской антиклинали 2.

На юго-востоке, в бассейне р. Юпшара, обе складки, по видимому, также затухают.

Ядро синклинали Сандрипш сложено тонкослоистыми, зернистыми известняками кимериджа, а антиклинали Гега-толстослоистыми, доломитизированными известняками лузитана.

Северное крыло антиклинали падает полого, а южное — круто и местами опрокинута на юг.

В верховьях р. Жове-Квара, к северу от г. Арабика среди верхне-юрских известняков проходит сильно сжатая, местами опрокинутая синклиналь.

У её оси обнажаются толстослоистые доломитизированные известняки лузитана. Ось прослеживается здесь на три-четыре километра.



Юго-восточным продолжением этой складки является вероятно синклиналь, фиксируемая ниже слияния Юпшара и Гега также среди верхнеюрских известняков.

Антиклиналь Арабика 8

На самой вершине г. Арабика фиксируется прекрасно выраженная антиклинальная складка. Ось её простирается здесь с юго-востока на северо-запад. В ядре складки обнажаются тонкослоистые, зернистые известняки кимериджа.

Южное крыло антиклинали сильно смято и здесь выделяются одна широкая синклинальная и одна узкая, крутопоставленная антиклинальная вторичные складки.

На запад ось антиклинали скрывается под меловыми осадками южного крыла синклинали Богорупшта.

Здесь прекрасно видно несовпадение осей складок меловых и домеловых структур. Например: оси антиклинали Берчиль 7 и оси антиклинали Арабика 8; оси синклинали Кужбаяшта 5 и оси синклинали Богорупшта 6.

Сильно развитая мелкая вторичная складчатость на южном крыле антиклинали Арабика в слоях верхней юры на левом берегу Жове-Квара, не отражается в нижнемеловых слоях на правом берегу Жове-Квара, на южном крыле антиклинали Берчиль, несмотря на то, что верхне-юрские известняки согласно, без углового несогласия, покрываются слоями нижнего мела и где в контакте выделяется брахиоподовый горизонт низов валанжина.

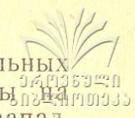
Разрыв Юпшара Г

На восточном склоне массива Арабика описывается разрыв Юпшара, который по С. Г. Букия (1953 г.) можно считать западным продолжением разрыва Бзыби, хорошо фиксирующегося по всему прилегающему с востока району.

Разрыв Юпшара к северо-западу затухает среди верхнеюрских известняков, не пересекая водораздела между рр. Жове-Квара и Гега. Он хорошо фиксируется по р. Гега, на её левом берегу, в 2-х км выше её устья, где крутопадающие слои кимериджа взброшены на пологопадающие известняки титона северного крыла антиклинали Арабика.

Зона послемеловых структур

Описываемая зона в пределах массива Арабика охватывает низовья рр. Сандриш и Жеопсе, а также среднее течение р. Жове-Квара и частично р. Бзыби.



Зона включает ряд антиклинальных и синклиналиных складок. Складки асимметричны, а местами опрокинуты на юг (рис. 12). Направлены они с юго-востока на северо-запад. Плоскости надвигов также падают на север — надвигание масс шло с севера на юг. На самом южном крае зоны, на Черноморском побережье заметно перемещение масс при складкообразовании с юга на север. Изогнутые оси их выпуклостью обращены на север. Направление осей складок близко к широтному.

Антиклиналь Берчиль 7

На водораздельной части хр. Берчиль и г. Ачмарда, а также по р.р. Сандрипш и Жеопсе, в нижнемеловых осадках прекрасно выражена антиклиналь. Ось её на этом участке простирается почти в широтном направлении. Складка на запад погружается и проходит в верхнемеловых и палеоценовых осадках. Перегиб антиклинали хорошо фиксируется и на западе по р.р. Пхиста, Псоу и Мзымта. В этом районе ось складки принимает направление с юго-востока на северо-запад. За пределами нашего района, на правом берегу р. Мзымты, антиклиналь погружается в слои мечадырской свиты олигоцена. Складка асимметрична, её северное крыло падает под углом 30—40°, а южное поставлено круто и местами даже опрокинато на юг.

Разрыв Манахлуг В

По р. Сандрипш, на правом её берегу, среди нижнемеловых известняков проходит разрыв Монахлуг сбросо-сдвигового характера. Сдвинута северное крыло, в результате чего по р. Сандрипш можно наблюдать как битуминозные известняки и мергелистые известняки валанжина по простиранию упираются в известняки готерива. Вдоль линии сдвига наблюдается зона смятия — тектоническая брекчия мощностью в 15—20 м.

Линия разрыва простирается с юго-запад на северо-восток и разрывает ось антиклинали Берчиль. Разрыв, по-видимому, небольшой амплитуды, т. к. на юго-западе в районе сел. Ачмарда и на северо-востоке — на северном склоне г. Берчиль он не фиксируется.

Синклиналь Ачмарда 9

На водоразделе между рр. Жове-Квара и Сандрипш (хр. Люкивоху) и на водоразделе между р.р. Жове-Квара и Гега, среди верхнемеловых известняков хорошо выражена синклиналь, северное крыло которой падает круто, а местами опрокинато на юг и сильно смято. Южное крыло падает под углом 20—25°.

Юго-восточное продолжение синклинали хорошо фиксируется также по р. Бзыби, к северо-востоку от Голубого озера, а также на водоразделе г. Амжуляра.

Здесь ось синклинали проходит в нижнемеловых известняках, а к западу протягивается через сел. Ачмарда в альбских мергелях, где осевая часть складки сильно смята и развит ряд мелких вторичных складок (рис. 12). Дальше, на запад,



Рис. 12. Разрез на водоразделе между реками Жеопсе и Сандрипш, к северу от г. Ачмарда (по С. Г. Букия)

складка погружается в верхнемеловые слои и в бассейнах р.р. Жеопсе, Мехадыр, Лапста и Псоу проходит в Мехадырских слоях олигоцена.

Ось синклинали прослеживается через весь изученный район с юго-востока на северо-запад.

Антиклиналь Хашупсе 10, Синклиналь Ковалевское 11, антиклиналь Чигирипш 12, синклиналь Заречка 14 и антиклиналь Анахомста 15.

К югу от синклинали Ачмарда, вплоть до Черного моря, в бассейнах рек Мехадыр, Хашупсе, Холодная речка, Анахомста и Чигирипш, в слоях нижнего мела фиксируется крупное антиклинальное поднятие типа сундучной складки, состоящее из 5 пологих неглубоких складок, — трех антиклинальных — Хашупсе 10, Чигирипш 12 и Анахомста 15 и двух синклинальных — Ковалевское 11 и Заречка 14.

Направление осей складок, расположенных южнее антиклинали Хашупсе 10, приближается к широтному, в средней части они несколько изгибаются к югу, образуя небольшую дугу, выпуклостью обращенную на север.

Дальше, к западу, на правобережье р. Хашупсе они быстро погружаются в слои верхнего мела и палеогена.



Антиклиналь Хашупсе 10 направлена с юго-востока на северо-запад; в районе левобережья р. Хашупсе она несколько изогнута, причем выпуклость дуги обращена к югу.

Северное крыло антиклинали Хашупсе и южное крыло антиклинали Анахомста падают круто, под $< 40-50^\circ$.

Антиклиналь Хашупсе, в отличие от других вышеописанных складок, прослеживается далеко на северо-запад, вплоть до р. Ланста в районе сел. Сулево, в слоях сенона, палеоцена и датского яруса.

Разрыв Калдахвара Е

В. И. Курочкин (1939 г.) в окрестностях с. Калдахвара проводит разрыв взбросового характера с амплитудой до 3000 м между сенон-туронскими известняками и дискоциклиновыми известняками эоцена.

Г. Е. Гуджабидзе (1952 г.) отвергает наличие разрыва, а контакт расшифровывает трансгрессивным залеганием эоценовых пород на меловые отложения.

По наблюдениям Г. Т. Чхайдзе [1967] подтверждается наличие разрыва; он же отмечает, что этого мнения и Г. М. Арешидзе.

С. Г. Букия (1951 г., 1952 г.) придерживается этого же мнения, а Е. К. Вахания (1937 г.) оспаривает это положение.

По данным М. С. Эрстави [1959] здесь имеется краевая складчатость, с небольшим надвиганием с юга на север.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Эта часть главы III написана в основном по работам В. П. Ренгартена [1931, 1937, 1941], Н. Б. Вассоевича [1934], Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили (1937 г.), В. И. Курочкина (1938 г., 1939 г.), И. Р. Кахадзе [1947], Г. С. Дзоценидзе [1948], С. Г. Букия (1953 г.), П. Д. Гамкрелидзе [1951, 1957, 1960] и др.

Во время интенсивной каледонской орогении сформировалась обширная Закавказская геосинклиналь, геосинклиналь Главного Кавказского хребта и обособилась геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа.

Позднегерцинские фазы были интенсивными в Грузии и сыграли немалую роль в окончательном формировании доюрских структурных ярусов. В это время полностью оформилась единая крупная Закавказская плита и геосинклиналь Главного хребта Большого Кавказа в виде достаточно консолидированных массивов и расположенная между ними геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа. К этому времени геосинклиналь

уже была отделена глубинным разломом от геосинклинали Южного склона.

Отсутствие верхнепалеозойских и триасовых отложений в Абхазии по С. Г. Букия (1953 г.) свидетельствует о существовании крупной регрессии моря в предъюрское время и о перерыве в отложениях, связанных, вероятно, с древнекиммерийской фазой орогенеза.

Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа в предюрскую эпоху, по-видимому, непосредственно соединялась с геосинклиналью Горного Крыма, на что указывает большое сходство отложений сланцевого лейаса из дизской серии с таврической формацией. В последней, кроме фаунистически охарактеризованного триаса и перми, отмечаются известняки (по рекам Салгир и Бодрак), с фауной нижнего карбона. Таким образом, допускается существование в данной эпохе единой Крымско-Кавказской геосинклинали.

В геосинклинали Южного склона в течение нижнего и среднего лейаса отлагалась мощная (1000—1500 м) глинисто-сланцевая формация, в которой подчиненную роль играли песчаники.

В верхнем лейасе море мелеет и в осевой части Главного Кавказа узкой полосой от Абхазии до Мамисонского перевала выступает суша. Фациально здесь уже развиваются песчаники и глинистые сланцы, причем преобладают первые. Местами (Западная Абхазия), в верхних горизонтах отложений появляется крупнозернистый материал, а местами (Восточная Абхазия и Сванетия) — линзы известняков и конгломераты. Известняки отлагались в сводах антиклиналей, куда терригенный материал не достигал.

Донецкая фаза слабо выражена в Южном склоне, но все-таки здесь наблюдается появление пачек микроконгломератов в песчано-глинистых отложениях верхнего лейаса. Согласно С. Г. Букия (1953 г.) в Абхазии и Сванетии часто наблюдается несогласное залегание байоса близ сводов антиклиналей. Однако донецкая фаза была относительно слабой и не вызвала каких-либо важных геотектонических изменений.

В начале байосского века происходит интенсивное погружение геосинклинали Южного склона; в опускание вовлекаются Грузинская глыба и кордильеры, образовавшиеся к концу нижней юры.

Анализ мощностей байосских отложений дает ясную картину расположения и очертания как геосинклинали Южного склона, так и других геотектонических единиц Грузии. В частности, видно, что наибольшее погружение Южного склона наблюдается в ее нижней части, в полосе, примыкающей к Грузинской глыбе, где и предполагается [Кахадзе, 1947, Дзоце-

нидзе, 1948] наличие глубинных разломов, по которым происходили вулканические извержения.



В верхнем байосе погружение и вулканическая деятельность постепенно ослабевают; в верхней части порфиритовой свиты появляется терригенный материал, часто аркозового характера, количество которого увеличивается кверху. В результате положительных движений значительные участки становятся областями денудации.

Грандиозная батская регрессия, начавшаяся еще в верхнем байосе, была связана с предкелловейской — батской орогенической фазой — одной из самой крупных в геологической истории Грузии. С этой орофазой связано, помимо образования регрессивных отложений батского возраста в Окрибе, Мегрелии и Абхазии, общая регрессия и складкообразование — развитие древних структур и образование новых на Грузической и Артвинско-Болнисской глыбах и в геосинклинали Южного склона и, что самое важное, разделение геосинклинали Южного склона на два бассейна. В это же время образовалась крупная полоса кордильер вдоль южного края геосинклинали, начинающаяся в Западной Абхазии (хребет Кацирха) и тянущаяся на восток до Цив-Гомборского хребта включительно.

Батская фаза вызвала крупные перемены палеогеографического характера на всем Кавказе. Она сыграла значительную роль в консолидации подзоны порфиритовой юры Гагрско-Джавской зоны [Кахадзе, 1947, Гамкрелидзе, 1951, 1957].

В течение верхней юры в пределах Южного склона Большого Кавказа шло накопление терригенно-карбонатного флиша, продолжавшее в большей части бассейна без перерыва среднеюрскую седиментацию [Кахадзе, 1947]. Здесь существовали отделенные друг от друга батской складчатостью два флишевых бассейна: Западный, охватывавший Северо-Западную Абхазию и располагавшийся большей частью за пределами Грузии, и Восточный, простиравшийся от Верхней Сванетии на восток непрерывной полосой до восточной границы республики и также уходящий за ее пределы. К югу от этих бассейнов располагались заливы моря: на западе — Абхазский и на востоке — Рачинский.

Восходящие движения, предворяющие андийскую фазу складчатости, привели к образованию барьерного, главным образом кораллогенного рифа в зоне кордильер.

Рифообразование, начавшееся в нижнем лужитане, продолжалось в течение кимериджа и местами также титона. В геосинклинали с андийской фазой было связано лишь возрождение кордильер, приведшее к образованию конгломератов и брекчий в флишевых отложениях. В Гагрско-Джавской зоне в



титоне также наблюдаются признаки омельения (брекчиевидные известняки), связанные с андийской орофазой.

Андийская фаза слабее батской, но сильнее последующей, австрийской. В большей части Местийско-Тианетской зоны и в Западной Абхазии она выражена очень слабо, и здесь выделение связанного с ней структурного яруса наталкивается на трудности. В значительной части Гагрско-Джавской зоны этому подъярису соответствует только кимериджская лагунно-континентальная пестроцветная свита.

С началом валанжина совпадает начало трансгрессии. Море наступает из Западно-Абхазского и Местийско-Тианетского бассейнов на юго-восток и покрывает Гагрско-Джавскую зону. В валанжине в Местийско-Тианетской зоне отлагается мощный карбонатный флиш. В Гагрско-Джавской зоне и на Грузинской глыбе, в районах трансгрессивного залегания валанжина, отлагались базальные терригенные образования, сменяющиеся выше карбонатными осадками.

Сменяющие базальную терригенную пачку карбонатные осадки—известняки и доломиты отлагались в мелководном теплом бассейне, на что указывает как их литологический состав, так и фауна, состоящая из толстостенных гастропод и двустворчатых и, реже, из брахиопод.

Очертания моря в готериве были приблизительно такими же, что и в предыдущем веке. Местами (в Западной Абхазии) наблюдается незначительное углубление моря, выразившееся в смене известняков с экзогировыми известняками с редкими головоногими. Гагрско-Джавская зона и Грузинская глыба остаются покрытыми мелким теплым морем. Широкое распространение доломитов и доломитизированных известняков в валанжине и готериве этих районов скорее всего объясняется диagenезом карбонатного ила на дне теплого мелкого моря. Трудно допустить осаждение первичных доломитов в лагунных условиях в этих районах; этому предположению противоречат палеогеографические данные, указывающие на наличие моря, а не лагун во время образования доломитов.

В барреме пределы моря расширились; в некоторых районах Гагрско-Джавской зоны замечается углубление моря, выразившееся в появлении пелагической фации пелитоморфных известняков с головоногими (Западная Абхазия). Местами эта фация появляется уже в готериве (Гагра).

В Центральной Абхазии и на Грузинской глыбе в барреме отлагается мелководная фация органогенных известняков ургона. Между пелагической и ургонской фациями распространена смешанная фация, в которой часть баррема представлена ургонскими известняками, а верхний горизонт — пелитоморфными известняками с фауной экзогир и часто с кремневыми

стяжениями; местами в этом горизонте встречаются редкие довоногие.

Подобное распространение фации баррема показывает, что в Западной Абхазии и на северном крыле Рачинско-лечхумской синклинали выделялись сравнительно глубоководные участки, остальная же часть Гагрско-Джавской зоны и Грузинская глыба были покрыты мелким морем. Незначительная мощность мелководных отложений баррема Центральной Абхазии указывает на тенденцию поднятия в этом районе.

В апте наблюдается углубление моря на Грузинской глыбе и в большей части Гагрско-Джавской зоны, приведшее приблизительно к одинаковым условиям в этих районах и на выривавшихся ранее (в барреме) участках распространения пелагических фаций. Везде здесь отлагались мергели и известняки мощностью до 15—40 м, с разнообразной фауной.

В альбе очертания моря были по-видимому теми же, что и в апте, но осадкообразование становится карбонатно-терригенным.

В сеномане в пределах Гагрско-Джавской зоны преобладает глубоководная мергелисто-глинистая фация, которая в Западной Абхазии замещается мергелисто-туфогенной. В это время значительными мощностями выделяется южное крыло Рачинско-Лечхумской синклинали и Западно-Абхазская впадина.

Нижний турон в Гагрско-Джавской зоне является веком трансгрессии. В это время отлагались главным образом мелководные слоистые криптозернистые известняки с красными кремнями. Отложения отличаются малыми мощностями (10—30 м).

В верхний турон и коньяк в этой зоне распространена мелководная фация слоистых, розовых, красных и белых известняков с красными кремнями и иноцерамами. Они везде согласно залегают между нижним туроном и сантоном.

В начале сантона на большей части территории Грузии устанавливаются однообразные условия осадконакопления и отлагаются литографские известняки (более глубоководные).

В распределении мощностей сантонско-маастрихтских отложений замечается определенная закономерность. На Грузинской глыбе мощности небольшие — до 180 м; в Гагрско-Джавской зоне они увеличиваются до 300 м.

Датский ярус везде согласно следует за маастрихтом и представлен более мелководными регрессивными фациями. В Гагрско-Джавской зоне развита фация слоистых кристаллических и мягких известняков с редкими ежами и грифеями.

Ларамийская орофаза необычайно четко выражена в Грузии, как и во всем альпийском орогене. В это время оформилась меловой структурный подъярус. В Западной Грузии в тече-

ние этого времени происходило накопление известняков и мергелей.



Трансгрессия, начатая в палеоцене, достигает своего максимума в нижней половине среднего эоцена. Крупные складкообразовательные движения имели место перед верхним эоценом и перед олигоценом. В конце среднего эоцена определенно наблюдается регрессия, с образованием регрессивных отложений, за которой следует трансгрессия верхнего эоцена. Верхнемеловые, регрессивные, глубозернистые образования известны в ущельях рек Псоу и Бзыби (свита Мехадири).

После широко выраженной верхнеэоценовой регрессии наступление олигоценовой эпохи совпадает с началом новой трансгрессии. Палеогеографическая обстановка в среднем и верхнем олигоцене мало чем отличается от обстановки нижнего олигоцена.

Предсреднемиоценовая (штирийская) орофаза после батской фазы является наиболее сильной в Грузии. Она вызывает очень важные изменения в палеогеографической и геотектонической обстановке. Геосинклинали Южного склона Большого Кавказа уже целиком выходит из стадии погружения и превращается в горную систему.

Олигоцен и нижний миоцен слагают самостоятельный структурный подъярус как в Грузии, так и на Кавказе вообще.

К чокракскому времени в главных чертах уже зародилась современная гидрографическая сеть.

С наступлением среднего миоцена совпадает проявление наиболее сильной штирийской орофазы, вызвавшей крупные палеогеографические перемены на всей территории Грузии.

С чокракского периода исследуемая территория окончательно вступает в континентальную фазу и дальнейшие трансгрессии, имеющие место на территории Абхазии и Колхиды, не находят отражения в пределах исследуемого района.

ГЛАВА IV

ГЕОМОРФОЛОГИЯ МАССИВА АРАБИКА

По И. К. Зайцеву [1940], геоморфологические условия, в сочетании с тектоникой, часто имеют решающее значение в определении глубины циркуляции подземных вод в карстующихся породах, чем подчеркнута огромная роль геоморфологического строения района в развитии карстового процесса. Роль геоморфологического строения в развитии карста особенно сильно проявляется в горных районах. По этому поводу Б. Н. Иванов [1961а] на примерах горных районов: Крыма, Кавказа и Карпат отмечает, что карст горных стран подчиняется в генетичес-



ком смысле закономерностям региональным геоморфологическим.

Облик современного рельефа территории Грузии представляет собой результат сложных, многообразных и длительных деформаций земной коры с одновременным воздействием внешнединамических процессов. Южный склон и гребневая область Главного Кавказского хребта по своей структуре в северной полосе представляет собой горст-антиклинальное поднятие древнего кристаллического ядра, образовавшего наиболее высокую водораздельную часть горной системы с нивально-ледниковыми хребтами. Южнее протягивается полоса продольных и кулисообразно расположенных хребтов с эрозионным и эрозионно-ледниковыми хребтами. Передовые горные барьеры образуют на западе почти непрерывную полосу известняковых хребтов и массивов с мощным развитием карста как в высокогорной, так и в среднегорной зонах [Атлас ГССР, 1964].

Общую геоморфологическую характеристику Грузинской ССР дает А. Н. Джавахишвили [1947], с выделением отдельных типов рельефа и указанием районов их распространения. По этой схеме, исследуемая территория относится к зонам горной системы Большого Кавказа и межгорных низин, в которых Джавахишвили выделил среднегорные области и приморские низины с характерными для них типами рельефа.

Массив Арабика находится в пределах Южного склона Главного Кавказского хребта, который разделяется широтным понижением на 2 орографические единицы: северную — Главный водораздельный хребет Б. Кавказа и южную — Область Южных Передовых Нагорий. В свою очередь, вторая единица расчленена на 3 составные части:

1. Абхазско-Сванетское нагорье, расположенное между долинами рр. Ингури и Кодори.
2. Абхазское нагорье, ограниченное р.р. Кодори и Бзыби.
3. Гагрское нагорье, между долинами рр. Бзыби и Мзымта.

Массив Арабика является основной единицей Гагрского нагорья. С. Г. Букия (1953 г.), основываясь на геолого-литологическом и геоморфологическом принципе, в пределах высокогорной части исследуемого нами района выделяет следующие типы рельефа:

1. Высокогорный, скульптурно-тектонический эрозионный рельеф, развитый на складчатом основании вулканогенной свиты байоса и гранодиоритов юры;
2. Высокогорный, эрозионный, скульптурно-тектонический, карстовый рельеф, развитый на складчатом основании карбонатных толщ верхней юры и мела;

3. Высокогорный, скульптурно-эрозионный рельеф, развитый на складчатом основании мергелисто-глинистой толщи нижнего мела (апт-альб).

Более детальная характеристика геоморфологии исследуемого района дана в работе Ш. Я. Кипиани [1959]. Указанный автор, принимая во внимание роль и значение факторов и процессов геоморфогенеза в развитии рельефа, а также морфографическую особенность района, современный орографический план и гипсометрическое развитие, выделяет следующие типы рельефа:

1. Приморско-равнинный, сильно расчлененный рельеф, выработанный на плоскоскладчатой структуре, в зоне распространения третичных песчаников, глин и мергелей;

2. Среднегорный, сложно-складчатый (складчато-глыбовый) рельеф, с глубокими, каньонообразными ущельями, скалистыми и выравненными участками на гребнях и склонах и морскими террасами в нижней зоне, выработанный на меловом известняковом субстрате;

3. Высокогорный, глыбово-складчатый рельеф известняковых массивов, с карстово-экзарационными формами, развитый на верхнеюрском и, частично, меловом известняковом субстрате.

4. Высокогорный, глыбово-складчатый, суровый рельеф с вулканическими скалистыми массивами и ледниково-экзарационными формами, выработанный на байосском туфопорфировом субстрате.

Ниже даем раздельное описание следующих генетических комплексов рельефа: литогенного, тектогенного, эрозионного, аккумулятивного, гляциального и морского.

ЛИТОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Облик современного рельефа массива Арабика определяется его литологическим строением. В первую очередь это относится к столь мощному рельефообразующему фактору, как карст, который в течение всего четвертичного периода и более отдаленных эпох господствовал почти на всей территории массива там, где поверхность его слагается карбонатными породами.

Главным фактором карстообразования принято считать наличие карстующихся пород. Литологические особенности сыграли определенную роль и в сохранении тектогенных форм рельефа, а также в распространении конусов выноса и озерных отложений, придавая орографической схеме специфические очертания, а также определяя возникновение широких трогов во время вюрмского оледенения.

Как было сказано выше, развитие карстовых форм рельефа определяется литологическим характером слагающих пород. Таким образом, карст на массиве Арабика можно считать главным образом литогенным образованием. Разумеется, наличие высоких темпов воздымания и обильных атмосферных осадков в течение всего неоген-четвертичного периода усилило карстовый процесс, который оттеснил ареал эрозии, но в свою очередь, ввиду образования ледникового покрова, несколько раз испытал замедление темпов карстования.

Слагающие массив Арабику горные породы можно расчленить на некарстующиеся и карстующиеся горизонты. Базисом карстования для данного массива является порфиритовая свита байоса. В стратиграфической колонке выше следуют мергелистые известняки и известняки лузитана, кимериджа и титона, которые подвержены интенсивному карстованию; а вышележащие нижненеокомские тонкослоистые доломитизированные известняки с прослоями песчаников карстуются частично. Мощная толща барремских известняков является основным ареалом распространения карстовых процессов. Следующие за ним альбские мергели и глины, как и свита сеноманских мергелей и песчаников, водоупорны. Выше следуют турон-сенон-датские, в основном известняки, которые также подвержены карстованию.

Наличие водоупорных горизонтов между карстующимися породами обуславливает наличие горизонтов подвешенных вод, но в целом, разгрузка карстовых вод происходит на периферии массива, в его нижней части, что обусловлено наличием тектонической деформации в виде сильно сжатых складок и разломов в этих породах.

Поверхность массива в основном слагается карстующимися породами, поэтому массив Арабика принято называть карстовым. Однако различные стратиграфические горизонты карстуются не одинаково; наиболее интенсивно подвержены карстованию барремские толстослоистые известняки и верхнеюрские карбонатные толщи. Последняя свита податлива деструктивным процессам, особенно физическому выветриванию в высокогорной части массива. В этой зоне гребни водоразделов более расчленены, а их склоны часто покрыты сплошными покровами — шлейфами, а толстослоистые барремские известняки на поверхности массива больше сохранили первичный структурный характер; гребни их плоские и почти не расчлененные, а склоны пологи, рельеф более спокойный.

В области гляциального рельефа исследуемого р-на можно отметить более глубокий врез троговых долин в юрских известняках, чем в меловых. Разрушение и смыв экзарацией происходили более интенсивно в тонкослоистых породах верхней юры,

чем в толстослоистых известняках баррема. Моренные отложения почти в целом смылись из регионов, сложенных юрскими известняками, ввиду их более рыхлого состава, а в барремских известняках в конце троговых долин сохранились фрагменты моренных гряд, сложенных из более крупных валунов.

Ввиду большого распространения карстующихся пород по всей территории массива Арабика, поверхностный сток неизвестен. Имеющиеся речные долины, радиально расходящиеся с центральной части массива по всем направлениям, в основном маловодны или же представлены суходолами. Из-за отсутствия поверхностного стока склоны их слабо развиваются, поэтому долины приобретают вид каньонов, являющихся характерными для данной территории.

Близость к морю, высокие гипсометрические показатели, наличие карстующихся пород, сильно сжатых складок и трещиноватости, обилие атмосферных осадков создали благоприятные условия для формирования типичного карстового ландшафта. Более детально карстовые формы рельефа будут описаны в специальной главе.

ТЕКТОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Массив Арабика является составной частью Гагрского хребта, расположенной между бассейнами рек Мзымта и Бзыби. Этот хребет ответвляется от главного водораздельного хребта западнее г. Аджара (2837 м) и своим южным концом упирается в побережье Черного моря в районе города Гагра. В целом хребет имеет юго-западное направление. Гагрский хребет является аструктурной орографической единицей. В целом она выработана поперек тектонических структур общекавказского направления. Глубокие эрозийные ущелья Бзыби и Мзымта смоделировали этот хребет в полном несоответствии с тектоническими структурами. Тем временем, Гагрский хребет состоит из трех взаимопараллельных хребтов, направления которых уже совпадают с тектоническими линиями. Они разделены структурными впадинами, занятыми верховьями рек Бзыби и Мзымта, а также долинами их крупных притоков и долинами самостоятельных притоков Черного моря. Таким образом, гребневая часть Гагрского хребта испытывает большое колебание относительных высот.

Вскоре же после ответвления от Главного хребта гребень его снижается до высоты 2100 м в р-не Сухумского перевала. Западнее, высота г. Агепста достигает 3260 м, а еще западнее гребень снижается до 2000 м и сразу же воздымается до высоты 2736 м в р-не г. Ах-Аг. Южнее гребень снова понижается до 2000 м, а еще южнее, на участке между вершина-

ми пика Спелеологов и г. Арабика достигает 2600—2700 м. Южнее этих вершин хребет до урочища Чамхона снова понижается до 1800 м, сохраняя эту абсолютную отметку до г. Мамдзышха. Эти колебания высот гребня Гагрского хребта в основном обуславливаются структурными особенностями хребта, и, в первую очередь, блоковыми движениями кайнозойского возраста.

Массив Арабика резко отличается от всех остальных карстовых массивов Западной Грузии своим аструктурным рельефом, характеризующимся в основном несовпадением тектонических структур с направлениями форм рельефа. На некоторых массивах Зап. Грузии не только общая форма массива, но и даже его карстовые микроформы являются структурными. Например, карстовые поля на известняковых массивах Цебельды, Охачкуе, Асхи, Рачинского хребта и др. расположены на днищах синклинальных складок. Вызвано это максимальным превышением массива от ур. моря по сравнению с остальными карстовыми массивами (Пик Спелеологов является самой высокой известняковой горой в пределах карстовой полосы Западной Грузии). Это обусловило первоначальное эрозионное расчленение первичного структурного рельефа массива, а затем высокогорные части массива попадают в зону четвертичных оледенений, и вюрмские ледники долинного типа еще более изменили его первичный структурный рельеф.

Большая крутизна почти всех склонов массива вызвала его радиальное эрозионное расчленение, что хотя и не повсюду деформировало структурные контрфорсы этого горного узла, но во многих местах вызвало его расчленение каньонами. Орографическая схема массива Арабика состоит из двух горных хребтов, имеющих короткие ответвления с обеих сторон и соединяющихся между собой севернее вершин пика Спелеологов и Арабика в районе Безымянной горы с абсолютной отметкой 2560 м. От этой вершины к югу и юго-западу постепенно расходятся хребты: Мамдзышха (восточнее) и Берчиль (Западнее); между ними выработана долина реки Жове-Квара. Эти хребты севернее параллели г. Арабика, на расстоянии 3 км, выработаны древней эрозией и вюрмскими ледниками поперек тектонических структур (рис. 13). На этом коротком участке, перпендикулярно к гребням этих хребтов проходят оси синклиналей: Сандрипш, Кужба-Яшта, и антиклиналей Гега и Арабика. Сама г. Арабика часть одноименной антиклинали. Такая же ситуация сохраняется почти на всем протяжении хр. Мамдзышха. Оси синклинальных складок Ачмарда и др. проходят перпендикулярно по направлению к гребню этого хребта. Это обстоятельство обусловлено заложением и врезом долины транзитной крупной реки Бзыби к востоку хребта и долиной одной из са-



Рис. 13. Небольшие хребты севернее г. Арабика, выработанные эрозией и люрмскими ледниками поперек тектонических структур (фото автора)

мых крупных рек массива Арабика — Жове-Квара, на западном его склоне.

Гребень второй орографической единицы массива Арабика — Берчильского хребта, более извилист и к юго-западу параллели г. Арабика в основном является структурным. В высокогорной зоне гребень следует вдоль Берчильской антиклинали, где и назван Берчильским хребтом и принимает субширотное направление, а западнее изгибается к югу, и на расстоянии 3—4 км снова представляется аструктурным. Этот участок называется хребтом Люкивоку, у южного конца которого хребет снова изгибается к западу, принимая субширотное направление и следуя вдоль антиклинали Хашупсе. Этот участок хребта называется хребтом Зырху, южный склон которого в р-не Гантиади круто обрывается в море.

Аналогичное отношение к тектоническим структурам обнаруживают и речные долины. Долины рек: Жове-Квара, Гагрипш и Холодной речки, Анахомсты, Чигирипш, выработаны поперек тектонических структур, также как antecedentный участок долины р. Бзыби ниже слияния с ней р. Геги. Долина р. Сандрипш, в своем нижнем течении следует вдоль структур (вдоль оси синклинали Хашупсе), в среднем течении пересекает структуры, а в верхнем течении ее притоки заложены вдоль синклинальных складок Богорупшта, Сандрипш и др.

Тектонические структуры массива Арабика обнаруживают сильное воздействие на карстовые процессы в пределах исследуемого р-на, в частности, роль тектонических структур велика в формировании гидрогеологических бассейнов. Этот вопрос будет рассмотрен в специальной главе.

ЭРОЗИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Моделирование мезоформ известнякового массива Арабика, как и в целом Гагрского хребта, обусловлено эрозией крупных рек. Гагрский хребет занимает территорию между эрозионными долинами Бзыби (и его правыми притоками Гега, Юпшара, Лашипсе) и Мзимта. Южная оконечность этого хребта, массив Арабика, выработана между долинами Бзыби и ее правого притока Гега с восточной стороны, и Хашупсе с притоками Жеопсе и Сандрипш с западной стороны.

Если в целом Гагрский хр. выработан в основном эрозией в процессе его блоково-сводового поднятия в течение неоген-четвертичного периода, в моделировании массива Арабика эрозия хотя и сыграла основную роль в формировании его крупных очертаний, но наряду с этим, в этой части хребта интенсивно проявились тектонические разнонаправленные движения и морская абразия.



Юго-западный склон массива между устьями Бзыби и Гегы сформирован в основном выработанным абразией. Высокие отроги в этой зоне непосредственно погружаются в море и срезаются морской абразией; а в северо-западной части массива к нему непосредственно примыкает зона Сочинской депрессии, темпы воздымания которой сильно отставали от соседних районов. Эрозия сравнительно слабо протекала в центральной зоне массива, которая ввиду большого гипометрического уровня, в течение четвертичного периода неоднократно была занята ледниками.

Наконец, большому темпу развития эрозии в пределах массива Арабика в течение всего периода нахождения этой территории в континентальной фазе препятствовали карстовые процессы, которые параллельно с воздыманием массива все более усиливались и постепенно создали условия для преобладания подземного стока над поверхностным.

Несмотря на все выше перечисленные факторы, препятствующих эрозии, все же в настоящее время как мезо, так и микроформы массива смоделированы эрозией, а карстовые, тектогенные, гляциальные, аккумулятивные, морские, носят как бы наложенный характер.

Основной эрозионной формой массива является долина р. Бзыби, а конкретнее, ее антецедентный участок между устьем р. Гега и селением Бзыби. Эта долина разделяет Бзыбский карстовый массив от южной части массива Арабика. Она выработана поперек осей всех тектонических структур и в основном сложена карбонатными породами верхней юры и мела, а в центральной его части, ниже Голубого озера, до колхоза им. Бакрадзе на дне долины обнажаются уже среднеюрские вулканогенные образования (порфиритовая серия байоса). Долина эта имеет форму каньона, особенно в ее крайних частях, а в середине как бы расширяется ввиду выхода некарбонатных толщ. Долина ориентирована с севера на юг в 17 км длиной и склоны ее крутые, особенно в верхней части. Крутизна левого склона в южной части превышает крутизну правого склона, расчлененного долинами незначительных притоков, а в северной части правый склон круче и отвеснее левого склона. Общая глубина этой долины превышает 1700—1900 м.

С востока и северо-востока массив Арабика отделен от небольших известняковых массивов Рихва и Пшегишха глубоко-врезанным каньоном правого притока р. Бзыби — р. Гега. Между устьем этой реки и устьем его левого притока Юшары расположена долина длиной не более 5 км. Она представлена в виде глубокого каньона, с отвесными, почти вертикальными склонами с обеих сторон. Высота отдельных скальных участков склонов превышает 300—400 м; ширина долины не

более 1 км, а в некоторых местах она суживается до нескольких десятков метров.

Так же, как и долина Бзыби, и этот участок долины Гега является antecedентным. Река Гега как здесь, так и выше по своему течению под острым углом пересекает тектонические структуры. Выше устья р. Юпшары, пойма р. Гега на коротком расстоянии поднимается высоко, образуя каскады водопадов и пороги.

До урочища Черкесская Поляна долина р. Гега в нескольких местах суживается, образуя ярковыраженные теснины. Между теснинами пойма долины расширяется и на ней выработаны террасовые поверхности. Оба склона долины на этих участках также крутонаклонные и характеризуются наличием высоких скальных участков, протягивающихся на многие километры вдоль простираения обоих склонов. Скальные участки превалируют в нижней части левого склона, образуя крутой пьедестал массива Пшегишха, а на правом склоне скалы в основном сосредоточены в верхней его части, откуда низвергаются мощные водопады, являющиеся зоной разгрузки восточной части массива Арабика.

В районе Черкесской поляны и выше, долина р. Гега заметно расширяется. Между мощными отрогами Гагрского хребта — Пшегишхи и Арабики эта часть долины напоминает широкую котловину округлой формы, со всех сторон которой по склонам к ее центральной части стекают многочисленные притоки, образующие в районе уроч. Черкесская Поляна единый поток р. Геги. Склоны долины менее наклонны и сильно расчленены долинами многочисленных притоков.

Эрозионная долина р. Сандрипш выработана в западной части массива. Нижняя часть этой долины отделяет массив Арабика от холмистой зоны предгорья, а верхняя ее часть выработана на южном склоне Гагрского хребта и, хотя в основном сложена карбонатными породами верхней юры и мела, только лишь на отдельных участках имеет форму каньона. Глубина вреза р. Сандрипш в этой части в среднем колеблется между 500—700 м; этот показатель увеличивается в южном направлении, достигая максимума по линии горы Ачмарда (1765 м) и южного конца хр. Берчиль (безымянная гора высотой 1884 м), где глубина долины достигает 1200 м. В этой части долина представлена в виде глубокого каньона, с преобладанием скальных участков на правом склоне. Выше склоны долины постепенно расширяются, становятся менее наклонными, однако долина становится асимметричной, ее правый склон более крутой, но сравнительно низкий, чем левый склон. В верховьях этой долины представлены хорошо сохранившиеся тропы с широкими днищами и почти отвесными склонами.



Ниже каньонного участка долина р. Сандрипш входит в зону холмистого рельефа, однако в северной части этой долина сохраняет на многие километры вид каньона (в районе селений Ачмарда и Менделеево).

У места слияния рек Сандрипш и Жеопсе, снова образуется теснина глубиной в 300 м, при ширине 400—500 м, а ниже этой теснины образованная этими двумя реками долина реки Хашупсе до впадения в море имеет резковыраженную асимметрию с низким, но крутым и почти нерасчлененным правым склоном, и пологим, но высоким и сильно расчлененным левым склоном.

Верховья эрозионных долин рек Сандрипш и Бзыби-Гега, как бы сходятся в районе перевала Сандрипш, отделяющего массив Арабику от центральной и северной частей Гагрского хребта.

Территория между долинами этих рек расчленяется многими самостоятельными притоками Черного моря, среди которых наиболее значительной является река Жове-Квара, долина которой глубоко врезана в южный склон массива Арабика. Длина долины означенной реки более 20 км., и ориентирована она с северо-востока на юго-запад. Верхняя часть этой долины представлена в виде широкого трога, с отсутствием постоянного водотока ввиду его сильной закарстованности; средняя часть долины представляет типичную эрозионную долину с симметричными склонами, характеризующимися одинаковым наклоном и степенью расчленения. Нижняя часть долины Жове-Квара резко суживается, склоны крутые и имеют высокие скальные участки, придающие долине вид каньона.

Между устьями рек Жове-Квара и Хашупсе, на северо-западе, а также на юго-западе между устьями рек Жове-Квара и Бзыби, юго-западный склон массива Арабика расчленен долинами многочисленных самостоятельных притоков Черного моря. Длина этих долин не превышает 5 км, а эрозионный врез р. Гагрипш достигает 900—1000 м; остальные долины врезаны сравнительно слабо. Поэтому продольные профили этих рек круче и своими верховьями расчленяют как бы сохранившийся от полного смыва первичный склон массива.

В пределах массива Арабика можно фиксировать наличие фрагментов некогда единой поверхности выравнивания. Лучше всего фрагменты этой поверхности сохранились южнее горы Арабика на водоразделе рек Бзыби и Жове-Квара-Гагрипш-Цихерва. Водораздел этого отрога составляющего южный конец массива, несет черты выравнивания, особенно хорошо сохранившегося в трех местах: 1 — севернее урочища Шабашха, где длина его достигает 1 км, при ширине 400 м., 2 — в районе ур. Шабашха, где длина ее превышает 1 км, а ширина достигает



ет 900 м.; и 3 — в районе горы Мамдзышха, здесь ее длина 1 км, а ширина 300 м. Все эти фрагменты расположены на абс. высоте 1870 м, и этот уровень срезает смятые в складки меловые известняки; на всех этих фрагментах представлены карстовые воронки, диаметр которых превышает 30 м.

ТЕРРАСЫ

Террасы в долинах рек: Гега, Бзыби и Хашупсе представлены морфологически в несовершенном виде. Отдельные фрагменты встречаются во всех долинах. Однако, число их в одном поперечном профиле не превышает двух; они сильно расчленены и расположены друг от друга на значительных расстояниях. В antecedентной долине реки Бзыби фрагменты террас нередко встречаются на разных уровнях, особенно на его правом склоне, но корелляция этих фрагментов является делом сложным, требующим детальной и длительной полевой работы.

Морские террасы представлены вдоль всего побережья между устьями рек Хашупсе и Бзыби, на разных высотах, но число их до сих пор нельзя считать установленным, так как между отдельными исследователями в этом вопросе имеются серьезные расхождения. Первоисследователь Гагрских террас Б. Ф. Добрынин [1936] выделяет здесь 7 террас. П. В. Федоров [1963] — 2 террасы, а Б. Л. Соловьев [1968]. 6 террас. Мы не можем поддержать взгляды какого-либо из вышеперечисленных авторов, так как специальных исследований морских террас мы не проводили.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

В условиях горного, сильно расчлененного рельефа массива Арабика, аккумулятивные формы рельефа не пользуются широким распространением. Наиболее типичными аккумулятивными формами представлены конусы выноса, расположенные в разных частях массива. В высокогорной зоне конусы выноса покрывают склоны оголенных хребтов, образуя в некоторых случаях сплошные шлейфы. Эти образования сильно сходны с делювиальным чехлом; однако все же можно установить преобладание в их сложении пролювиальных отложений, так как в верхней, пригребневой части склонов имеются расположенные рядом бассейны незначительных размеров, откуда смывается выветрелый материал в период ливневых дождей или снеготаяния и, проходя ниже узкие теснины, у подошвы склонов накапливаются в виде конусов. Часто эти конусы сливаются друг с другом и тогда образуется шлейф. Такие явления мы встречаем в верховьях долины р. Богорупшта, в троговой долине,

на дне которой расположена пропасть Вахушти Багратиони, а также в ущелье Орте-Балаган, в районе пропасти Крубера. Такие образования обуславливают смягчение наклона крутых склонов троговых долин и корытообразная их форма переформируется в V образную форму. Локальные конусы выноса сравнительно незначительных размеров в высокогорной зоне встречаются всюду, главным образом у подошвы крутых склонов троговых долин, а в лесной зоне в более низких частях массива конусы выноса своими размерами превосходят размеры конусов высокогорной зоны, особенно в долине р. Бзыби, а также в долинах рек Сандрипш, Жове-Квара и др.

В высокогорной зоне массива Арабика часто встречаются озерные отложения, но площадь их распространения незначительна, так как эти озера занимали закупоренные карстовые воронки и поэтому радиус их не превышает 10—20 м (в районе урочища Орте-Балаган, 1900 м. н. у. м., в ущелье Гелгелук, на высоте 2100 м, на плато Арабики — 2300 м, вблизи летников Чамхона на высоте 1600 м и т. д.).

Флювиальная аккумуляция образует плоские террасовые поверхности в долинах рр. Бзыби и Сандрипш. Мощность аллювиальных отложений в этих долинах не превышает 5 м, а ширина террасовых плоскостей, сложенных этими отложениями, редко превышает 200—500 м, а в большинстве случаев измеряется несколькими десятками метров.

Морская аккумуляция широко развита в прибрежной зоне массива Арабика. Здесь, на высоких морских террасах морские отложения представлены маломощными пластами, а в некоторых местах эти пласты смыты и местами встречаются лишь отдельные фрагменты морского галечника. На низких морских террасах морские отложения более мощные и образуют широкие, ровные поверхности террас, расчлененных оврагами и долинами мелких рек.

У подошвы массива Арабика, в результате аккумуляции речных и морских наносов в условиях голоценовой трансгрессии моря, образована типичная аккумулятивная форма — дельта реки Бзыби, которая своей морфологической совершенностью стоит рядом с дельтами крупных рек Черноморского бассейна (Кодори, Гумисты, Чорохи и др.). Образование Бзыбской дельты хорошо описано В. П. Зенковичем (1948, 1962). По данным этого автора, вдоль абхазского побережья Черного моря имеет место вдольбереговой поток твердых наносов. Это течение в устьевых частях крупных рек, где постоянно прибывает большое количество твердых наносов, оказывается не может транспортировать весь материал, поэтому большая часть накапливается в устьевой части и этим обуславливается прирост суши и образование дельт. Дельта растет за счет при-



членения к суше постоянно образующих кос. В соответствии с направлением прибрежного течения, косы образуются у мест слияния рек с морем и тянутся на юго-восток. Они сложены в основном речными наносами; а в северной части устья образуется морская бухта, которую заполняют морские течения рыхлыми наносами. В результате такого роста дельты, образуется дельта реки южнее его устья, и причлененная к ней с севера псевдо-дельта; первая сложена речными и морскими отложениями, а вторая только лишь морскими.

ГЛЯЦИАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ

Высокогорная зона массива Арабика подверглась воздействию четвертичного оледенения, следы которого хорошо сохранились в виде гляциальных форм рельефа: троговых долин, цирков, каров, карлингов, боковых и конечных морен, а также бараньих лбов.

Существование гляциальных форм рельефа на территории исследуемого массива отмечали еще Э. А. Мартель [Martel, 1909] и А. А. Крубер [1912]. Однако эти исследователи в основном были заняты изучением карста, а гляциальные формы рельефа упоминали лишь вскользь. Сведения о существовании древних ледников на массиве Арабика встречаются в трудах Ш. Я. Кипиани [1959, 1961]. Д. В. Церетели [1961] указывает на наличие морен в долинах рек Гега (на абс. высоте 1150—1200 м), Жове-Квары (на абс. высоте 1800 м) и Сандрипш (на выс. 1150 м).

Более подробная характеристика древнеледниковых форм рельефа массива Арабика дается в трудах Л. И. Марушвили, З. К. Тинтилозова и Г. З. Чангашвили [1961], а также З. К. Тинтилозова и др. [1965]. Эти авторы указывают на наличие горно-долинных ледников в верхнечетвертичном периоде в наиболее высокой части массива; дают абсолютные отметки языков крупных долинных ледников в максимуме вюрма, а также приводят их краткую морфометрическую характеристику. По данным этих авторов депрессия снеговой границы в вюрме равнялась 600—700 м, и ледники спускались до абсолютных отметок 1800—1900 м.

Ниже нами приводится детальная характеристика гляциальных форм рельефа массива Арабика и на этом основании делается попытка палеогеографических реконструкций исследуемой территории в период максимальной стадии вюрмского оледенения. Гляциальные формы рельефа мы описываем по отдельным речным бассейнам, по направлению хода часовой стрелки, начиная с бассейна реки Сандрипш, занимающего западную часть массива. В верховьях этой реки, многочисленные

ее притоки глубоко врезаются в центральную часть массива и на северном и на западном склонах хр. Берчиль представлены многочисленными цирками, кары и троговые долины. В самой западной, оголенной, безлесной зоне означенного хребта, на его северном склоне, в рельефе представлен слабоврезанный но обширный цирк, нижний конец которого расположен на абсолютной высоте 1740 м; очевидно этот цирк был занят мало-мощным ледником присклонного типа (рис. 14, 15). Восточнее

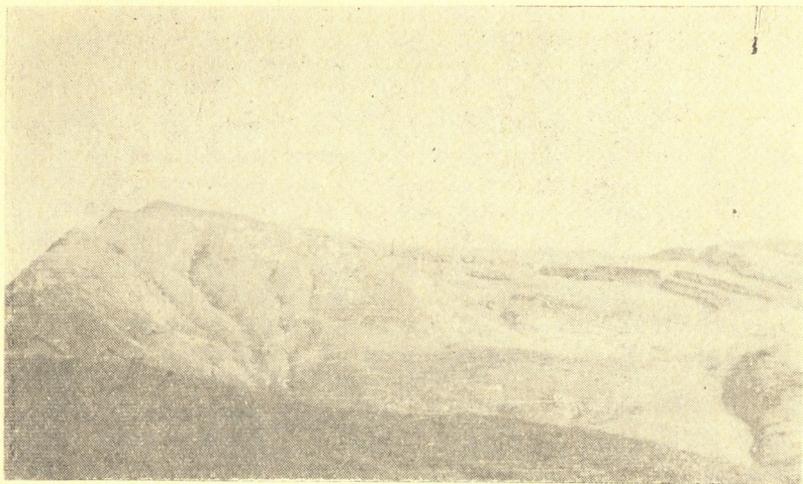


Рис. 14. Ледниковый цирк на хр. Берчиль, в районе урочища Гелгелук (фото автора)

этого цирка представлена троговая долина Орте-Балаган. Она ориентирована с востока на запад и длина ее достигает 3 км, опускаясь до 1580 м. Трог характеризуется широким и плоским дном и крутыми, скальными склонами, нижние части которых покрываются шлейфами. Моренные отложения на дне трога слабо выражены.

Севернее Орте-Балаганского трога представлена более широкая троговая долина в верховьях левого притока р. Сандрипш, р. Богорупшта (рис. 16). Трог также ориентирован с востока на запад и в верхней части разветвляется на три трога, концы которых представлены в виде обширных цирков, некогда являющихся ареной интенсивного льдообразования. В средней части эти трога сливаются и образуют единую долину, имеющую троговую морфологию выше летников Гелгелук. Длина трога 4 км; в нижней части трога хорошо выражена

левая боковая морена, протягивающаяся у подошвы левого склона на расстоянии 500 м и сложенная известняковыми блоками и валунами. Высота этой моренной гряды не превышает 15 м, она лишена острого гребня и расчлененных склонов. В нижней части морену размывает р. Богорупшта. В центральной части этого трога, на месте слияния среднего трога с остальными имеется хорошо выраженный ригель, — высота которого превышает 150 м и здесь на препарированном льдом известняковом пласте образовались карровые поверхности.

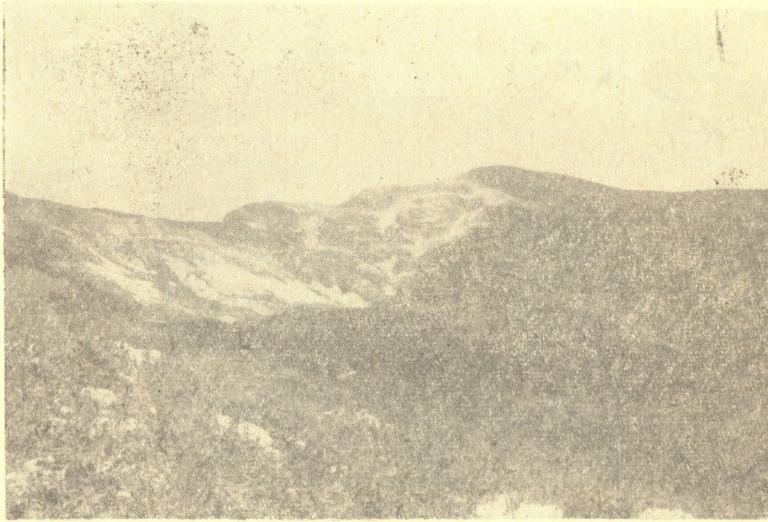


Рис. 15. Ледниковый цирк юго-восточнее г. Арабика (фото Ж. Корбеля)

Севернее трога Гелгелук, в верховьях р. Сандрипш, представлены две взаимопараллельные троговые долины ориентированные с востока на запад. Эти троговые долины врезаны гораздо больше, чем вышеописанные. Высота их крутых, почти отвесных известняковых склонов превышает 500 м, а днища обоих трогов пологи и характеризуются наличием ригелей и бараньих лбов. Верховья трогов представляют широкие цирки, а в нижней части испытывают смыв и расчленение молодой эрозией. Последняя на массиве Арабика слабо проявляется, ввиду отсутствия постоянного водотока на днищах всех трогов; большинство из них круглогодично являются сухими. Многочисленные молодые карстовые щели интенсивно поглощают атмосферные осадки. Эти трого заканчиваются на абсолютных высотах 1600 и 1720 м.

В секторе бассейна р. Гега, несмотря на северную экспозицию склона, которым занят бассейн этой реки, четвертичные ледники были сравнительно маломощны. Объясняется это обстоятельство крутизной северного склона массива Арабика.

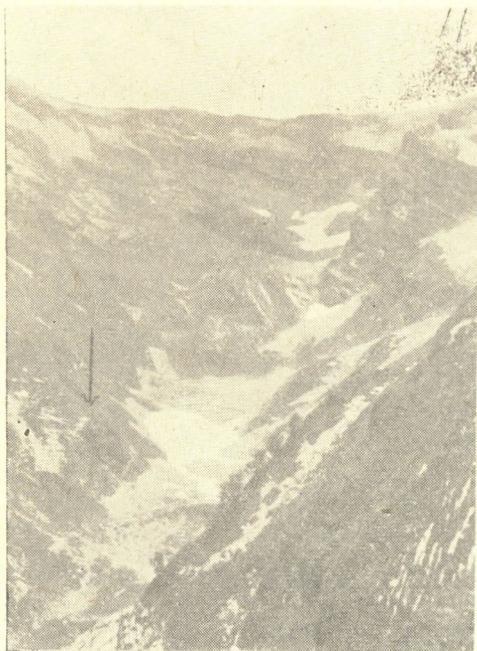


Рис. 16. Одна из троговых долин восточнее урочища Гелгелук; стрелкой показано входное отверстие пропасти Вахушти Багратиони

В верховьях р. Куту-Шара, в р-не перевала Сандрипш, имеется трог, направленный с юга на север; длина трога 2 км и он характеризуется широким дном и низкими склонами. Эта долина напоминает обширный цирк, спускающийся до абс. отм. 1800 м. Восточнее, в верховьях правых притоков р. Куту-Шара, имеются еще 2 троговые долины, с направлением с юго-запада на северо-восток. Они глубоко врезаны, высота их крутых склонов достигает 300—350 м, а днища сравнительно узкие и заполнены рыхлым материалом, продуктами разрушения склонов.

Еще восточнее, до абс. выс. 1800 м, в верховьях правого притока р. Куту-Шара спускается сложный трог, длиной в 4 км и состоящий из трех трогов, разделенных узкими, но



сильно зазубренными и низкими грядями. В верховьях эти тропы венчаются широкими цирками, а в нижней части, в месте их слияния, хорошо выражены ригели, между которыми дно трога сравнительно горизонтально. Восточнее этого трога, в бассейне р. Гега спускались еще три ледника до абсолютных отметок 1800—1600 м, среди которых наибольшей длины, около 2,5 км, достигал крайне восточный трог, а крайне западный был ледником присклонного типа, оставившим слабоврезанный обширный цирк.

На восточном склоне массива Арабика, в верховьях правых притоков р. Гега, существовало еще 6 ледников, среди которых только 3 были представлены ледниками долинного типа; остальные три представляли собой висячие каровые ледники на абс. отметках 1900—1800 м. Наибольшей длиной и сложностью характеризовались два центральных ледника, расположенных на восточном склоне г. Арабика. Они спускались до абс. отм. 1700—1600 м и троговые долины этих ледников в настоящее время характеризуются глубоким врезанием, скальными высокими склонами трогов, многочисленными каррами и цирками в верховьях, ригелями на дне трогов и наличием висячих троговых долин на бортах главных трогов. Моренные отложения в этой части массива отсутствуют, а днища цирков и даже троговых долин усыпаны многочисленными псевдоморенами, продуктами физического разрушения склонов.

Два небольших каровых ледника существовали также в верховьях правого притока р. Бзыби, впадающего в нее в районе Голубого озера. Цирки этих ледников, сохранились выше 1700—1800 м и морфологически слабо выражены. У них отсутствуют пологие днища и крутые склоны.

Наиболее крупный ледник, оставивший на массиве Арабика самую обширную троговую долину в его центральной части располагался в верховьях р. Жове-Квара. Этому благоприятствовало своеобразие орографической схемы массива Арабика, обусловившее причленение к Жове-Кварскому бассейну центральной, наиболее приподнятой части исследуемой территории. Направление Жове-Кварского трога с северо-востока на юго-запад. Длина его достигает 6 км и заканчивается у верхней границы лесной зоны на абс. отм. 1800 м. Трог Жове-Квары имеет асимметричную форму. Его правый склон более пологий и низкий, чем левый, высота крутого борта которого превышает 300 м. Дно Жове-Кварского трога характеризуется большой шириной, в некоторых местах достигает до 1 км; поэтому в трудах некоторых исследователей оно именуется как плато Арабика, или же его называют «Дидваке», что в переводе с грузинского означает большую равнину. Дно Жове-Кварского трога часто осложняется высокими ригелями, заканчивается трог в верхней

зоне двумя обширными цирками, усыпанными продуктами склонов.

Из вышесказанного следует, что в высокогорной зоне массива Арабика в период максимальной стадии вюрмского оледенения существовало 24 ледника, среди которых наибольшую длину и площадь имел Жовекварский ледник.

Кроме Жовекварского долинного ледника существовало еще 11 долинных ледников, среди которых наиболее низкой отметкой достигал ледник Богорупшта (1400 м), а остальные долинные ледники оканчивались на абс. высоте 1600—1800 м.

Кроме долинных ледников существовало еще 12 каровых ледников, оканчивающихся выше 1900 м и расположенных в узких карах и цирках.

Все ледники спускались с центра Арабики на все стороны и поэтому оледенение имело радиальный вид. Центр оледенения массива Арабика своими масштабами превосходил оледенение всех карстовых массивов на Южном склоне Кавказского хребта.

Наличие вечных снегов на массиве Арабика в современной эпохе указывает на гипсометрический уровень снеговой границы в порядке 2600—2650 м, а на крупных вюрмских ледниках массива граница, вычисленная по методам Геффера, была расположена на абс. отметках 2100—2150 м, наиболее низких на всем Южном склоне Кавказского хребта, что объясняется обилием атм. осадков в этой части хребта. Депрессия снеговой линии составляет 600—700 м, что совпадает с мнением Маруашвили и др. [1961].

МОРСКОЙ РЕЛЬЕФ

Формы рельефа морского генезиса представлены вдоль морского побережья массива Арабика. Они протягиваются на 30 км между устьями рек Бзыби и Хашупсе. Здесь представлена серия морских террас, прибрежная аккумулятивная равнина и вдоль всего берега-зона современного пляжа.

Морские террасы представлены фрагментарно, отдельными узкими площадками, сильно расчлененными эрозионными балками, между устьем реки Хашупсе и до Новой Гагры. В этой полосе, длиной 15 км, непосредственно к берегу подступают высокие отроги массива Арабика. На расстоянии 1 км от современного пляжа, абсолютные отметки этих отрогов достигают 1000 м, поэтому склон к берегу обрывается круто, что мало способствовало сохранению морских террас. Однако, в района населенных пунктов и курортных застроек Гантиади, Заречки, Холодной речки, Ореховки, Гребешка и Старой Гагры все же можно констатировать существование малых фраг-

ментов морских террас. По данным Б. Ф. Добрынина [1936], в районе г. Гагра морские террасы имеются на нижеперечисленных отметках: I—5—6 м, II—13—14 м, III—37 м, IV—ок. 130 м, V—210—220 м, VI—255—265 м, и VII—290—300 м.

Южнее, у подножия юго-западного склона массива, между Новой Гагра и устьем р. Бзыби, Б. Л. Соловьев [1968] описывает 6 речных террас р. Бзыби, на абс. отметках: I—5—6 м, II—16—17 м, III—25—30 м, IV—40—45 м, V—55—60 м, VI—70—75 м. Такими относительными высотами эти террасы характеризуются в районе ж. д. станции Бзыби, а в северо-западном направлении, по данным этого же автора, они понижаются и в районе Новая Гагра V терраса сливается с поверхностью I террасы. Б. Л. Соловьев все перечисленные тер-



Рис. 17. Современный пляж в районе р. Репура (фото Ж. Корбеля)

расы считает аккумулятивными, лишенными цоколя коренных пород, и, как было сказано выше, эти террасы рассматривает как речные. Однако, ориентация их бровок, параллельная морскому берегу, на что указывает сам автор, заставляет нас признавать роль морской абразии в их формировании, особенно в северо-западной части, в районе г. Новая Гагра, где эти террасы можно считать морскими.

Погружение террас р. Бзыби в её устьевой части Б. А. Соловьев объясняет дифференциальным движением отдельных блоков земной коры в прибрежной части Абхазского побережья.

Между Новой Гагра и устьем р. Бзыби, на расстоянии 12 км, а также между террасами р. Бзыби и современным берегом представлена обширная аккумулятивная равнина, являющаяся частью дельты р. Бзыби, причлененной к ней с севера в результате аккумуляции морских наносов. Это морфологическое образование морского генезиса вдоль устья р. Бзыби достигает наибольшей ширины (10 км), а к северо-западу постепенно суживается и в р-не Гагра выклинивается. Вдоль всей прибрежной зоны массива Арабика представлена полоса современного пляжа, которая между устьями рек Хашупсе и Жове-Квара слишком узка и на многие км даже отсутствует. В этой зоне высокие склоны массива прямо обрываются в море, вытесняя зону пляжа, как аккумулятивного образования вдоль берега. В этой зоне, наоборот, морская абразия проявляется сильнее, чем аккумуляция; поэтому чаще встречаем голые скалы, продукты разрушения которых крупными блоками накапливаются на дне моря у берега. Ниже устья р. Жове-Квара и в районе р. Репруа пляж выражен хорошо (рис. 17); ширина его в некоторых местах достигает 100 м. и он слабо наклонен в сторону моря, слагаясь галечниками и песками.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Стратиграфическая колонка известнякового массива Арабика заканчивается нижнемиоценовыми терригенными отложениями, а со среднего миоцена штирийская орофаза устанавливает геократический режим на всей исследуемой территории, после чего за весь неоген-четвертичный период она испытывает поднятие и эрозионное расчленение, а движения обратного знака не отмечаются.

В предчокракском периоде, в течение олигоцена и нижнего миоцена, Кавказский остров представляет обширную равнину с низким рельефом, северо-западное окончание которой занимал отчасти и исследуемый нами район. На поверхности этого громадного равнинного острова зарождается гидрографическая сеть, сильно отличающаяся от современной. По данным некоторых авторов, на обоих склонах Кавказского хребта в этом периоде существовала параллельная главному водоразделу этого острова гидрографическая сеть. Можно предполагать, что этот первичный водораздел находился сравнительно южнее нынешнего, так как в процессе ассиметричного воздымания хребта речная сеть более крупного южного склона своей регрессивной эрозией врезалась в ядро Кавказа сильнее, чем речная сеть северного склона и этим было обусловлено постепенное перемещение главного водораздела в северном направлении. Эта тенденция, зародившаяся со среднего миоцена, после про-



явления штирийской орофазы, вызвавшей общее воздымание суши и усиление всех видов эрозии, усиливается в дальнейшем в связи с проявлением последующих орофаз, сохраняется по настоящее время и хорошо фиксируется вдоль всего Западного и Центрального Кавказа, в зоне центральной водораздельной части Большого Кавказа.

Нижнемиоценовая гидрографическая сеть на Южном склоне Кавказского острова занимала прибрежную часть острова, и речка, берущая начало с верховьев р. Риони, текла в западном направлении, занимая верховья современных продольных участков долин рек Южного склона—Цхенискали, Кодори и Бзыби.

Наступление среднего миоцена отмечается проявлением мощной штирийской орофазы, вызвавшей воздымание хребта на значительные высоты, что фиксируется в появлении грубообломочных молассов в геосинклинали Южного склона; начинается отложение т. н. нижнего молассового яруса. Параллельно воздыманию хребта происходит перемещение береговой зоны в южном направлении, вовлечение в зону поднятия прибрежных участков геосинклинали Южного склона, что явилось еще одним важным этапом дегредации геосинклинали Южного склона, начавшейся с низов кайнозоя и постепенно прогрессирующей в течение всего кайнозоя. По данным некоторых авторов, в чокраке фиксируется существование крупных современных рек Южного склона (Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, 1964). К чокракскому времени в главных чертах уже зародилась современная гидрографическая сеть. У устьев древних рек: Палео-Бзыби, Палео-Кодори, Палео-Ингури, Палео-Риони, Палео-Чорохи и, по-видимому, Палео-Куры, отлагается материал, принесенный из внутренних, порой же из центральных областей складчатых систем; фиксируется привнос материала центральных гранитоидов Большого Кавказа реками Палео-Кодори, Палео-Ингури, и Келассурских гранитоидов той же рекой Палео-Кодори.

Проявление палеоаналогов современных крупных рек Южного склона Большого Кавказского хребта указывает на крупные перестройки гидрографической сети в чокраке; можно полагать, что бассейн некогда единой продольной прареки на Южном склоне в чокраке, в связи с поднятием рельефа и усилением попятной эрозии рек, впадающих в море самостоятельно и являющихся палеоаналогами современных крупных рек, был перехвачен и единый бассейн продольной речки был перераспределен ими.

Воздымание рельефа усилило и глубинную эрозию, что способствовало смыву мезо-кайнозойского чехла с зоны распространения кристаллического ядра Большого Кавказа, про-

дукты смыва которого, как было сказано выше, уже в чокраке проявляются в геосинклинали Южного склона.

Таким образом, образование антедецентного участка р. Бзыби, вызывающее споры между отдельными исследователями этого района, объясняется перехватом (Курочкин 1940 г., Кипиани 1951, 1952 гг.), или же эпигенетическим происхождением (Чангашвили, 1961 г.).

Перехват р. Бзыби, как крайне северо-западного останца некогда единого вдоль всего Южного склона бассейна, можно заменить соображением в пользу эпигенеза; можно допустить, что эта нижнемиоценовая речка впадала в море в районе современного устья р. Бзыби, так как этот район, являющийся северо-западным концом острова, в нижнем миоцене и даже в чокраке можно представить равнинным, дающим возможность слияния с морем речных систем, сформировавшихся в его центральной части, в условиях сравнительно более приподнятого рельефа.

В постчокракское время, в течение карагана-конка и, отчасти, в первой половине верхнего миоцена (в нижнем и среднем сармате) в пределах исследуемой территории и даже на территории Кавказа в целом, наступает фаза тектонического спокойствия, что повидимому, обусловило формирование поверхностей выравнивания, снижение высот горной системы и выработку широких днищ долин. Однако, горный рельеф в целом сохраняется, так как в геосинклинали Южного склона поступает грубообломочный материал, сильно отличающийся по своему гранулометрическому составу от глинистых толщ олигоцена и нижнего миоцена. В верхнем сармате проявляется аттическая орофаза, сыгравшая большую роль в формировании постмеловых структур на территории всего Кавказа и в пределах исследуемой территории. К этому периоду относится формирование флексурного перегиба в известняках мела, хорошо фиксирующегося в современном рельефе вдоль всей полосы известняковой зоны Западной Грузии. Помимо складкообразования происходит и общее сводово-глыбовое поднятие Большого Кавказского хребта; прибрежная зона перемещается на юг и геосинклинали Южного склона заметно сокращается. К этому времени относится расчленение этой геосинклинали на две, западную и восточную части, так как горстовое поднятие Дзирульского массива, части Грузинской глыбы, вступает в геократическую фазу, и этим Кавказский остров соединяется с сушей Антикавказа, превращая его в полуостров. В течение всего плиоцен-четвертичного периода, геосинклинали условия вовсе более деградирующем состоянии существуют в пределах Колхидской низменности.

Аттическая орофаза и последующие роданские и валахские орофазы плиоценового возраста, формируют высокогорный

рельеф, существующий в пределах исследуемого региона до верхнего плиоцена



В нижнем и среднем плиоцене орографическая сеть Северо-Западной Абхазии приобретает очертания, близкие к современному; между палеоаналогами рек Мзымты, Бзыби, Гегги, Юшары и Лашипсе формируется палеоаналог Гагрского хребта, существующего в виде горного рельефа, останцы которого сохранились в современном рельефе в его центральной части отдельными высокими вершинами и сравнительно короткими хребтами выше верхнеплиоценовой поверхности выравнивания.

Вопрос о возрасте высокогорного рельефа Кавказского хребта на данном этапе изучения нельзя считать окончательно разрешенным, так как между исследователями этого вопроса существуют различные мнения.

В 30—40-ых годах настоящего столетия Л. А. Варданянц [1933, 1948] высказал соображения о четвертичном возрасте рельефа Большого Кавказского хребта. Н. В. Думитрашко [1937, 1960], Н. И. Николаев [1941] и др., собрали фактический материал, опровергающий мнение Л. А. Варданянца о возрасте рельефа Кавказского хребта. По мнению этих авторов возраст горного рельефа Кавказского хребта плиоценовый и даже миоценовый; формирование высоких горных сооружений, по гипсометрическим показателям не уступающих современному, имело место в сарматское время, когда проявилась аттическая орофаза, обусловившая сводово-глыбовое поднятие хребта. В дальнейшем хребет не испытывал денудации значительных масштабов и сохранил свой высокогорный рельеф в течение всего плиоцен-четвертичного периода.

К. К. Марков [1949] мнение Л. А. Варданянца называет неокатастрофизмом и отвергает его из-за невероятности допущения возникновения хребта на глазах у человека. В дальнейшем в научной литературе появляются мнения в пользу обоих соображений, и по настоящее время вопрос остается открытым.

По нашим соображениям та часть горного рельефа Южного склона Большого Кавказского хребта, изучению которой посвящена данная работа, является молодой, четвертичной, возникшей в период формирования самой высокой морской террасы у подножья этого массива. Между серией морских террас, расположенной у подножья массива до абс. отм. 300 м и поверхности выравнивания, находящейся на абс. отм. 1800 м в гребневой части на крайне юго-восточных отрогах массива, представлен Калдахварский разрыв, описанный еще Курочкиным (1947 г.). Амплитуда разрыва по данным этого



автора 3000 м. В дальнейшем вопрос существования разрыва был поставлен под сомнение; однако, так как он фигурирует на новейших геологических картах (Букия, 1967 г.), мы допускаем воздымание массива Арабика вдоль этого разрыва в виде сложного блока в конце плиоцена и в начале четвертичного периода на 1500—1600 м. Отсюда вытекает среднелиоценовый возраст поверхностей выравнивания, представленных на массиве; выше этих поверхностей хребты и горные вершины подняты на 700—1000 м. Исходя из вышесказанного, можно говорить о наличии сравнительно низких вершинных хребтов в верхнем плиоцене в крайне южных частях Гагрского хребта. Очевидно, в этом периоде зародилась современная схема гидрографической сети массива, имеющая радиальный характер. В условиях средне- и низкогогорного рельефа в прибрежной зоне эрозия проявилась сильнее карстовых процессов, а в дальнейшем, в условиях воздымания массива, карстовые процессы усилились, что привело к ослаблению поверхностного стока и затуханию эрозионных процессов в его центральной части. Верховья долин, сходящихся в центральной части массива Арабика лишаются постоянного водотока; вырабатываются подземные карстовые бассейны, которые из-за сложности литологического и тектонического строения массива и наличия водупорных горизонтов сформировались также радиально, с преобладанием стока в южном и юго-восточном направлениях.

Темпы четвертичного поднятия массива Арабика все более ослабевают в среднем и верхнем плейстоцене; однако не исключается возможность неоднократного омоложения этого сброса и в эти периоды. В пределах исследуемой территории отсутствует фактический материал, дающий возможность характеристики импульсов поднятия вдоль этого сброса в течение четвертичного периода. Сухие карстовые полости и висячие карстовые источники, не связанные своим генезисом с водупорными горизонтами, можно было бы использовать для решения данного вопроса, однако количество их не так велико, чтобы использовать их для столь широкой и важной в палеогеографическом аспекте интерпретации.

ГЛАВА V

РАЙОНИРОВАНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ КАРСТА БОЛЬШОГО КАВКАЗА И МЕСТО В НЕМ МАССИВА АРАБИКА

При районировании карстовых явлений тех или иных частей земного шара исследователи руководствуются характером карстовых феноменов, их приуроченностью к геолого-тектоническим областям, формациям, гидрогеологическим бассейнам, учитываются физико-географические условия и т. д. Кро-

ме того, районирование карстовых территорий может носить и чисто практический характер, например, инженерно-геологический и т. п. На этих принципах и основаны работы выдающихся европейских карстологов: Ф. Катцера [Katzer, 1909], Л. Савицкого [Sawicki, 1909], И. Цвиича [Cvijič, 1893, 1925], О. Лемана [Lehmann, 1932], И. Кунского [Kunsky, 1950], Г. Косака [Kosack, 1952], Г. Лемана [Lehmann, 1954], Ж. Корбеля [Corbel, 1957, 1959] и мн. др.

Большой вклад в деле районирования карстовых явлений на территории Советского Союза внесли русские и советские ученые. Необходимо отметить оригинальные труды: А. А. Крубера [1900, 1915], А. Л. Рейнгарда [1917], а из советских ученых: М. А. Зубашенко [1939, 1947], И. К. Зайцева [1940], Н. А. Гвоздецкого [1947, 1948, 1949, 1952, 1954, 1962, 1966], З. А. Макеева [1948], Г. А. Максимовича [1953, 1958, 1960, 1961, 1962, 1963, 1965, 1966], Г. А. Максимовича и К. А. Горбуновой [1958, 1965], А. В. Ступишина [1953], К. А. Горбуновой [1958, 1965], Д. В. Рыжикова [1957], Н. И. Соколова [1960], Н. В. Родионова [1963], И. В. Попова [1965], А. Г. Чикишева [1965, 1966], Н. А. Гвоздецкого и А. Г. Чикишева [1966] и др.

Еще в 1917 г. А. Л. Рейнгард [1917] выделил известняковые хребты Западной Грузии в особую известняково-карстовую область Юго-Западного Кавказа.

Районированию карста Грузии посвящены труды: Л. И. Маруашвили [1963], Ш. Я. Кипиани [1965, 1965а], З. К. Тинтилозова [1965] и др.

В СССР в районировании карстовых явлений за последнее время наметились нижеперечисленные направления, в схемах которых массив Арабика оказывается в единицах тех или иных названий.

Руководствуясь характерными чертами проявления карстовых явлений, их приуроченностью к определенным геологическим формациям, стадиям развития и т. д., М. А. Зубашенко [1938, 1952] среди предложенных им карстовых областей выделяет «Область юго-западных склонов Кавказского хребта» и указывает, что карстовая полоса этой области тянется от р. Псоу до Очамчире на юг и до г. Кутаиси на восток.

Н. И. Соколов [1959, 1960] более правильным считает проведение районирования прежде всего по типологическому принципу, выделяя регионы, области и районы по характеру проявлений карста. По этому принципу им выделены следующие провинции карбонатного карста: Адлерская, Абхазская, Черкесская и Новороссийская флишевая.

Под Абхазской карстовой провинцией он выделяет терри-

торию, охваченную всеми известняковыми массивами от Гагры до Кодорского хребта.

По Н. А. Гвоздецкому [1954, 1962] основа для районирования карста должна быть геологической (литолого-тектонической), и уже на нее должны накладываться физико-географические условия зонального и провинциального порядка. Н. А. Гвоздецкий, основываясь на разделение территории на складчатые и платформенные области, выделяет крупные регионы или карстовые «страны» (в физико-географическом смысле), и среди них Кавказ с Предкавказьем, с последующим выделением карстовых провинций (по признаку общности крупных структурных единиц внутри «стран»). В частности, в карстовой стране «Кавказ с Предкавказьем» этим ученым выделена «Провинция мегаантиклинория Большого Кавказа». В пределах последней Н. А. Гвоздецким выделены 10 основных крупных единиц, причем массив Арабика оказывается в пределах VII единицы: «Известняковые хребты, массивы и гряды Сочинского гидрогеологического бассейна и Абхазии».

Основываясь на единстве форм рельефа и геологической структуры, Г. А. Максимович [1962] разработал следующую иерархию таксономических единиц: карстовая страна, провинция, область, район, участок, поле (последнее состоит из отдельных карстовых форм). По Г. А. Максимовичу, исследуемый массив входит в таксономическую единицу: «Карстовые страны и области альпийской (кайнозойской) складчатости Тетиса», приуроченные к двум тектоническим зонам. Массив Арабика находится в пределах I зоны внешних антиклинорий — включает: Карстовую область Горного Крыма, Карстовую провинцию (страну) Большого Кавказа (разрядка моя — Т. К.), Копетдагскую область слабого развития, Карстовую область Памира.

Дробное районирование карстовой полосы Западной Грузии дано Л. И. Маруашвили [1961, 1963]. Этот автор на основе комплексного географическо-спелеологического подхода выделяет три основных морфологических типа карста (рис. 18):

1. Карст интенсивно поднимающихся известняковых массивов с обширной зоной вертикальной циркуляции вод и недоразвитой ярусностью пещер.

2. Карст медленно поднимающихся известняковых толщ с узкой зоной вертикальной циркуляции вод и хорошо развитой ярусностью пещер.

3. Карст обломочных пород (конгломератов, песчаников и брекчий с растворимым цементом) — так наз. кластокарст с «подземными долинами».

Каждый из этих типов карста Л. И. Маруашвили делит на подтипы. В первом типе различает два подтипа: массивы,

претерпевшие оледенение и массивы, не подвергшиеся оледенению. Во втором типе выделяются подтипы, имеющие складчатую структуру и незначительную дислоцированность. Подтипы отличаются друг от друга некоторыми морфологическими признаками и историей развития.

Опираясь на эти основные типы карста Грузии и на более дробное их подразделение на подтипы по второстепенным признакам, Л. И. Марушвили районирует карстовую полосу Западной Грузии следующим образом:

I. Зона горного карста, протягивающаяся от Гагрского массива до района Кударо, в двух местах прервана и подразделяется на три района. Для этой зоны характерен «карст интенсивно поднимающихся известняковых массивов». Районы следующие:

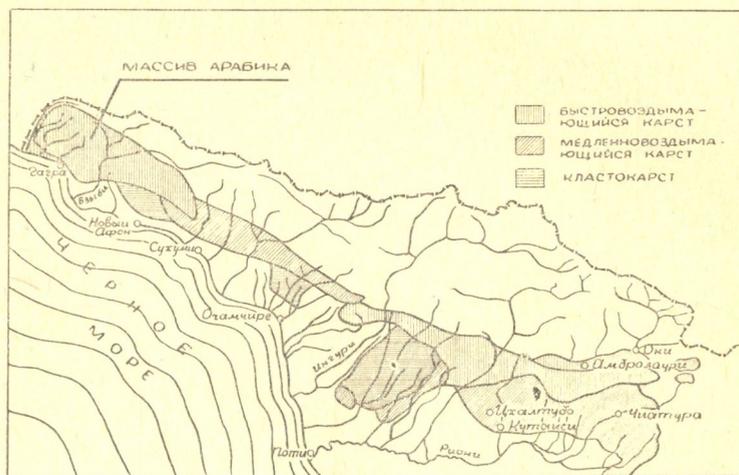


Рис. 18. Схема деления карстовой полосы Западной Грузии (по Л. И. Марушвили)

1. Гагра-Гумишхинский высокогорный район со следами ледникового воздействия охватывает три известняковых массива — Гагрский, Бзыбский и Гумишха.

2. Охачкуэ-Накеральский среднегорный район состоит из известняковых массивов Охачкуэ, Квира, Гауча, Мигариа, Асхи, Хвамли и Рачинского.

3. Кударойский среднегорный район охватывает массивы Цедисско-Часавальский и Цонско-Эрцойский.

II. Зона холмистого известнякового карста протягивается от окрестности Ахали Афони до Верхне-Имеретинского плато

Краткая характеристика главных карстовых массивов Западной Грузии (по Маруашвили, 1963)

Название карстового массива	Географическое положение и геологическое строение	Размеры в плане, км	Макс. абсолютная высота	Теор. глубина спуска	Спелеообъекты (выявленные)
Гагрский	Между р.р. Псоу и Бзыбь. Верхнеюрские и меловые известняки. Система широтно ориентированных антиклиналей и синклиналей	18×11	2758	2200—2600—	Пещеры окрестностей Гагра. Пропasti Мартель, Крубер, Вахушти Багратиони, пещера Жэопсе
Бзыбский	Между средним (широтным) отрезком р.р. Бзыби и Гудаутским отрезком Черноморского побережья. Верхнеюрские и меловые известняки	17×7	2634	1800— —2300	Шахты. Глубокие шратты, соединяющиеся с системой пещер
Гудаутский	Между низовьями р.р. Бзыби и Баклановки, в приморской полосе. Нижнечетвертичные конгломераты	—	40—50	—	Узкие, извилистые ходы. Пещера Таркиладзе
Гумишха-Псирцхинский	Между долинами р.р. Баклановки и Гумисты. Меловые известняки	11—12× 6—7	1804	1600— 1700	Пещера Адзаба, пещера Нового Афона
Гумистинский	Между р.р. Зап. и Вост. Гумиста. Меловые известняки	8—8×3	939	400—600	Пещеры и гроты в ущельях Зап. и Вост. Гумисты
Чаамский	Между р.р. Гумиста и Келасури, к СЗ от Сухуми. Меловые и нижнепалеогеновые известняки	12×10	1280	700—800	Пещеры у с. Шрома, Линдау и др., подземный ход, соединяющий р.р. Келасури и Беслети
Цебельдинский	Между р.р. Келасури и Амткели, к В от г. Сухуми, Меловые эоценовые известняки	14×12— 13	1387	700—800	Келасурские пропасти (на глубине 70 м под рекой). Пещера Цебельдинская, Када, Шакурап. Подземное течение р. Амткели

Пальский	Между р.р. Амтели и Кодори. Палеогеновые известняки	$6-7 \times 2-3$	1336	900— 1000	Пещеры и шахты в окрестностях с. с. Пал и Чин.
Панавская группа массивов	Между р.р. Кодори и Окуми	$48-50 \times 2-10$	1100	700— 800	Пещера Абрскила, пещеры у с. с. Чхортоли, Тхина, Отап, на Лашкендерском массиве
Охачкуе	Между р.р. Окуми и Ингури. В основном ургонские известняки	$16 \times 5-6$	2156	1200— 1400	Карстовые выходы р. р. Речхи, Эрисцхали и Олори. Шахты в альпийском и лесном поясах
Квира	Между р.р. Магана и Чанисцхали. Меловые известняки	$8,5 \times 8$	2038	1200— 1400	Пропась Альбова (59м) и Цоге Дадияни (77м)
Гауча	Между р.р. Чанисцхали и Хоби. Меловые известняки	5×3	150	—	Поле Зинди. Шахты в западной части с. Мухури.
Цхалтубский	Между р.р. Цхенис-Цкали и Риони. Меловые извест.	30×15	500	Незнач.	Пещеры Сатаплиа, Цхалтубо, Квилишори, Цхункури, Кумистави, эставеллы Хомули
Окриба-Аргветский	Между р.р. Цхалцитела и Дзуса. Мел. известняки	$27 \times$	1360	400—500	Пещеры Сагварджиле, Магара, Навенахеви, Нагареви, Подземная река Ткибула-Дзеврула

Название карстового массива	Географическое положение и геологическое строение	Размер в плане, км	Макс. абсолютная высота	Теор. глубина спуска	Спелеообъекты (выявленные)
Рачинский	Между р. р. Риони и г. Подхвреви. Мел. известняки	60—15	2200	1000— —1200	Схавская ледяная шахта. Цхраджвара-медвежья ловушка. Пещера Цахи. Подземная река Шаори-Шареули
Верхне-Имеретское плато	Между р. Дзуса и Лихским хребтом. Верхнемел. извест.	40×30	900	Незнач.	Пещеры у с. с. Ргани, Еачеви, Нигозети, Дарквети, Скандэ, Свери, Амашкети, Лаше, Беретица и др. Многие из пещер с палеолитическими стоянками
Кударонский	В бассейнах р. Джеджори и Квирила	—	2400	—	Пещеры Кударо I и Цона, содержащие нижнепалеолитические остатки. Пещера Квацители у с. Цедиси
Мигарна	Между р. р. Хоби и Техури. Меловые извест. Синклиналь	17×5	2023	1500— 1600	Гребневое поле. Шахта в местности Ципуриа
Асхи	Между р. р. Техури и Цхенискали. Меловые и эоценовые известняки. Система широтных складок	15×27	2519	1500— 1800	Поля Квибия и Турчу. Пещеры: Инчхури, Рондиши, Джорцку, Шахы (в том числе Сациви со снегом). Подземные отрезки р. р. Цачхури и Турчу-Тоби

Название карстового массива	Географическое положение и геологическое строение	Размеры в плане, км	Макс. абсолютная высота	Теор. глубина спуска	Спелеообъекты (выявленные)
Класто-карстовый массив Центральной Мегрелии	Между р.р. Ингури и Абаша, в зоне предгорий. Неогеновые конгломераты и песчаники (пологоскладчатые)	35—40	400	Незнач.	Длинные горизонтальные галереи в окрестностях с.с. Корцхели, Лецурцуме, Мазандера, Гараха, Джгали, Назоделао, Савекуо, Нога
Урта	Между р.р. Джуми и Хоби. Верхнемеловые и эоценовые известняки. Брахиантиклиналь	12×5	466	350—400	Два яруса пещер у с. Урта. Пещеры у с. с. Цаиши, Хета. Шахты в гребневой зоне
Унагира (группа массивов)	Между р. Циви и Асхским массивом. Верхнемеловые и эоценовые известняки	35×3—7	624	200—500	Пещеры у с.с. Сагунио, Скурди, Сацулеискиро
Хвамли	Между р.р. Цхенис-Цхали и Риони. Меловые известняки	10×7	2032	1300—1500	Ледяная шахта Бога, пещера Хвамли, использовавшаяся в средних веках в качестве хранилища царских сокровищ. Периодический воклюз Вердзистава

и характеризуется «типом карста медленно поднимающихся известняковых толщ». В нее входят следующие районы:

4. Абхазский район в составе Псырцхинского, Гумистинского, Гумиста-Келасурского, Цебельдинского, Пальского массивов и Панавской группы массивов.

5. Мегрельский район, состоящий из брахиантклинальных массивов Урта, Экис-мта, Накалакевис-мта, Абедатис-мта.

6. Нижне-Имеретский (Окрибский) район с массивами Цхалтубским, Кутачским, Сяколавско-Чогнарским, Окриба-Аргветским.

7. Верхне-Имеретский район с почти ненарушенными пластами верхнемеловых известняков.

III. Кластокарстовая зона представлена фрагментами в окрестностях Гудаути, в бассейне р. Мокви и, шире всего, в Центральной Мегрелии.

В карстовой полосе Западной Грузии Л. И. Марушвили [1963] выделены таким образом 3 зоны и 7 районов, объединяющих около 100 массивов, из которых 23 являются значительными. Краткая характеристика этих массивов дана в табл. 5.

Геоморфологическую типизацию и районирование карста Грузии дает Ш. Я. Кипиани [1965]. Им учтены условия карстообразования, а также весь комплекс морфографо-морфометрических признаков и сделана попытка выделения как основных типов карстового рельефа, так и соответствующих им территориальных единиц, например, зон и районов (см. ниже).

З. К. Тинтилозов [1965], подходя со спелеологической точки зрения, считает целесообразным единую по происхождению и развитию геосинклинальную известняковую область разделить на две, отличающиеся друг от друга, спелеологические подобласти:

1. Подобласть средне- и высокогорных известняковых массивов.

2. Подобласть предгорных карстовых массивов.

Этот автор в первой подобласти объединяет массивы: Гагрский, Бзыбский, Гумишхинский, Охачкуе, Накеральский, Кударойский и др., выделяя в особый район вершинные поверхности массива Арабика и Бзыбского хребта. Во второй подобласти З. К. Тинтилозов объединяет следующие массивы: Ново-Афонский, Гумистинский, Цебельдинский (Абхазия), Урта, Абедатис-мта, Экис-мта (Мегрелия), Цхалтубский, Окриба-Аргветский, Верхне-Имеретинский (Имеретия) и др.

Д. Д. Табидзе [1968], подходя с геоморфологической точки зрения, в пределах территории Абхазской АССР выделяет 21 карстовый массив: Арабика, Пшегишха, Рихва, Бзыби, Хапста, Гумишха, Отоюц, Чаама, Цебельда, Амлар, Схапач, Пали,



Т и п ы	Зоны и районы
<p>I. Высокогорно-гляциальный карст с интенсивно-поднимающимися известняковыми хребтами и массивами, консолидированными на складчато-глыбовом субстрате, в зоне распространения верхнеюрских и нижнемеловых известняков с проявлением глубокого и средиземноморского карстового типа.</p>	<p>I. Высокогорно-гляциальная зона карста с районами:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Арабика-Ахазского массива, 2) Гребня Бзыбского массива, 3) Ачибах-Лакорозского хребта, 4) Окрестности Трусо-Гудамакари и др.
<p>II. Средневесотный карст с интенсивно-поднимающимися известняковыми плато консолидированными на сложно-складчатом субстрате, в зоне распространения верхнеюрских, нижне и средне-меловых доломитизированных известняков с наличием глубоких каньонообразных долин, с проявлением глубокого и покрытого (среднеевропейского) карстового типа.</p>	<p>II. Средневесотная зона карста с районами</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Арабика-Ахазского массива, 2) Бзыбского хребта, 3) Гумишха-Хицмского хребта, 4) Кодорского хребта, 5) Южной части Мегрельского хребта, 6) Платообразной возвышенности Асхи, 7) Лечхуми, 8) Рачи, 9) Возвышенности Кударо, 10) Котловины Эрцо, 11) Окрестностей сс. Жинвали и Микелани и др.
<p>III. Низкогорный карст предгорьев с медленно поднимающимися известняковыми возвышенностями и холмами, консолидированными на полого-складчатом субстрате, в зоне распространения известняков турон-датского и палеогенового субстрата, с проявлением мелкого карста, частично среднего, а также покрытого.</p>	<p>III. Низкогорная зона карста с районами</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) Окрестностей курорта Ахали Афони, 2) Брахиантиклинальных хребтов Бириц-Абианда-Чаама и синклинальных котловин Шрома-Ахалше-ни (окрестности г. Сухуми), 3) Брахиантиклинальных платообразных хребтов Апианча-Ахупачи и синклинальных котловин Цебельда-Амткели,



IV. Низкогорный карст с медленно поднимающимися участками, развитый в известняковых конгломератах неогенового и плейстоценового возраста, с проявлением мелкого, частично—глубинного, а также покрытого карста.

4) Брахиантиклинальных гряд Эки-Урта-Абедати (Центральная Мегрелия),

5) Низины Нижней Имерети,

6) Карстового плато Верхней Имерети,

7) Окрестности Ахмета,

8) Окрестности сс. Кварели-Шакриани и др.

IV. Низкогорная зона кластокарста с районами

1) Окрестностей сс. Отхари со средним развитием кластокарста

2) Плато Дурипши с широким распространением поверхностных и подземных форм,

3) Водораздела рек Гализга-Мокви (окрестности сс. Джала) с широким развитием подземных форм

4) Низины Центральной Мегрелии с широким распространением подземных форм и др.

Панави, Када, Ахакулара, Ткауча, Аисра, Речишха, Акиба и Охачкуе.

КАРСТОВЫЕ ЗОНЫ МАССИВА АРАБИКА

При классификации карста СССР Н. А. Гвоздецкий [1965], основываясь на особенностях геологического строения пород и характере развития карста различает горный и равнинный карст, о чем указывал до того и Н. В. Ступишин [1953, 1956]. Н. А. Гвоздецкий [1950, 1954, 1968] указывает о проявлении в горном карсте высотной зональности, и на основе этого рассматривает следующие варианты (подклассы) горного карста: низкогорный, среднегорный и высокогорный, отмечая, что различия между ними будут меняться в зависимости от типа карста (голый известняковый и пр.) и региональных особенностей.

Под понятием карстовых зон мы понимаем ограниченный регион, сложенный карстующимися породами и характеризующийся определенным комплексом поверхностных и подземных форм, находящихся почти в одинаковых литологических, гидрогеологических, гипсометрических, климатических условиях. Как справедливо отмечает Н. А. Гвоздецкий [1965], высокогорный вариант (подкласс) голого карста характерен для наиболее приподнятых участков известняковых хребтов и плато Южного склона Большого Кавказа. Этот же вариант подходит и для массива Арабика.

Основываясь на характере развития карста, гидрографических и гидрогеологических условий, наличия покровных образований и растительного покрова, гипсометрии и климатических различий, для исследуемой территории выделяем 3 следующие карстовые зоны: высокогорную, переходную и причерноморскую.

1. Высокогорная карстовая зона расположена выше 1900 м над уровнем моря, в зоне горного, перигляциального климата. На большей части территории этой зоны представлен голый, средиземноморский карст.

Зона характеризуется почти полным отсутствием поверхностных водотоков и наличием многочисленных карстовых форм (карровых поверхностей, колодцев, воронок, шахт, вертикальных пещер, пропастей). Карстовый микро- и макрорельеф развит на поверхностях, отпрепарированных экзарационными процессами. Высокогорный, карстово-экзарационный рельеф образован преимущественно на подготовленных поверхностях выравнивания. Дождевые и талые воды быстро инфильтрируются многочисленными поверхностными карстовыми формами вглубь массива, создавая вертикально-нисходящую гидродинамическую зону (преимущественно), а также зону напорных вод; на границе этих зон находится базис денудации, направляющий подземные воды субсеквентно, с северо-запада на юго-восток.

В высокогорной карстовой зоне замечается отсутствие горизонтальных пещер, или же они представлены фрагментами (Кикнадзе и Пулина, 1965), свидетельствующими о бывших зонах горизонтальной циркуляции подземных вод; кроме того, существующие в этой карстовой зоне вертикально-наклонные сложные полости характеризуются недоразвитой ярусностью и отсутствием лабиринтных систем, что объясняется нахождением массива в зоне наиболее активного неотектонического поднятия (Тинтилозов и др., 1965).

2. Переходная или среднегорная карстовая зона расположена между высокогорной и нижеописываемой причерноморской зонами (от 600—700 до 1700—1900 м. н. у. м.).



В результате влияния горного влажного климата поверхность этой зоны покрыта субальпийскими лугами, хвойными и смешанными лесами. Характеризуется наличием редкой гидрографической сети; в большинстве случаев имеются периодические ручейки. Хорошо выражены макроформы карста (преимущественно вертикальные формы: колодцы, воронки, шахты, а также горизонтальные пещеры). Подземные воды зоны, циркулируя по подземным каналам и трещинам, разгружаются в бортах ущелий рек или же выше, из подвешенных горизонтов карстовых вод в местах контактов карстующихся и водупорных пластов.

3. Причерноморская карстовая зона расположена от уровня моря до нескольких сот метров и находится в средиземноморской климатической зоне. Она покрыта колхидской растительностью. Здесь хорошо выражены макроформы карста, причем преобладают горизонтальные пещеры, развитые на днищах ущелий. Зона характеризуется сложной циркуляцией карстовых вод. Подземные водотоки имеют субсеквентное направление с высокогорных зон к Черноморской. Здесь должны быть обширные водопроводящие каналы, о чем говорит водообильность источников воклюзского типа, вытекающих на периферии этой зоны. Кроме вертикально-нисходящей и горизонтальной гидродинамических зон, в причерноморской карстовой зоне имеется также сифонная циркуляция (субмаринные источники в окрестностях Гагрско-Гантиадского побережья).

ГЛАВА VI

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА МАССИВА АРАБИКА

КРАТКИЙ ОБЗОР ТЕОРИИ О ПОДЗЕМНЫХ КАРСТОВЫХ ВОДОТОКАХ

Одним из главнейших условий, обуславливающих развитие карстового процесса, является наличие движущейся и растворяющей воды в карстующихся породах [Максимович, 1965, 1964; Апродов, 1960].

Влияние гидрогеологического фактора на развитие карстового процесса во многом зависит от таких немаловажных параметров, как: геологическое и тектоническое строение района, литология и мощность отложений, минералогический и химический состав карстующихся пород, геоморфология, климат, растительный и почвенный покровы и т. д.; в условиях высокогорья все перечисленные факторы ярче выражают свое активное влияние на карстовый процесс.

В карстовых регионах подземные воды движутся по тре-

щинам и карстовым пустотам; последние являются самыми существенными элементами карста и отличают карстовый регион от остальных регионов. И. Роглич [Roglič, 1965] ставит вопрос: является ли карст первичным или вторичным феноменом. По И. Цвийчу [Cvijič 1883] в районах, сооруженных пластовым известняком, карст развивается особенно типично и здесь несомненно были первичные «структурные» полости. Однородный плитчатый известняк легко разрушается, под влиянием разных давлений и движений, и появляются вторичные трещины. По теории А. Пенка [Penck, 1900] в таких породах карст является вторичным процессом и он сопровождает фазу речной эрозии. И. Роглич [1965] справедливо опровергает такую точку зрения и называет ее «чистой теорией».

В массивном известняке не могут сформироваться плоскости для стекания подземных вод и, растворяя такую породу, вода оставляет незначительное количество нерастворенного вещества. В чистом пластовом известняке были первичные водопродыщие полости [Lehmann, 1932], в которых в специфических условиях текла вода, постепенно увеличивая их. Как же происходило расширение водопродыщих трещин до образования больших пещер? По И. Рогличу [1965] на это пока нет убедительного ответа, так как изучена только незначительная часть подземного мира.

Популярная теория об обособленных подземных водотоках, которую в свое время начали развивать Э. Мартель [Martel, 1894], В. Кнебель [Knebel, 1906] и немного видоизменил Ф. Катцер [Katzer, 1909] упрощает отношения, наблюдаемые в подземных полостях, где большие залы чередуются с узкими отрезками, сифонными соединениями. Системы подземных полостей так переплетены или разделены, что невозможно свести их развитие к простым руслам рек [Roglič, 1965].

Как известно, теория А. Грунда [Grund, 1903] об едином зеркале грунтовых вод в карсте и о связи между речной эрозией и карстовыми процессами оказала влияние на объяснение эволюции пещер в связи с врезанием рек. Логически построенная теория Грунда с разными дополнениями и сейчас часто фигурирует в геоморфологической литературе, чаще в трудах зарубежных исследователей. По этой теории атмосферные осадки, проникая вглубь земли по вертикальным тектоническим трещинам и карстовым пустотам доходят до водоупорного горизонта и образуют единое зеркало грунтовых вод, в дальнейшем стекая вдоль уклона водоупора к местам разгрузки.

Изучая карст горного Крыма, А. А. Крубер [1915] убедился в несостоятельности теории Грунда, а именно, этой теории противоречило наличие разновысотных карстовых источников. По А. А. Круберу образование нормальных грунтовых вод в

глубоком карсте зависит от мощности, однородности и состава известняков, степени их трещиноватости, а также от продолжительности процесса закарстования. При неравномерной трещиноватости могут существовать независимые друг от друга режимы грунтовых вод и даже обособленные водотоки, что по этому автору свойственно, однако, «более юному карсту» [Крубер, 1915, стр. 193].

Ученые, проводившие недавно исследование карста Горного Крыма (Иванов, Дублянский и др., 1965 г.), также доказывают несостоятельность теории Грунда. Эти исследования выясняют, что интенсивность глубинного закарстования отдельных карбонатных блоков и поверхностного закарстования плато зависит от ряда факторов (залегание, структурные и текстурные свойства карстующейся толщи, тектоническая трещиноватость, размеры питающих водосборов и пр.). Это обуславливает неравномерность поверхностного и глубинного закарстования, а также **неравномерность обводнения различных частей глубинных структур.**

Какова же гидрогеологическая ситуация на массиве Арабика?

Формирование водоносных горизонтов исследуемого района теснейшим образом связано с его геологической историей. В четвертичное время, на рубеже верхнего плейстоцена происходит воздымание складчатых систем большого Кавказа и вместе с ними Гагрского нагорья. В период воздымания углубляются долины, развивается эрозионный рельеф. Одновременно имеет место каровое и долинное оледенение (вюрм). Положительные движения вызывают усиление эрозионной деятельности рек массива Арабика. Сводное поднятие сопровождалось образованием трещинных зон, в которых и происходила локализация подземных вод. Постепенно образовались обособленные водотоки.

Массив Арабика характеризуется наличием большого количества разновысотных источников; абсолютные высоты разгрузки карстовых вод колеблется от 1800 м над ур. моря до 20—40 м ниже ур. моря, что говорит в пользу существования здесь обособленных водотоков.

По А. А. Круберу [1915], обособленные карстовые водотоки обладают тенденцией образования единого гидравлически связанного водоносного горизонта, что нам не кажется оправданным для исследуемого района. Переход от обособленных водотоков к горизонту типа грунтовых вод представляет собой длительный процесс. Он может осуществиться только в случае длительной стабилизации данного участка земной коры или в случае незначительной амплитуды его колебаний [Латышев, 1964].

Л. И. Маруашвили [1963] карст массива Арабика относится к типу карста интенсивно поднимающихся известняковых массивов. Здесь представлена обширная зона вертикальной циркуляции трещинно-карстовых вод, которая характеризуется недоразвитой ярусностью пещер. Естественно напрашивается мысль о том, что в такой обстановке не может быть и речи о переходе обособленных карстовых водотоков к единому, гидравлически связанному горизонту.

Каждый новый цикл поднятия вызывает углубление базиса эрозии и усиление карстовых процессов в трещиноватых тектонических зонах, что снова приводит к локализации подземных вод [Латышев, 1964].

Наличие разновысотных подвешенных горизонтов подземных вод в исследуемом районе, говорит о временном отмирании тектонических движений. Эти горизонты являются реликтами былых зон горизонтальной циркуляции подземных вод.

В плотных карбонатных породах, слагающих массив Арабика, инфильтрационные и инфлюационные воды циркулируют по сети трещин, образуя водяные жилы. Естественно, что в пределах одного карстуемого горизонта эти водяные жилы могут образовать связную водную сеть. При наличии верхнего водоупорного горизонта (альб-апт), отделяющего верхний водоносно-карстуемый горизонт (турон-сенон) от среднего водоносно-карстуемого горизонта (баррем), подземные воды не могут проявлять такую же связность, и тем более, при наличии неравномерной трещиноватости, закарстованности и промежуточных водоупорных горизонтов образуются изолированные водотоки.

Прежде чем перейдем к детальному рассмотрению гидрогеологических условий массива Арабика, вкратце разберем общие схемы типизации карстовых бассейнов.

КАРСТОВЫЕ БАССЕЙНЫ АЛЬПИЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ

Гидрогеологические условия карста альпийской складчатости изучены не в полной мере. Здесь можно выделить карстовые бассейны, карстовые водоносные системы и артезианские бассейны пластово-карстовых вод [Максимович, Кикнадзе, 1972].

Карстовые бассейны были выделены Н. И. Толстихиным [1959]. Это бассейны непапорных карстовых вод складчатого чехла горных стран. Для альпийских стран он различает:

1. Карстовые бассейны, сложенные карбонатными породами, спокойно залегающими на кристаллическом фундаменте. Близкими условиями, по мнению Н. И. Толстихина характеризуются карстовые бассейны Горного Крыма, сложенные кар-

бонатными отложениями юры и на ограниченных участках ла, залегающие на фундаменте из отложений таврической сланцевой свиты.

2. Карстовые бассейны склонов горных сооружений типа Кавказских, приуроченные к юрским и меловым известнякам.

Г. А. Максимович [1968, 1969] проводит более дробное деление карстовых бассейнов горных стран альпийской складчатости. Он различает:

1. Малые водораздельные синклиналильные бассейны, сложенные закарстованными карбонатными отложениями, залегающими на некарстующихся. Примером могут служить бассейны Фумайоло в Италии, Привенский в Австрии и некоторые в Румынии.

2. Континентальные склоновые бассейны карстовых вод, область разгрузки которых находится на суше. К этому типу можно отнести север Горного Крыма и многие карстовые массивы Западной Грузии. Разновидностью этого типа являются цокольные бассейны, которые отличаются высоким положением подстилающего водоупора. Такие бассейны есть в Среднем Атласе в Северной Африке.

3. Приморские опущенные склоновые бассейны карстовых вод с значительной ролью субмаринной разгрузки. К ним относятся бассейны по берегам Средиземного моря, небольшой участок Крыма западнее Байдарских ворот.

В горных районах Г. А. Максимович [1966, 1969], выделил **карстовые водоносные системы**, отличающиеся преобладанием изолированных подземных водотоков. Единый водоносный горизонт трещинно-карстовых вод еще не сформировался. Таких систем минимум две.

4. Водораздельные карстовые водоносные системы. Примером может служить массив Арба в Пиренеях с системами Хени-Морт и Тромба и система Пьяджа Белла в Альпах на границе Италии и Франции.

5. Приморские склоновые опущенные карстовые водоносные системы. Они известны в Динаридах по берегу Адриатики. К этому типу в основном относится и массив Арабика.

6. Малые артезианские бассейны пластово-карстовых вод, которые И. М. Буачидзе выделяет в Западной Грузии [1963].

7. Горные артезианские склоны. Это сложные моноклиналиные образования с карстовыми водами на выходах, переходящие под водоупором в кровле в пластово-карстовые воды. В качестве примера можно указать артезианский склон района Кавказских минеральных вод.

Г. А. Максимовичем [1966] дана морфометрическая классификация карстовых бассейнов, приводимая нами в таб. 4.

Морфометрическая классификация карстовых бассейнов. (по Г. А. Максимовичу, 1966).

Классы	Название	Площадь, км ²	П р и м е р ы	
			Платформенные артезианские бассейны пластово-карстовых вод, карстовые бассейны	Горные карстовые бассейны, артезианские бассейны и склоны пластово-карстовых вод, карстовые водоносные системы
1	Огромные	1 млн.	Карбонатные толщи Русского сложного арт. бас.	—
2	Большие	1 млн—100 тыс.	Кб Юкла (Ю. Австралия)	—
3	Крупные	100—10 тыс.	Уфимский кб (Предуралье)	—
4	Средние	10—1 тыс.	Сухоложско-Каменский кб (Урал)	Воклюз кб (Ю. Франция)
5	Небольшие	1 тыс.=100	Бяла-Силистра (Болгария), Алапавские, Мелкозерновско-Покровские кб (Урал)	Арабика кб (Грузия). Понор, Врапа кб (Балканы, Болгария)
6	Малые	100—10	Режевские кб (Урал)	Остра Могила мкб, Бенковский мкб (Балканы, Болгария)
7	Очень малые	10—1	Саксаганский кб (Кривой Рог)	Фумайоло кб (Италия), Маргарэ квс (Франция), Мако ево мкб, Буково мкб, Пестрово мкб (Балканы, Болгария)
8	Ничтожные	1	—	Балювица, Рашковцы кб (З. Балканы, Болгария)

Указанными типами не исчерпывается все разнообразие условий залегания карстовых вод, особенно в горных районах альпийской складчатости. Работа по типизации только начата. В частности, массив Арабика представляет более сложное образование.

Известняковый массив Арабика, входящий в гидрогеологическую область Южного склона Главного Кавказского хребта, а конкретнее, в Бзыбский артезианский бассейн (Буачидзе, 1963, 1964), характеризуется высокой водообильностью и содержанием преимущественно пресных гидрокарбонатно-кальциевых вод.

Ниже будут подробно рассмотрены гидрогеологические условия массива Арабика, химизм карстовых вод, гидрогеологические условия отдельных карстовых бассейнов, морфология карстовых форм зон поглощения, подземного стока и разгрузки, гидрохимическая (карстовая) денудация и т. д., на основе многолетних полевых исследований автора.

КАРСТОВЫЕ БАССЕЙНЫ МАССИВА АРАБИКА

Как отмечалось выше, при рассмотрении геологического строения, большую часть (61%) поверхности массива Арабика занимают карбонатные отложения, в разной степени подверженные карстовому процессу. Многочисленными карстовыми формами поглощается значительное количество (70—75%) выпадающих осадков, которые после циркуляции по подземным карстовым каналам и трещинам в виде разномодульных карстовых источников вытекают на перифериях массива, у подошвы его склонов. Такие источники имеются в долинах рек: Гега (Гегский водопад), Бзыби (Голубое озеро), Жове-Квара, Сандрипш, у побережья Черного моря (Репруа) и даже ниже уровня моря (сумбаринные источники в районе Гагра-Гантиади) и др. Расходы некоторых больших источников достигают 2—3 м³/сек. Определение подземных путей их питания является важным в свете расшифровки гидрогеологических условий массива.

Хотя бы для приблизительного разрешения этой задачи в условиях альпийского орогена совершенно необходимым является комплексное применение различных методов, среди которых наиболее эффективными представляются исследования литологии и тектонического строения массива, гипсометрических особенностей рельефа, а также установление зависимости между модулем стока в пределах развития карстующихся известняков и расходами карстовых источников.



Анализ литологии и тектонического строения отдельных конкретных участков массива Арабика с целью изучения их гидрогеологических условий, сводится к выделению вторичных структур и расчленению слагающих их отложений на водопроницаемые карстующие и относительно водоупорные горизонты. На исследуемой территории мы выделяем три водоносных карстующихся и три водоупорно-экранирующих горизонта. Здесь же необходимо отметить, что в природе не существуют абсолютно водоупорные пласты (за исключением четвертичных глин). Многочисленные трещины разных генетических групп расчленяют даже наиболее водоупорные породы и они становятся водоносными. Однако, трещины в этих породах не обеспечивают полного поглощения подземных вод, поступающих на кровлю пород, и в таких случаях нерастворимые пласты (в пачках растворимых пород) становятся водоупорно-экранирующими.

Нижний водоупорный горизонт массива Арабика слагается мощной порфиритовой свитой байоса, и залегающим на ней фрагментарно и трансгрессивно маломощной свитой песчаников и глин келловой-оксфорда; мощность последней не превышает 18—20 м, а мощность вулканогенных отложений байоса достигает 3000 м. Кровля этого нижнего водоупорного горизонта в западной части массива глубоко погружена и по этой причине его водоупорно-экранирующая роль для карстовых вод массива в этом районе затушевывается. В восточной, и особенно, в северной частях этот горизонт поднимается выше уровня моря. В долине р. Бзыби, ниже Голубого озера, в ядре размытой антиклинали (восточный склон массива), кровля нижнего водоупорного горизонта приподнята до абс. отметки 900 м. У подошвы северного склона массива, на месте эрозийного размыва ядра Кацирхинской антиклинали, кровля нижнего водоупорного горизонта достигает 1300 м., а в западной части этой складки этот же горизонт слагает южный склон и гребень хр. Кацирха и приподнят до отметки 2400 м. Исходя из вышесказанного, можно полагать, что функцию водоупорного цоколя для массива Арабика этот комплекс пород выполняет почти всюду, за исключением его крайне западной части. Породами байосской порфиритовой свиты сложены ядра всех антиклинальных и мулды синклинальных складок, слагающих массив Арабику.

На нижнем водоупорном горизонте (порфиритовая свита байоса), в местах отсутствия келловой-оксфордских песчаников и глин, трансгрессивно залегают нижний водоносно-карстующийся горизонт, состоящий из чередования тонко-среднетолстослоистых, зернистых, пестроцветных известняков с их доломитизированными разностями, а также мергелистыми из-



вестняками и мергелями лузитана, кимериджа и титона, с мощностью до 1000 м. Этот водоносно-карстующийся горизонт слагает поверхность массива в его центральной высокогорной и северной частях, а также в юго-восточной оконечности, между долинами рек Бзыби и Жове-Квара.

На сильно смятые складки нижнего водоносно-карстующего горизонта согласно налегает сравнительно маломощная свита нижнего неокома, состоящая из глауконитовых песчаников, мергелей, битуминозных и доломитизированных известняков. Низы этого горизонта являются относительным водоупором, при мощности 180 м; это горизонт мы выделяем в качестве среднего водоупорного горизонта; однако в центральной и северной частях массива этот горизонт не представляет водоупор, т. к. здесь указанная свита мало битуминозна, и вместе с тем мощность её сравнительно незначительна; поэтому в центральной и северной частях массива Арабика нижне-неокомские известняки карстуются.

На нижне-неокомской свите согласно залегают мощные пласты толстослоистых, массивных барремских известняков, составляющих средний карстовый водоносный горизонт, мощность которого варьирует в пределах 400—900 м. Этот горизонт слагает поверхность исследуемой территории в её западной, отчасти центральной и восточной частях.

На среднем карстово-водоносном горизонте согласно залегают мергели, мергелистые глины, мергелистые известняки, туфо-песчаники и кремни апт-альб-сеномана. Эти отложения заполняют мульды синклинальных складок в южной части массива и протягиваются узкой полосой вдоль Ачмардинской синклинали. В восточной части массива, на водоразделе рек Бзыби и Жове-Квара, этот верхний водоупорный горизонт сохранился в виде изолированного острова, разъединенного от основной полосы его простираения эрозионным ущельем р. Жове-Квара. В крайне западной части массива верхний водоупорный горизонт слагает не только мульды синклинальных складок, но и своды вторичных антиклиналей, и поэтому в этой части полоса простираения верхнего водоупора расширяется до 9 км. Мощность верхнего водоупорного горизонта варьирует в пределах 45—250 м, и, в основном, ввиду ограниченного распространения верхнего карстово-водоносного горизонта, бронирует от непосредственного воздействия атмосферных осадков и закарстования средний карстово-водоносный горизонт.

Стратиграфическая колонка массива Арабика заканчивается турон-сенонами толстослоистыми, плотными известняками типа литографических, мощность 140—160 м. Этот верхний водоносно-карстующийся горизонт сохранился от смыва в районах урочищ Гюзле и Шабашха, на высоте 1600—

2000 м над уровнем моря, в сильно закарстованной мульде Ачмардинской синклинали.

Вторичные тектонические дислокации массива Арабика обусловили смятие складок вышеописанных водоупорных и водоносных горизонтов, что, по нашим соображениям, сыграло важную роль в формировании обособленных подземных водотоков. Крупные карстовые источники у подошвы массива имеются в местах эрозионного размыва мульд синклинальных складок, в контакте водоупорных горизонтов с водоносными карстующимися породами. Поэтому подземный бассейн каждого карстового источника следует предположить в пределах той синклинальной складки, в размытой мульде которой расположен этот источник.

Для исследуемой территории сбросы сыграли второстепенную роль в аспекте межбассейнового распределения атмосферных осадков. Сбросы обусловили вертикальное воздымание массива. Поднят блок известняков юры и мела, непосредственно примыкающий к Грузинской глыбе, и находящийся между бассейнами рек Псоу и Гумиста-Келасури. Этот блок с юга ограничивается Калдахварским сбросом, являющимся, в свою очередь, результатом осложнения флексурного перегиба, и в районе Гагра секущим также отложения меотиса. Понт здесь перекрывает сброс трансгрессивно. Вышеописанный блок с севера ограничивается Ридинским сбросом, северное крыло которого более приподнято, чем южное; последнее объясняется разностью темпов поднятий крыльев, (северное крыло воздымалось с большой амплитудой, чем южное). Массив Арабика является крайне западной частью этого блока, отделенной от его восточного продолжения глубокой эрозионной долиной р. Бзыби.

Антиклинальные и синклинальные складки исследуемой территории взаимопараллельны и имеют общекавказское простирание. На крупномасштабных геологических картах и разрезах выявляется совпадение складок юрских и меловых отложений. В крайне северной части массива, на северном его склоне, проходит Кацирхинская антиклинальная складка, погружающаяся в восточном направлении. Нижним водоупорным горизонтом слагается ядро Кацирхинской складки, обнаженное на склоне массива в местах его эрозионного расчленения (в долинах р. Гега и её правого притока р. Куту-Шара), а также и южный склон хр. Кацирха в западной части полосы. Между указанными выходами нижнего водоупорного горизонта свод этой же антиклинальной складки слагается мало мощным нижним водосносно-карстующимся горизонтом. Мощность последнего вдоль свода антиклинали настолько мала, что практически исключается возможность гидродинамической связи

между крыльями описываемой складки. Поэтому южное крыло можно рассматривать как изолированный подземный карстовый бассейн, являющийся в нижней части склона осложненным синклинальной складкой Ах-Аг. Площадь поверхности изолированного бассейна Ах-Аг составляет 8 км² (рис. 19). Однако из-за большой крутизны склона массива в этой части поверхностные карстовые формы, являющиеся водопоглощающими, здесь отсутствуют. Несмотря на это, бассейн Ах-Аг все же следует принимать за изолированный карстовый бассейн, питающийся своими малодебитными источниками р. Гегу в районе Черкесской поляны и её правый приток р. Куту-Шара.

К югу от замкнутого бассейна Ах-Аг, между антиклинальными складками Кацирха и Гега, расположена синклиналь Сандрипш. Её мульда характеризуется слабым наклоном с запада на восток.

Свод Кацирхинской антиклинали почти полностью размыт, и поэтому на поверхности обнажается нижний водоупорный горизонт; бассейн синклинальной складки с севера четко ограничивается. Южная граница бассейна проведена несколько искусственно; нижний водоупорный горизонт предположительно на своде антиклинальной складки Гега расположен на глубине 500—600 м от поверхности; поэтому, можно допустить участие карстовых вод, поглощенных на территории высокогорного района массива (южнее свода этой антиклинальной складки) в питании района, сложенной Сандрипшской синклиналью. Самостоятельность этого бассейна карстовых вод, названного нами Сандрипшским (рис. 19), доказывается наличием карстовых источников на правом берегу р. Гегу, дающих начало, в частности, известному Гегскому водопаду. Все эти источники выходят в долине г. Гега, в кровле водоупорно-экранирующего горизонта, эродированного в мульде Сандрипшской синклинали. Расход Гегского карстового источника по единичным замерам Л. А. Владимирова [1962] составляет 1 м³/сек, а дебит остальных четырех более мелких источников по нашим замерам не превышает 100 л/сек, что несколько меньше теоретического модуля стока подземного карстового бассейна Сандрипш; это связано, по-видимому, с потерей части вод атмосферных осадков в виде поверхностного стока.

Южнее Сандрипшского карстового бассейна расположен карстовый бассейн Богорупшта в синклинальных складках Кужба-Яшта и Богорупшта (рис. 19). Первая из вышеотмеченных складок слагается нижним карстовым водоносным горизонтом, а в сложении второй, являющейся западным продолжением синклинали Кужба-Яшта, принимают участие нижний, средний и верхний водоупорные горизонты, разделяющие нижний и средний карстовые водоносные горизонты. Од-



нако нижненеокомские пласты здесь следует отнести к карстующимся горизонтам ввиду их маломощности и сильной трещиноватости. Обе эти складки фактически представляют одну синклинали и слагают наиболее высокогорный район массива Арабика. На всем своем протяжении с юго-востока на северо-запад, Богорупштская складка слабо наклонена на запад. Кровля нижнего водоупорного горизонта в мульде этой складки, в крайне восточной части массива, расположена на абс. высоте 400—450 м, а в западной части — на уровне 250 м, т. е. она наклонена в западном направлении (что обуславливается влиянием Сочинского синклинория), в то время как синклинали Ах-Аг и Сандрипш погружаются к востоку.

Ввиду того, что пойма р. Сандрипш расположена значительно выше кровли нижнего водоупорного горизонта, слагающего мульду складки синклинали Богорупшта, зона разгрузки вод последней находится за пределами массива Арабика. Сказанное подтверждается отсутствием карстовых источников в долине р. Гега, на том участке, где она глубоко врезана в слагающие эту складку отложения верхней юры (нижнего карстового водоносного горизонта). Нижний и средний карстующиеся горизонты, входящие в состав этой складки, образуют высокогорную часть массива в его восточной и западной перифериях; на этой территории почти совершенно отсутствует поверхностный сток. Поглощенные воды проходят гидродинамическую зону вертикально-нисходящей циркуляции, и, достигнув кровли нижнего водоупорного горизонта, по наклону мульды этой складки текут в западном направлении. Эти воды, ввиду неглубокого вреза долины р. Сандрипш, под её руслом уходят за пределы исследуемой территории. Место разгрузки этих подземных вод должно находиться в долине реки Псоу.

Южнее антиклинали Арабика, западным продолжением которой является антиклиналь Берчиль, представлена синклинали Ачмарда. Она занимает сравнительно обширную территорию среднегорной части хребтов, являющихся южными отрогами массива (хр. хр. Мамдзышха, Люкивоху, Жовеху, Зырху). В строении этой широкой и глубокой синклинали складки принимает участие весь комплекс водоупорных и водоносных горизонтов, выделенных нами на массиве Арабика; однако, нижненеокомские известняки в этой части массива настолько маломощны и слабо битуминозны, что известняковые толщи этого горизонта следует отнести к карстующимся. Поэтому в этой части массива имеется двухъярусная система подземных бассейнов, наиболее отчетливо выделяющихся в восточной части исследуемой территории.

Синклиналь Ачмарда разделена выгибом мульды в центральной части (в пределах массива Арабика) на два прогиба погружающихся в восточном и западном направлениях. Этим вызвано формирование двух обособленных подземных бассейнов, разделенных, как было сказано, приподнятым нижним водопором, образующим для них водораздел.

Исходя из вышеуказанного, в восточной части Ачмардинской синклинали нами выделяются два наиболее отчетливо выраженных, поярусно расположенных один над другим, подземных бассейна (рис. 19).

Нижним Ачмардинским бассейном питается самый крупный карстовый источник массива Арабика — Голубое озеро. Как было сказано, этот бассейн занимает восточную, погружающуюся в этом направлении часть Ачмардинской синклинальной складки, подошва которой образована нижним водупорным горизонтом; кровля последнего в наиболее приподнятой части мульды этой синклинали расположена на абс. высоте 100 м, а в районе восточной части массива, под дном долины р. Бзыби, она погружается ниже уровня моря. На крыльях Ачмардинской синклинальной складки водупорный горизонт подземного бассейна Голубого озера наклонен в сторону мульды под углом 20—25°. Карстово-водоносный горизонт верхнеюрских и барремских известняков согласно налегает на вышеотмеченный водупорный горизонт. Последний обнажается на обширной территории, расположенной между высокогорной альпийской зоной и крутым юго-восточным склоном массива. Рельеф этой его части выровнен. Поэтому на этой части исследуемой территории сильно развита сеть водопоглощающих систем, питающих подземный бассейн Голубого озера поверхностными, главным образом, дождевыми водами. Поглощенные воды проходят гидродинамическую зону вертикальной циркуляции и, достигнув водупорного горизонта, скапливаются вдоль мульды Ачмардинской синклинали. Здесь, в соответствии с наклоном последней, воды текут в восточном направлении и вытекают у подошвы правого склона долины р. Бзыби, на 4 м. выше поймы реки в виде ключевого горшка. Этот ключевой горшок, имеющий вид небольшого озера глубиной в 20 м, известен под названием Голубое. Расход этого карстового вольза по данным единичных замеров [Желтов, 1929 г., Чхаидзе, 1967], колеблется в пределах 1,5—2,5 м³/сек. В Голубое озеро впадает мощная карстовая река с дебитом до 1 м³/сек., и ещё один, менее значительный источник в пещере, (расположенной в непосредственной близости к Голубому озеру) с расходом до 300 л/сек. Теоретический модуль подземного стока для этого бассейна составляет 55 л/сек/км² и, таким образом, для подземного бассейна Голубого озера модуль чуть

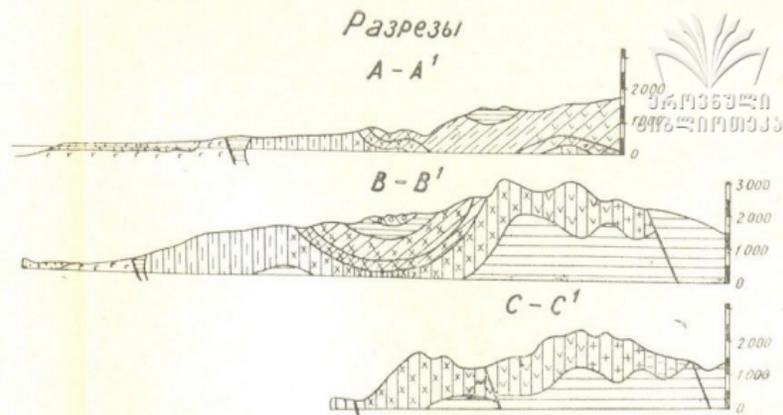
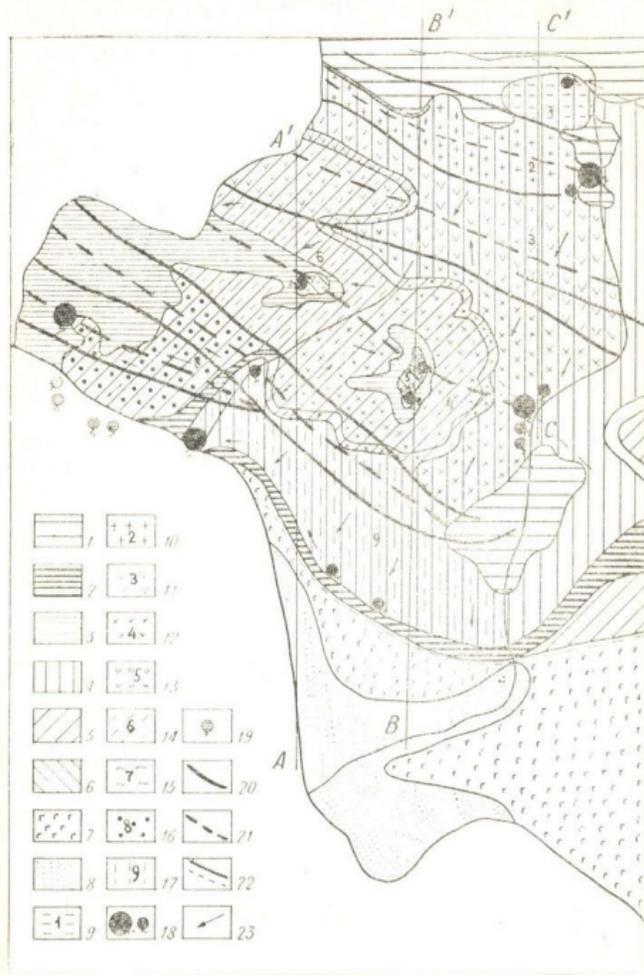


Рис. 19. Схема подземных бассейнов карстовых вод массива Арабика (составлена Т. З. Кикадзе и Д. Д. Табидзе): 1 — нижний водоупорный горизонт, байосская порфиритовая свита (мощность 3000 м); 2 — средний водоупорный горизонт, песчанки, мергели и битуминозные известняки нижнего неокома (мощность 180 м); 3 — верхний водоупорный горизонт, мергели, глины, мергелистые известняки альб-ап-сеномана (мощность 45—250 м); 4 — нижний карстующийся горизонт, известняки верхней юры (мощность 1000 м); 5 — средний карстующийся горизонт, известняки нижнего мела (мощность 400—500 м); 6 — верхний карстующийся горизонт, известняки верхнего мела (мощность 140—160 м); 7 — неогеновые отложения, глины, песчанки, мергели; 8 — четвертичные отложения, галечники, пески, глины; 9—17 — подземные бассейны карстовых вод; 9 — Ах Аг; 10 — Сандриш; 11 — Богорушита; 12 — Голубое озеро; 13 — Шабашха; 14 — Ачмарда; 15 — Гюзле; 16 — Хододитч Речка; 17 — Ренруа; 18 — наземные карстовые источники; 19 — субмаринные источники; 20 — оси антиклиналей; 21 — оси синклиналей; 22 — линии разрывов; 23 — направления подземных водотоков.

больше фактического расхода карстовых источников этого бассейна.

На водоразделе хр. Мамдзышха, в районе урочища Шабашха, средний карстово-водоносный горизонт перекрывается верхним водоупором, представленным аптскими и альбскими мергелями. Они сохранились в мульде Ачмардинской синклинали в центральной части, в виде островка, на площади 2,5 км², вместе с верхним карстовым водоносным горизонтом турона. Последний, при наличии водоупора под его подошвой, образует изолированный карстовый бассейн на высоких отметках, именуемый нами подземным бассейном Шабашха (рис. 19). Зона разгрузки вышеописанного небольшого бассейна, расположенная в гребневой части хр. Мамдзышха, на его восточном склоне, выражена двумя мелкими карстовыми источниками.

В западной части Ачмардинской синклинали, западнее её перегиба, слагающие эту складку карстовые водоносные и водоупорные горизонты образуют двухэтажную систему подземных бассейнов; верхнеюрские и барремские известняки здесь образуют самостоятельный нижний подземный бассейн, подошвой которого служит нижний водоупорный горизонт. Последний, в соответствии с вышележащими пластами, слагает крылья и мульду Ачмардинской синклинали, погружающейся в западном направлении. Цоколь этого бассейна в крайне восточной части находится лишь на 150—200 м выше уровня моря, а в западном направлении глубоко погружается ниже уровня моря. Этот бассейн в средней части перекрыт верхним водоупорным горизонтом, слагающим поверхность массива по берегам левого притока р. Сандриш, берущим начало в районе урочища Гюзле, и вырабатывающим структурную долину. В районе селения Ачмарда, там, где одноименная синклиналь глубоко погружена, подземные воды Ачмардинского подземного бассейна питают западную часть Бзыбского артезианского бассейна.

Выше Ачмардинского бассейна, в районе урочища Гюзле, мульда Ачмардинской синклинали сложена карстовым водоносным горизонтом. Туронские известняки здесь подстилаются глинистыми и мергелистыми фациями апт-альб-сеномана, служащего верхним водоупорным горизонтом. Этим обусловлено формирование незначительного по площади (не превышающей 1,5 км²) изолированного подземного бассейна в туронских известняках (рис. 19). Они сильно закарстованы; воды их в соответствии с наклоном мульды Ачмардинской синклинали, разгружаются в крайне западной части бассейна, на контакте с верхним водоупорным горизонтом, в виде небольших родников; эти источники дают начало левому притоку р. Сандриш.

Южнее Ачмардинского подземного бассейна представлен самостоятельный подземный бассейн Холодная речка (рис. 19), объединяющий две синклинали складки: Заречку и Ковалевское. Одноименные синклинали формируются на левом склоне долины р. Жове-Квара в соответствии с бифуркацией антиклинальных складок Гагрипш и Анахомста. Этот бассейн (Холодная речка) образуется средним карстовым водоносным горизонтом, подстилаемым средним водоупорным горизонтом, который, как было отмечено выше, сильно битуминозен. Эти горизонты слагают мульды и крылья синклиналей Заречка и Ковалевское в восточной, наиболее приподнятой её части; в западной же части, барремские известняки перекрываются верхним водоупорным горизонтом. Подземный бассейн Холодная речка питается поверхностными водами, поглощенными на южном склоне хр. Зырху, где отроги последнего не спускаются ниже абс. отметок 700—1200 м и слабо расчленены верховьями самостоятельных речных потоков: Чигирипш, Анахомста и Холодная речка. В соответствии с погружением синклиналей Заречка и Ковалевское в западном направлении, зона разгрузки этого бассейна находится в его западной окраине, на абс. высоте 49 м, в виде выхода Холодной речки в мульде синклинали Заречка. Подземный бассейн Холодная речка расположен в непосредственной близости моря, параллельно морскому берегу. Подземный бассейн Холодная речка принимает также воды самостоятельного подземного бассейна Ковалевское, расположенного севернее. Это обстоятельство должно обуславливаться выколаживанием складок в западной части исследуемой территории, в непосредственной близости к Сочинскому синклинию.

Восточнее долины Жове-Квара, в юго-восточной части массива Арабика и южнее подземного бассейна Голубое озеро, представлена крупная антиклинальная складка Гагрипш. Ядро её в долине р. Бзыби размыто и здесь обнажаются средне- и, даже нижнеюрские отложения, образующие нижний водоупорно-экранирующий горизонт, представляющий водоупорный цоколь массива. Северное крыло этой складки осложнено вторичными складками. Анализ геологических разрезов восточной части северного крыла антиклинали Гагрипш выявляет полное отсутствие вторичных складок в среднеюрской вулканогенной толще. Южное же крыло Гагрипшской антиклинали круто наклонено между низовьями рек Жове-Квара и Бзыби. Поглощенные на этом участке атмосферные осадки проходят гидродинамическую зону вертикально-нисходящей циркуляции и, дойдя до поверхности нижнего водоупорного горизонта, скапливаются у подошвы массива, где средний водоупорный горизонт образует водонепроницаемый барьер вдоль всего про-

тяжения подошвы этого склона, между долинами рек Жове-Квара и Бзыби. Этот барьер полностью размывается лишь у устья р. Жове-Квара, где и находят выход подземные воды Гагрипшского бассейна (рис. 19). Во время регрессии моря в новозвксинское время, этот барьер у устья Жове-Квара был размыт и на высоте 25—30 м ниже соврем. уровня моря находилась зона разгрузки подземных вод. После голоценовой трансгрессии она оказалась под водой и в настоящее время представлена в виде субмаринных источников вблизи морского берега. Часть вод этого бассейна вытекает на дневную поверхность в районе устья р. Жове-Квара в виде водообильного вклюджа, известного под названием Репруа (рис. 20, 21).

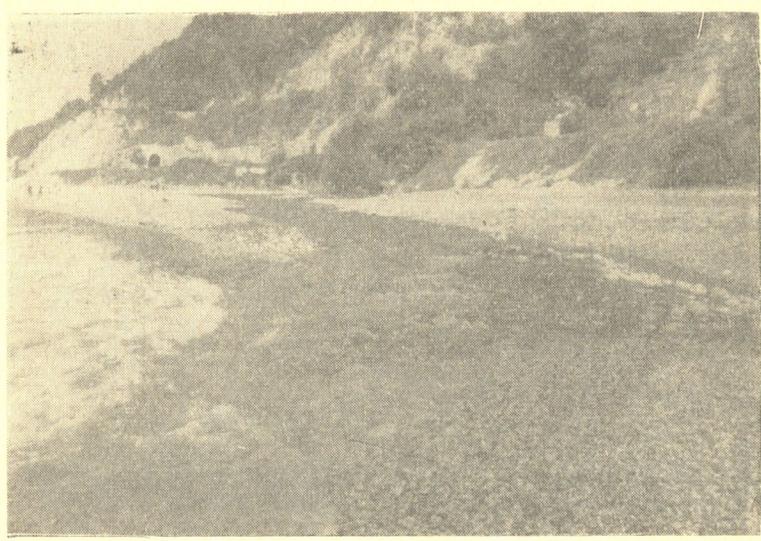


Рис. 20. Карстовый источник Репруа (фото Ж. Корбеля)

Таким образом, на территории карстового массива Арабика мы выделяем 9 самостоятельных подземных бассейнов карстовых вод (рис. 19), в основном питающихся атмосферными водами в пределах массива. Подземные воды разгружаются в основном у подошвы массива; исключение составляют лишь сравнительно небольшие бассейны Гюзле и Шабашха (1400—1800 м н. у. м.); они образуют наиболее высокорасположенный верхний этаж подземных бассейнов, подвешенные воды которых разгружаются в высокогорной зоне на абс. отметках 1200, 1680 и 1760 м н. у. м.

Пространственное распределение карстовых бассейнов в



пределах массива Арабика совпадает с мульдами синклинальных складок и их воды разгружаются в местах эрозионного расчленения структур, на контакте с водоупорными горизонтами. Карстовые воды бассейнов текут по направлению погружения осей тех складок, к которым бассейны приурочены, и источники их располагаются там, где структуры прорезаются эрозионными долинами. Часть подземных вод принимает участие в субмаринной циркуляции, охватывающей по Л. И. Марушвили (1970) всю котловину Черного моря. Об этом свидетельствует обнаружение пресной воды буровыми скважинами на больших глубинах под уровнем моря в районе Гагра.

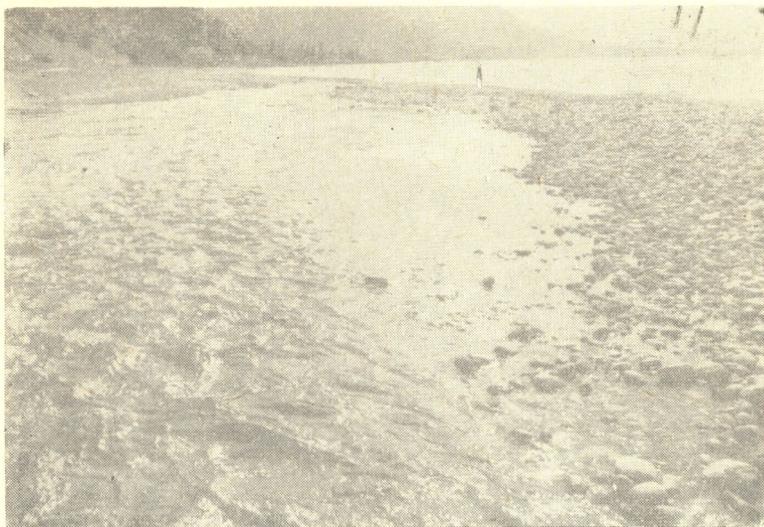


Рис. 21. Карстовый источник Репруа, фрагмент (фото Ж. Корбеля)

Границы выделенных нами подземных бассейнов в настоящее время даются приближенно, лишь на основании структурно-литологических, гидрогеологических и геоморфологических данных; однако, в дальнейшем их контуры будут уточняться. Поэтому предложенную нами схему следует рассматривать как первую попытку разрешения сложной и весьма важной задачи гидрогеологии карстового массива Арабика. В этом аспекте особенно важно совместно с теми методами, которыми мы пользовались, применение красителей и спелеологические исследования подземной гидрографии, что, по нашему мнению, даст возможность окончательного разрешения данной задачи в условиях массива Арабика.



Из выделенных нами 9 самостоятельных карстовых бассейнов на исследуемой территории, бассейн Ах-Аг принадлежит к II, а бассейн Репруа — к III типу карстовых бассейнов по схеме Г. А. Максимовича [1966]. Все же остальные бассейны относятся к I типу, — «малых водораздельных синклинальных бассейнов, сложенных закарстованными карбонатными отложениями, залегающими на некарстующихся». В целом, карстовый массив Арабика можно отнести к V типу бассейнов — приморским склоновым опущенным карстовым водоносным системам.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Известняковый массив Арабика разбит на отдельные блоки глубокими, каньонообразными ущельями, причем, резкое колебание высот, сильное расчленение высокогорного рельефа с альпийскими, субальпийскими и лесными зонами, влажный, морской и горный климаты, горизонтальное и вертикальное взаимоотношение карбонатных и вулканогенных пород, создают весьма своеобразные гидрогеологические условия.

П. И. Желтов (1933 г.), отмечавший, что геологический разрез и тектоника Гагрского района определяют характер его водоносности, в гидрогеологическом отношении выделял три следующие зоны:

1. Равнинную прибрежную, сложенную постплиоценовыми отложениями.
2. Предгорную — к северу от сел. Пиленково (в настоящем — Гантиади), до подножия хр. Кацырха и отрогов г. Арабика, сложенную мергелистыми породами верхнего мела и эоцена.
3. Горную, сложенную нижними членами разреза от байоса до сенона включительно.

По П. И. Желтову, все стратиграфические разделы верхней юры и нижнего мела являются водоносными, что не подтверждается данными других исследователей (Курочкин, 1940 г., Букия, 1953 г.), а также нашими наблюдениями, о чем подробно будет сказано ниже.

Попытка выделения гидрогеологических зон принадлежит В. И. Курочкину (1940 г.); район исследований он разбивал на следующие 4 части:

- а) районы развития вулканогенных и песчано-глинистых отложений юры;
- б) карстовые области;
- в) район распространения верхнемеловых и третичных отложений;

г) районы аллювиальных отложений.

В. И. Курочкин в той же работе отмечал, что карстовые области находятся в совершенно иных гидрогеологических условиях, чем остальные вышеперечисленные районы, что не вызывает сомнений. Хорошая растворимость известняков, их трещиноватость и глубокая расчлененность рельефа способствуют тому, что большая часть атмосферных вод просачивается вглубь карбонатной толщи по многочисленным карстовым путям.

По С. Г. Букия (1953 г., 1967 г.), гидрогеологические условия исследуемого района определены особенностями рельефа, литологией слагающих район формаций, тектоникой, наряду с чрезвычайно влажным, горным климатом. Этот автор, опираясь на литолого-тектонические условия, выделяет следующие горизонты подземных вод:

1. Подземные, преимущественно трещинные воды в породах юрского возраста;
2. Карстовые и трещинные воды в толще карбонатных пород мела;
3. Трещинно-поровые воды в третичных отложениях;
4. Грунтовые воды в современных аллювиальных и делювиальных отложениях.

Выделение этим автором горизонта карстовых вод только в толще карбонатных пород мела нам кажется необоснованным, так как карстовые воды в не меньшей степени распространены и в карбонатных породах верхней юры (титон-лузитан), пользующихся большим вертикальным и горизонтальным распространением, чем меловые отложения. В. И. Курочкин же (1940 г.) с гидрогеологической точки зрения к карстовым областям относил карбонатные толщи верхней юры и мела, что подтверждается и нашими исследованиями [Кикнадзе, 1965, 1968].

Особенно важными условиями, определяющими пространственное распределение и движение вод на поверхности и вглуби массива Арабика, являются литология и тектоническое строение: мощные верхнеюрские и меловые карбонатные породы сильно дислоцированы и слагают антиклинальные и синклинальные складки, крылья которых в прибрежной части массива часто опущены ниже уровня моря.

Подходя с точки зрения степени растворимости слагающих массив Арабику пород, их литологического состава и гидрогеологических условий, для исследуемой территории мы выделяем следующие гидрогеологические зоны [Кикнадзе, 1965, 1968]: (рис. 22).

I. Зона некарстовых вод с подзонами;

- 1) байосской порфиритовой свиты,
- 2) келловой-оксфордских песчаников,
- 3) апт-альб-сеноманских мергелей и песчаников,
- 4) палеоген-неогеновых отложений,
- 5) четвертичных отложений.

II. Зона карстовых вод с подзонами:

- 1) титон-лузитанской карбонатной серии,
- 2) барремских карбонатных толщ,
- 3) турон-сенонских карбонатных толщ.

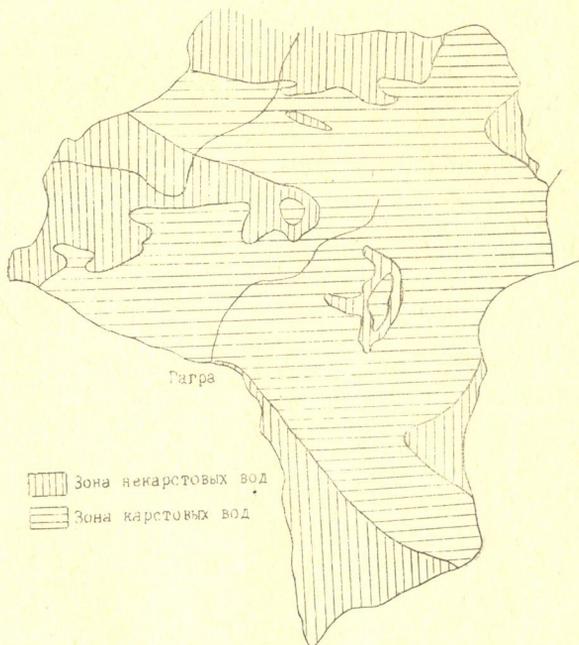


Рис. 22. Зоны карстовых и некарстовых вод массива Арабика
(составлена автором)

Рассмотрим гидрогеологические особенности и химизм подземных вод каждой из зон и подзон в отдельности.

I. Зона некарстовых вод

Зона некарстовых вод занимает северную, восточную и западную окраины массива, а также незначительно юго-восточную и северо-западную части. Большую часть зоны занимают

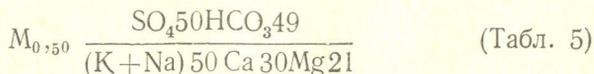
байосская порфириновая свита и альб-аптские мергели и песчаники. Свиты некарстующихся пород содержат горизонты трещинных, ненапорных вод и служат водоупорами для выше-расположенных карстовых бассейнов.

1. Подзона байосской порфириновой свиты

Эта подзона занимает северную и восточную окраины исследуемой территории, общей площадью распространения в 50 км². Отложения, слагающие зону представлены порфириновыми туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, глинами и конгломератами байоса. Они обнажаются на территории между долинами рек Гега и Псоу, вдоль антиклинали Кацырха в северной части массива и в ущелье р. Бзыби, ниже источника Голубое озеро. Порфириновая свита байоса, подстилающая вышерасположенные карбонатные толщи верхней юры и мела, служит основным водоупором для всего массива в целом.

В пределах данной подзоны, в местах обнажений вулканической свиты, часть метеорных вод стекает по поверхности и присоединяется к гидрографической сети, а часть поглощается трещинами тектоническими и выветривания, создавая трещинно-пластовые воды. Эти воды содержатся только в трещинных зонах выветривания и местах тектонических нарушений. Водоносность горизонта слабая; средний дебит источников подзоны колеблется от 0,02 до 1 л/сек, при температуре вод 3—14°. Режим источников полностью зависит от количества атмосферных осадков и в засушливые периоды они часто пересыхают. Воды подзоны пресные, ненапорные; хорошая расчлененность рельефа, наличие водопроводящих трещин, выводящих воду на дневную поверхность в виде источников, создают благоприятные условия для дренажа вод этой подзоны. Источники с незначительными дебитами, дающие начало небольшим ручейкам, представлены в северной части массива, на южном склоне хр. Кацырха и на восточной границе территории, по ущельям рек Гега и нижнего течения р. Бзыби, химический состав которых приведен в таблице 5.

Воды источников, выходящих в контакте байосских и келловей-оксфордских отложений в ущелье р. Бзыби, в 4—5 км к югу от воклуза Голубое озеро, имеют следующую химическую формулу:



Как видно из формулы, эти воды сульфатно-гидрокарбонатно-натриево-кальцево-магниевого (табл. 5).

Химический состав подземных вод отложений байоса (по Г. Чхидзе, 1967)

Место отбора пробы	t °C	Общая жестк. мг/экв.	Содержание в мг/л						Дебит л/сек.	PH	Формула Курлова
			Ca	Mg	Na+K	HCO ₃	SO ₄	Cl			
На правом берегу р. Бзыби, южнее Голуб. озера 4 км . . .	14	3,40	40,0	17,0	76,8	201,3	160,4	3,5	0,70	7,5	$M_{0,50} \frac{SO^4 50 HCO^3 49}{(Na+K) 50 Ca 30 Mg 21}$
В ущ. р. Бзыби, южнее Голубого озера 4,7 км	12	2,90	36,0	13,4	84,4	195,2	156,7	3,9	0,20	7,1	$M_{0,40} \frac{SO^4 50 HCO^3 49}{(Na+K) 56 Ca 27}$



Здесь воды зоны активной циркуляции смешаны с водами зоны затрудненного водообмена, о чем говорит повышенное содержание Na-иона, характерного для вод затрудненной циркуляции [Чхаидзе, 1967]. Общая жесткость вод подзоны порфиритовой свиты байоса составляет 2,90—3,40 мг/экв.

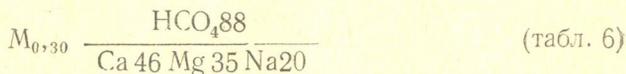
2. Подзона келловей-оксфордских отложений

Эта подзона представлена маломощными трещиноватыми глинами и песчаниками келловей-оксфорда, пользующимися незначительным распространением. Они окаймляют узкой лентой выходы байосской порфиритовой свиты и вместе с ней представляют водоупор для вышерасположенных карбонатных комплексов. Трещиноватые песчаники, подстилаемые глинами, являются хорошим коллектором подземных вод. К этому горизонту приурочены небольшие нисходящие источники севернее г. Арабика, на южном склоне хр. Кацырха, относящиеся к бассейну р. Гега; такие источники известны также в ущелье среднего течения р. Гега, на юго-восточной периферии исследуемого массива.

Подзона келловей-оксфордских отложений слабо водообильна и дебит источников составляет лишь 0,01—0,5 л/сек, изменяясь в зависимости от количества атмосферных осадков. Температура родниковых вод 6—16°.

Химический состав вод этого горизонта приведен в таблице 6; минерализация по сравнению с водами порфиритовой свиты байоса низкая и составляет 0,2—0,3 г/л при общей жесткости 1,8—3,12 мг/экв.

На правом берегу правого притока р. Бзыби, на 9 км южнее Голубого озера и на 400 м западнее шоссеной дороги источник, выходящий из описываемой подзоны имеет следующую химическую формулу (Чхаидзе, 1967):



Частично иной химический состав имеет вода источника в ущелье первого правого притока р. Куту-Шара (приток р. Гег), выходящая из трещины келловей-оксфордских песчаников:



Как видно из химических анализов родников данной подзоны, воды ее по анионному составу гидрокарбонатные, а по катионному-кальциево-магниевого и кальциево-натриевого.

Химический состав подземных вод келловей-оксфорда (по Г. Чхаидзе, 1967).

Место отбора пробы	t °C	Общая жестк. мг/экв.	Содержание в мг/л						Дебит л/сек.	PH	Формула Курлова
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃	SO ₄	Cl ⁻			
На правом берегу сред. течен. р. Гега	8	2,10	34,0	4,9	11,0	128,1	17,3	4,2	0,2	6,8	M _{0,20} $\frac{\text{HCO}_3^{\ominus} 81}{\text{Ca } 66}$
В ущелье пр. притока р. Бзыби, к югу в 9 км. от Гол. озера, западнее дороги 400 м	16	3,12	35,3	1,6	17,5	207,4	18,9	4,0	0,4	7,5	M _{0,30} $\frac{\text{HCO}_3^{\ominus} 88}{\text{Ca } 46 \text{ Mg } 35}$
В верховьях первого правого притока р. Куту-Шара	6	1,90	30,0	4,9	18,6	134,2	17,3	5,0	0,5	7,3	M _{0,21} $\frac{\text{HCO}_3^{\ominus} 81}{\text{Ca } 55 \text{ Na } 30}$
В верховьях первого левого притока р. Куту—Шара . . .	6	1,80	28,0	4,9	20,0	122,0	24,7	5,4	0,3	7,1	M _{0,20} $\frac{\text{HCO}_3^{\ominus} 75}{\text{Ca } 53}$



3. Подзона апт-альб-сеноманских отложений

Отложения данной подзоны обнажаются в основном в западной и юго-западной частях массива, в районе селений Ачмарда, Менделеево и в ущелье р. Хашупсе; небольшие выходы альб-аптских отложений имеются в уроч. Гелгелук и Ашхабашха. Эти отложения представлены мергелями, глинами и песчаниками, составляя в местах несмытых небольших островков турон-сенонских карбонатных пород водоупоры.

Горизонты описываемой подзоны слабо водоносны и их можно признать практически водоупорными горизонтами. Незначительное количество воды циркулирует без напора в редких трещиноватых зонах, разгружаясь в виде мелких источников в районе южнее уроч. Гюзле, в лесной зоне, а также в районе ур. Ашхабашха и юго-западнее, в ущелье р. Хашупсе. Химический состав нескольких источников этой подзоны, выходящих на контактах с барремскими известняками в районе уроч. Ашхабашха, Гюзле и в ущелье р. Хашупсе приведен в табл. 7.

Как видно из табл. 7, температура источников рассматриваемой подзоны колеблется в пределах 6—10°, при дебите 1—3 л/сек; общая жесткость составляет 2,7—3,4 мг/экв., по анионному составу эти подземные воды гидрокарбонатные, а по катионному составу кальциевые и кальциево-магниевого. Присутствие гидрохимической фации $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$ в этой подзоне, столь свойственной для карстовых вод массива Арабики, можно объяснить присутствием тонких прослоев известняка, а также гидравлической связью с вышележащими карбонатными толщами. Воды данной подзоны относятся к зоне активной циркуляции, являются пресными и безнапорными.

4. Подзона палеоген-неогеновых отложений

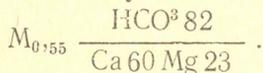
Эти отложения, представленные глинистыми мергелями, песчаниками, глинами, занимают западную, сильно погружающуюся часть массива, создавая холмистый рельеф с мягкими формами. Комплекс имеет значительную мощность, трещиноват и содержит трещинно-поровые воды. Горизонты подземных вод данной подзоны питаются атмосферными осадками и поэтому режим редких источников не постоянен; при засухе дебит их уменьшается, а некоторые пересыхают. Дебит источников, питаемых за счет рек, относительно выдержанный и колеблется в пределах 0,5—1 л/сек. По температурному и гидродинамическому режиму подземные воды подзоны относятся к зоне свободной циркуляции и водообмена грунтовых вод; полагают, что моноклинальное падение палеоген-неогеновых отложений с севера на юг, а также небольшая раз-

Таблица 7

Химический состав подземных вод отложений альб-апт-сеномана

Место отбора пробы	t °C	Общая жестк. мг/эquiv.	Содержание в мг/л						Дебит л/сек.	pH	Формула Курлова
			Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃ '	SO ₄ ^{iv}	Cl'			
Ист. в р-не Ашхабашха, верховья левого притока р. Жове-Квара	6	2,7	47,0	5,0	1,0	150,0	9,0	5,3	3	7,2	M _{0,22} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 81}{\text{Ca} \ 88}$
Ист. в верховьях р. Холодная речка	10	3,4	48,1	12,0	нет	205,6	2,5	4,6	1	7,1	M _{0,27} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 94}{\text{Ca} \ 70 \ \text{Mg} \ 30}$

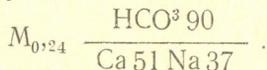
ность высот области питания и стока создают условия для накопления подземных напорных вод (Букия, 1953 г.). Химический анализ источника западнее сел. Гребешок, на приморском склоне показывает относительно высокую минерализацию воды (550 мг/л), при температуре 14°. По анионному составу она гидрокарбонатная, а по катионному кальциево-магниевая. Химическая формула воды следующая:



5. Подзона четвертичных отложений

Четвертичные отложения на территории массива Арабика представлены аллювиальными, делювиальными и флювиогляциальными накоплениями незначительной мощности. В высокогорной части эллювиальные отложения только в некоторых местах нижних частей склонов создают шлейфы, конусы выноса, и они чаще безводны. Из моренных отложений иногда выходят источники, но они приурочены к горизонтам коренных пород. В более низкогорной части массива, в ущельях рек выходит множество мелких родников из четвертичных отложений. Эти источники, разгружающие грунтовые воды, приурочены к безнапорным водоносным горизонтам зоны свободной циркуляции и водообмена грунтовых вод (Букия, 1953 г.). Дебит источников этой подзоны изменяется в зависимости от количества атмосферных осадков. Из химических анализов опробованных источников видно, что воды их характеризуются гидрокарбонатно-кальциево-натриевой гидрохимической фацией, при общей жесткости 2,4—2,8 мг/экв.

Химическая формула этих вод имеет следующий вид:



II. Зона карстовых вод

Зона карстовых вод сложена верхнеюрскими и меловыми отложениями и находится в совершенно иных гидрогеологических условиях. Сильнотрещиноватые карбонатные породы, наличие водопроводящих каналов, отсутствие покровов поверхностных отложений в гребневой части массива, создают весьма благоприятные условия для инфильтрации и циркуляции вод. Эти воды, по условиям их циркуляции и химическому составу, нами выделены в особый тип трещинно-карстовых вод.

П. И. Желтов (1933 г.) отмечал, что верхняя юра, сложенная известняками и их доломитизированными разностями, в

гидрогеологическом отношении составляет один комплекс с нижним мелом, сложенным также известняками, но без доломитизации. В результате исследований выяснилось, что низы нерасчлененного нижнего неокома, представленные глауконитовыми песчаниками и битуминозными известняками и мергелями (Букия, 1953 г.) представляют относительный водоупор в юго-восточной части массива, разделяя в гидрогеологическом отношении верхнюю юру (титон-музитан) и нижний мел (баррем) на 2 этажа карстовых вод.

Между нижним и верхним мелом также имеются водоупорные горизонты. На верхней границе нижнего мела представлены мергелистые глины, мергели и мергелистые известняки альб-апта с прослоями песчаников, представляющих водоупор. Также являются водоупорами следующие выше средне- и толстослоистые мелкозернистые туфопесчаники и кремни сеномана.

Исходя из вышесказанного, в карбонатной серии массива Арабика в гидрогеологическом отношении можно выделить:

1. Карстовые воды отложений верхней юры (титон-лузитан).
2. Карстовые воды отложений нижнего мела (баррем).
3. Карстовые воды отложений верхнего мела (турон-сенон).

Ниже рассмотрим каждую из них в отдельности.

1. Карстовые воды отложений верхней юры

Отложения верхней юры, представленные рифовыми и доломитизированными известняками, а также мергелями (лузитан-кимеридж-титон) несогласно залегают на водоупоре средней юры — байосской порфиритовой свите и, частично, на небольших пространствах, на водоупоре, состоящем из келловей — оксфордских глин, песчаников и песчаных мергелей.

Верхнеюрские отложения занимают северо-восточную возвышенную и юго-восточную части массива Арабика. В пределах хр. Тепе-Баши и в районе плато Арабика преобладают органогенно-обломочные известняки с их доломитизированными частями. Они характеризуются сильной трещиноватостью и поэтому обладают хорошей водопроницаемостью, о чем свидетельствует полное отсутствие поверхностного стока в пределах развития этих отложений.

Плато Арабика и вся гребневая часть массива, в местах обнажений пород верхней юры являются энергичным поглотителем атмосферных осадков, за счет которых и происходит питание подземных вод этого горизонта.

Карстовые воды данного горизонта, вследствие сильной пересеченности рельефа, легко дренируются речной сетью и

суходолами. Режим источников изменчив и зависит от количества атмосферных осадков. Выходы источников карбонатных отложений верхней юры имеются в среднем течении р. Гега, на ее правом берегу (водопад Гега и прилежащие источники, (рис. 23, 24), а также по ущелью нижнего течения р. Бзыби. Нами исследовано около двух десятков источников, вытекающих из титон-лузитанских известняков; большинство из них разгружает значительную часть карстовых вод массива Араби-



Рис. 23. Разгрузка карстовых вод из трещин потолка пещеры Гега (фото автора)

ка на восточной и юго-восточной перифериях, иногда в виде водообильных источников воклюзского типа. Поверхность плато, сложенная отложениями верхней юры представляет собой район классического карста, характеризующегося полным отсутствием поверхностного стока. Атмосферные осадки и талые воды почти полностью проваливаются посредством многочисленных карстовых форм и трещин вглубь массива, создавая

горизонты подвешенных вод (при наличии местного водоупора) и зоны вертикальной-нисходящей и горизонтальной циркуляции. Воды этого комплекса являются безнапорными и относятся к зоне активного водообмена, за исключением родника Голубое озеро, имеющего относительный напор.



Рис. 24. Карстовый водопад Гега (фото автора)

Температурный режим вод источников верхнеюрского комплекса характеризуется относительно постоянной температурой, которая варьирует в пределах $7-8,2^{\circ}$. Для этих вод характерна низкая минерализация (186—275 мг/л), общая жесткость от 2 до 2,68 мг/эquiv., и они представляют собой воды гидрокарбонатно-кальциевого, гидрокарбонатно-кальциево-магниевого и реже гидрокарбонатно-кальциево-натриевого составов (табл. 8).

В карстовых водах данного горизонта замечено повышение количества Mg-иона, что вызвано раздоломичиванием доломитизированных известняков [Чхаидзе, 1967]. Дебит большинства

Химический состав вод отложений верхней юры

Место отбора пробы	Дебит л/сек.	t °C	Общая же- сткость в Н°	Содержание в мг/л						Общая минер. мг/л	PH	Формула Курлова
				Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺ +K ⁺	HCO ₃	SO ₄	Cl ⁻			
Водопад на пр. бер. р. Гега . . .	1000/ 1500	7,3	5,9	42,0	4,90	18,6	134,2	43,7	7,1	250,5	7,3	M _{0,25} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 69 \ \text{SO}_4^{29}}{\text{Ca} \ 63 \ \text{Na} \ 25 \ \text{Mg} \ 12}$
Струя с потолка пещеры „Гега“ .	5	7,2	5,8	42,0	1,40	9,0	134,0	4,0	7,0	196,4	7,0	M _{0,20} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 87}{\text{Ca} \ 81}$
Родник на правом бер. р. Гега ниже в/п на 80 м по тропе . .	6	7,4	6,76	48,0	1,00	15,00	146,0	2,20	7,0	219,2	7,0	M _{0,22} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 91}{\text{Ca} \ 77 \ \text{Na} \ 20}$
Родник на правом бер. р. Гега ниже в/п на 80 м по тропе . .	8	7,5	7,3	52,0	1,00	9,00	158,0	1,10	7,0	228,1	7,0	M _{0,23} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 92}{\text{Ca} \ 86}$
Ниже слияния р. р. Гега и Бзыби на 600—650 м	—	7	6,4	20,7	9,3	9,2	140,3	1,2	5,3	186,0	6,9	M _{0,39} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 85}{\text{Ca} \ 57 \ \text{Mg} \ 29}$
Голубое озеро	2500	8,1	7,3	48,0	9,8	27,0	158,6	25,1	7,1	275,6	7,0	M _{0,28} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 78 \ \text{SO}_4^4 \ 15}{\text{Ca} \ 56 \ \text{Na} \ 27 \ \text{Mg} \ 17}$
Озеро в пещере в 10 м СВ Гол. озера	200	8,2	5,9	42,0	7,3	1,8	134,2	18,5	7,1	210,9	7,0	M _{0,21} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 79 \ \text{SO}_4^4 \ 14}{\text{Ca} \ 68 \ \text{Mg} \ 22}$

Место отбора пробы	Дебит л/сек.	t °C	Общая жесткость в Н°	Содержание в мг/л						Общая минер. мг/л	pH	
				Ca..	Mg..	Na + K.	HCO ₃	SO ₄	Cl'			
Подземная речка впадающая в гол. Озеро	1000	7,8	7,3	48,0	9,8	27,0	158,7	24,1	7,1	274,7	7,0	M _{0,27} $\frac{\text{HCO}^3 \ 78 \ \text{SO}^4 \ 14}{\text{Ca} \ 56 \ \text{Na} \ 27 \ \text{Mg} \ 17}$
Ист. восточн. Гол. озера в 15 м	73,5	7,0	6,7	34,6	5,8	9,9	146,4	4,1	5,3	206,1	7,2	M _{0,20} $\frac{\text{HCO}^3 \ 91}{\text{Ca} \ 66}$
Ист. к югу Гол. озера в 50 м . .	50	8,0	7,0	40,0	3,5	10,1	152,5	4,1	5,3	215,5	7,2	M _{0,22} $\frac{\text{HCO}^3 \ 92}{\text{Ca} \ 73 \ \text{Mg} \ 18}$
Ист. к югу Гол. озера в 51 м . .	13,7	8,0	6,4	36,4	5,8	6,4	140,3	6,5	5,3	200,7	7,3	M _{0,20} $\frac{\text{HCO}^3 \ 89}{\text{Ca} \ 79 \ \text{Mg} \ 19}$
Ист. к югу Гол. озера в 52 м . .	14,8	—	7,0	40,0	3,5	11,7	152,5	7,4	5,3	220,4	7,4	M _{0,22} $\frac{\text{HCO}^3 \ 90}{\text{Ca} \ 71}$
Ист. к югу Гол. озера в 70 м . .	15,2	—	6,7	34,6	6,9	15,4	146,4	10,7	12,4	226,4	7,3	M _{0,23} $\frac{\text{HCO}^3 \ 81}{\text{Ca} \ 58 \ \text{Na} \ 23}$
Ист. к югу Гол. озера в 100 м .	15,8	—	7,0	40,0	3,5	11,0	152,5	5,8	5,3	218,1	7,4	M _{0,22} $\frac{\text{HCO}^3 \ 90}{\text{Ca} \ 72}$
Подз. речка Репруа, устье . . .	2400	11,2	8,4	50,1	6,2	3,6	186,0	1,2	1,6	248,7	7,9	M _{0,25} $\frac{\text{HCO}^3 \ 98}{\text{Ca} \ 80 \ \text{Mg} \ 16}$

этих источников варьирует в пределах 10—30 л/сек, а дебиты крупных источников (Голубое озеро, водопад Гега и др.) в пределах 200—3500 л/сек. Максимальные дебиты источников фиксируются весной, что вызвано таянием снега, а также в первой половине осени, благодаря обилию в это время жидких осадков.

2. Карстовые воды отложений нижнего мела

Карстующиеся отложения нижнего мела (нерасчлененного валанжин-готерива и баррема) на территории массива Арабика занимают не менее обширную площадь, чем верхнеюрские отложения. Они обнажаются в центральной, западной, юго-западной и отчасти, в крайней южной части массива. Нижне-неокомские отложения в высокогорной части представлены толстослоистыми доломитизированными известняками, а на периферии — мергелистыми и битуминозными доломитизированными тонко- и среднеслоистыми известняками и мергелями, мало-мощными глауконитовыми песчаниками в основании, которые в этих периферийных частях массива служат относительным водоупором (а возможно и в высокогорной части). Выше в разрезе следуют барремские толстослоистые массивные известняки составляющие основной водоносный горизонт района. В последнем сильнее проявляются карстовые процессы, причем глубокие и обширные полости приурочены именно к известнякам баррема.

Как и в районе развития верхнеюрских отложений, и здесь отсутствует поверхностный сток (в гребневой части массива). Наличие широкой сети водопроводящих трещин, большого количества поверхностных карстовых форм, создают благоприятные условия для быстрого проникновения атмосферных осадков вглубь массива. Инфильтрационные воды, двигаясь по подземным каналам, создают гидродинамические зоны вертикально-нисходящей, горизонтальной, сифонной циркуляций, разгружаясь в местах контактов с водоупорными горизонтами, или же на днищах эрозионных долин (рис. 25). Многие родники разгружают карстовые воды данного комплекса на побережье Черного моря.

Источники, приуроченные к барремским известнякам, разгружают значительную часть подземных вод исследуемой территории. К этим же породам приурочены субмаринные источники, выходящие в районе Гагра-Гантиади, в 30—40 м от берега.

Воды описанного комплекса являются безнапорными, за исключением субмаринных источников. Температурный режим их варьирует от 2,3 до 14°, в зависимости от гипсометрического

уровня. Минерализация нижнемеловых вод низкая (200—550 мг/л), но почти в 2 раза превышает минерализацию вод верхней юры, что можно объяснить чистотой известняков баррема и поэтому большей растворимостью по сравнению с доломитизированными известняками верхней юры. Общая жесткость карстовых вод баррема также выше жесткости верхнеюрских вод и варьирует в пределах 2,5—6,5 мг/экв. Воды в основном относятся к типу гидрокарбонатно-кальциевых. Дебит источников варьирует в пределах 1—1000 л/сек, изменяясь

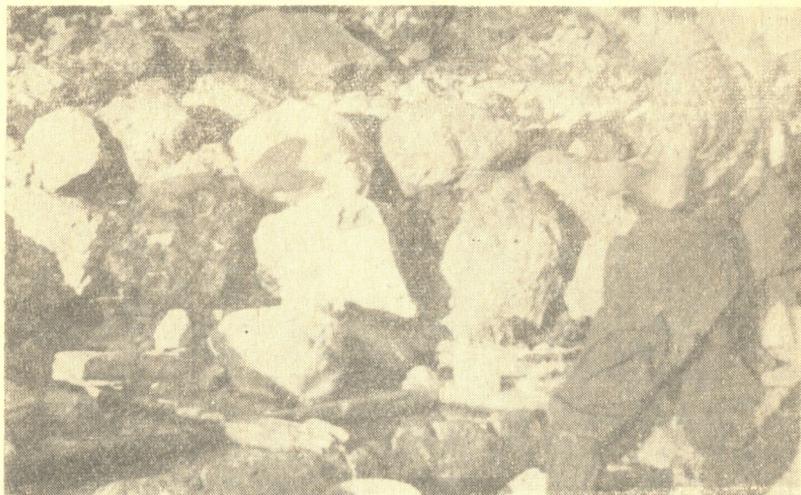


Рис. 25. Карстовый источник в урочище Гелгелук (фото автора)

в зависимости от количества атмосферных осадков. Воды нижнемеловых отложений (баррем) имеют практическое значение для водоснабжения Гагра и других населенных пунктов района. Химические анализы источников нижнемеловых отложений приведены в табл. 9.

3. Карстовые воды верхнего мела

Как видно из стратиграфического раздела, карстующие горизонты верхнего мела представлены турон-сенонскими известняками общей мощностью 100—250 м. Однако ареал распространения этих толщ резко ограничен и выступают небольшими островками в северо-западной и юго-восточной частях массива, где они расположены на водоупорных отложениях

Химический состав карстовых вод отложений нижнего мела массива Арабика

Место отбора пробы	Дебит л/сек.	t °C	Общая же- сткость в Н°	Содержание в мг/л						Общая ми- нер. мг/л	РН	Формула Курлова
				Ca..	Mg..	Na+K.	HCO ₃ '	SO ₄ "	Cl'			
Ист. Гелгелук в верхов. р. Бого- рупшты	50	2,3	7,3	52,1	6,32	18,63	226	6,58	3,0	312,6	7,2	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 90}{\text{Ca} \ 65}$
Ист. в уроч. Кутанс	5	4,4	7,4	52,9	1,0	7,1	183,0	—	8,8	252,8	7,0	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 99}{\text{Ca} \ 88}$
Ист. в уроч. Чамхона	6	5,7	8,9	56,0	4,5	15,0	199,5	12,0	9,1	298,1	7,4	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 86}{\text{Ca} \ 73}$
Ист. в лесу, ниже уроч. Гюзле .	3,5	7,1	12,3	62,0	7,6	22,3	269,4	7,0	4,6	372,9	7,6	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 93}{\text{Ca} \ 67}$
Ист. на прав. бер. Жове-Квары .	20,0	5,8	7,8	41,0	1,5	5,9	167,8	9,0	5,4	230,6	7,0	M _{0,2} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 91}{\text{Ca} \ 85}$
Ист. на прав. бер. Жове-Квары .	0,08	7,0	6,8	42,0	5,5	2,8	148,0	0,5	0,4	199,2	7,2	M _{0,2} $\frac{\text{HCO}_3^3 \ 97}{\text{Ca} \ 74 \ \text{Mg} \ 17}$

Место отбора пробы	Дебит л/сек.	t °C	Общая же- сткость в Н°	Содержание в мг/л						Общая ми- нер. мг/л	РН	Формула Курлова
				Ca**	Mg**	Na+K	HCO ₃ '	SO ₄ "	Cl'			
Ист. в сел. Верхн. Гребешок, на западн. склоне горы	0,06	11,4	16,2	88,3	17,1	39,8	329,4	86,4	9,95	570,9	—	M _{0,6} $\frac{\text{HCO}^3 \ 72 \ \text{SO}^4 \ 24}{\text{Ca} \ 58 \ \text{Na} \ 24 \ \text{Mg} \ 18}$
На берегу моря, в 640 м. западне Репруа	310	11,0	8,6	60,0	5,8	20,1	180,0	следы	3,6	269,5	—	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}^3 \ 98 \ \uparrow}{\text{Ca} \ 73 \ \text{Na} \ 21}$
Ист. „Цивикала“ в Новые Гагры .	30—40	11,0	13,0	60,0	10,0	20,0	300,0	10,0	6,0	406,0	7,2	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}^3 \ 92 \ \uparrow}{\text{Ca} \ 66 \ \text{Mg} \ 18}$
Ист. в окрест. Калдахвара, запад- нее сел, Бзыби	12,5	14,0	18,0	90,0	6,0	40,0	400,0	9,0	7,0	552,0	7,1	M _{0,5} $\frac{\text{HCO}^3 \ 93}{\text{Ca} \ 75 \ \text{Na} \ 23}$
Ист. в сел. Гребешок	0,07	12,0	12,3	85,9	1,4	3,4	276,0	0,3	0,4	367,4	—	M _{0,4} $\frac{\text{HCO}^3 \ 98}{\text{Ca} \ 97}$
Ист. Холодная речка, устье . . .	100	10,0	8,0	56,0	4,0	20,0	170,0	32,0	21,0	303,0	8,3	M _{0,3} $\frac{\text{HCO}^3 \ 69}{\text{Ca} \ 69 \ \text{Na} \ 21}$



альб-апт-сеномана. Горизонт турон-сенонских известняков характеризуется незначительной водоносностью хотя поверхность, занятая ими отличается большой степенью закарстованности, что в данной ситуации необходимо приписать растворительной активности залежавшегося в карстовых воронках и колодцах снега. Незначительную водоносность турон-сенонского горизонта легко можно объяснить небольшой величиной области их питания. Источники этого водоносного горизонта выходят в районе урочищ Гюзле, Шабашха, а также на пляже в 1 км восточнее ж. д. станции Гантиади.

Карстовые источники, выходящие на контакте турон-сенонских известняков с сеноманскими и альб-аптскими водоупорными отложениями, характеризуются относительно низкой температурой, 6—10°, при дебите 0,5—5 л/сек. Общая жесткость этих вод находится в пределах 2,5—3,5 мг-экв, при минерализации 234—278 мг/л (табл. 10).

Карстовые воды верхнемелового горизонта характеризуются гидрокарбонатно-кальциевой фацией.

По Желтову (1932 г.), водоносность известняков верхнего мела значительна, хотя и меньше водоносности нижнемеловых горизонтов, причем туронский горизонт более водоносен, чем сенонский. По этому автору из туронской толщи выходят мощные источники и один из них с дебитом 60 л/сек является главным истоком р. Жове-Квары.

По нашим наблюдениям выясняется ошибочность заключения П. И. Желтова, так как истоки р. Жове-Квары находятся в пределах широкого распространения верхнеюрских и нижнемеловых отложений, а турон-сенонские известняки представлены только лишь на плато Бамбей Яшту, в юго-восточной части массива, в пределах хр. Мамдзышха на площади 2,5 км² и характеризуются незначительной водоносностью, хотя здесь интенсивно развит карст. Это легко можно объяснить малой величиной поверхности водосборного бассейна этого участка, а развитие карстовых форм можно приписать нивально-эрозионным процессам, хорошей растворимости известняков и значительному количеству атмосферных осадков, быстро проникающих в карстовые пустоты.

Причину ошибочности взгляда П. И. Желтова относительно значительной водоносности отложений верхнего мела, легко можно объяснить неточностью геологической основы, имеющегося у этого исследователя более чем 40 лет назад.

Химический состав карстовых вод отложений верхнего мела массива Арабика

Место отбора пробы	Дебит л/сек	t °C	Общая жестк. №.	Содержание в мг/л						Общая минер. мг/л	РН	Формула Курлова
				Ca..	Mg..	Na+K.	HCO ₃	SO ₄	Cl'			
Источник в верховьях р. Гюзле	5	6,9	7,5	53,2	2,3	4,2	183,0	2,2	3,1	248,0	7,0	M _{0,25} $\frac{\text{HCO}_3^{\text{99}}}{\text{Ca } 88}$
Источник в лесу, южнее уроч. Гюзле	3	7,0	6,9	48,7	2,3	6,3	170,8	4,0	2,2	234,3	7,0	M _{0,23} $\frac{\text{HCO}_3^{\text{98}}}{\text{Ca } 79}$
Источник в уроч. Шабаша	0,5	6,0	9,8	68,9	0,6	1,8	200	1,0	1,0	273,5	7,1	M _{0,27} $\frac{\text{HCO}_3^{\text{99}}}{\text{Ca } 96}$
Источник на пляже в 1 км восточн. ж.д. ст. Гантиади	4,0	10,2	8,4	49,5	4,6	17,0	189,1	10,0	7,5	277,7	7,1	M _{0,28} $\frac{\text{HCO}_3^{\text{88}}}{\text{Ca } 71}$

Минеральные воды исследуемой территории нами не изучались, так как не составляли цель работы; однако для полной иллюстрации гидрогеологии массива считаем нужным привести литературные данные. Нижеприведенная характеристика минеральных вод массива дана по работе Г. Т. Чхаидзе (1967 г.) и по книге «Гидрогеология СССР», т. X, [1970].

Во время поисков минеральных вод в районе курорта Гагра, буровыми скважинами в нескольких местах были вскрыты горизонты, содержащие минеральные воды.

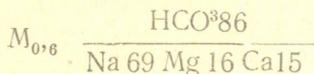
Ниже даем характеристику двух скважин. Одна из них была заложена в ущелье р. Гагрипш, в 3 км от берега моря, общей глубиной 1145 м, литологический разрез которой имеет следующий вид:

от 0 до	25,7 м	—делювиальные отложения;
от 25,7 до	71,9 м	—доломиты битуминозные;
от 71,9 до	127,0 м	—доломиты известковистые;
от 127,0 до	219,0 м	—известняки;
от 219,0 до	245,8 м	—известняки с прослоями кристаллического доломита;
от 245,8 до	288,0 м	—известняки плотные;
от 288,0 до	363,0 м	—известняки с прослоями глинистых известняков;
от 363,0 до	435,0 м	—известняки, битуминозные и кальцитизированные, при ударе выделяется запах сероводорода;
от 435,0 до	470,0 м	—мергелистые битуминозные известняки с запахом нефти, местами встречаются налеты серы;
от 470,0 до	556,0 м	—пиритизированные битуминозные известняки с прослоями глинистых известняков. Трещины заполнены битумом и нефтью; отмечается наличие самородной серы;
от 556,0 до	567,0 м	—известняки с вкрапленниками и налетами серы и пирита, при ударе молотком ощущается запах сероводорода;
от 567,4 до	690,3 м	—чередование песчанистых и глинистых, иногда пиритизированных битуминозных известняков;
от 690,3 до	769,0 м	—известняки, местами битуминозные, с прослойками битуминозных крепких мергелистых известняков;
от 769,0 до	787,0 м	—мергели битуминозные и пиритизированные, мергелистые известняки, с редкими прослоями глины;
от 878,0 до	840,0 м	—известняки битуминозные;
от 840,0 до	903,0 м	—известняки битуминозные и местами пиритизированные, с налетами серы;
от 903,0 до	929,8 м	—известняки брекчиевидные, битуминозные, с прослоями доломитов;
от 929,8 до	933,2 м	—чередование битуминозных доломитов и доломитизированных известняков;
от 933,2 до	1082,0 м	—доломиты кристаллические, местами брекчиевидные, в которых иногда содержатся кристаллы серы. В интервале 975—980 м отмечалось сильное поглощение промывочной жидкости;
от 1082,0 до	1145,3 м	—крепкие известняки, слегка кальцитизированные.



Минеральная вода была получена из известняков ридж-титона и лузитана. Вода, излившаяся с глубины 970—980 м относилась к содовому типу; температура воды 10,5°С.

Вода оказалась слабо минерализованной, но содержание сероводорода было значительным: от 10 до 38 мг/л. Химизм воды по формуле Курлова таков:



Вторая скважина была заложена на восточной окраине курорта Ахали-Гагра, юго-восточнее Гагрипшской скважины, общей глубиной 3225 м.

Стратиграфо-литологический разрез скважины следующий:

от 0 до	65,0 м	—четвертичные глины с обломками и валунами известняков;
от 65,0 до	1153,0 м	—известняки с фауной н. мела;
от 1153,0 до	1233 м	—пелитоморфные, чуть глинистые известняки с фораминиферами — верхняя юра;
от 1233 до	1616,0 м	—доломитизированные брекчиевидные известняки, местами известняковистые доломиты — в. юра;
от 1616,0 до	2310,0 м	—крупнозернистые темно-серые доломиты с прослойками крепких мергелей — в юра;
от 2310 до	2850,0 м	—конгломераты, гальки которых, в основном, представлены интрузивными породами, пиритизированные песчаники и глины;
от 2850 до	3020,0 м	—песчаники и глины олигоцена;
от 3020 до	3085,0 м	—глины с небольшими линзами органического вещества-хадумский горизонт;
от 3085 до	3225,0 м	—мергели с прослойками известняков, в эоцен.

Как видно из разреза, под верхней юрой расположены галеогеновые отложения. Контактное пород верхней юры с третичными осадками вызвано надвигом. По Г. Т. Чхаидзе [1967] этот надвиг является непосредственным западным продолжением того нарушения, которое замечено им в контактовой зоне между мезозойскими и третичными осадками по обеим сторонам Бзыбского ущелья у Калдахварского моста. В западном направлении от скважины плоскость надвига пересекает бассейн Черного моря.

В интервале 1090—1506 м (известняки верхней юры) получен первый самотек термальной воды с общим дебитом 40 л/сек, с температурой 44°С, напор равнялся 7 атмосферам. По химизму вода сульфатно-магниево-кальциевая с общей минерализацией 2,1 г/л. Количество общетитруемой серы равнялось 34 мг/л, а состав газов был таков: CO₂—2,3%; O₂—0,1%; CH₄—6,1% и NO₂—90,2%. Радиактивность воды равнялась 4 единицам Махе.

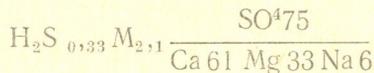
В течение 2—3 месяцев, дебит самоизливающейся воды

сильно снизился и дошел до 5 л/сек, температура — до 32°C. В дальнейшем дебит снизился еще больше, дошел до 1 л/сек, а температура — до 18°C. По Г. Т. Чхаидзе [1967], снижение дебита и температуры было вызвано тем, что после цементации колонны труб, из-за сильной трещиноватости пород, произошла кольматация водоносных трещин в известняках. Вода изливалась из затрубного пространства.

В дальнейшем, при бурении с глубины 1766 м, скважина покривилась и пришлось бурить по новому стволу.

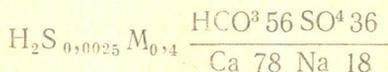
После доведения скважины по новому стволу до глубины 2312 м, во избежание кальматации гидрогеологических зон, скважина в интервале 1662—2312 м была обсажена перфорированными трубами без цементации. После промывки скважины, из верхнеюрских известняков был получен самотек с дебитом 20 л/сек и температурой 40°C; спустя 48 часов дебит увеличился до 35 л/с, температура до 47°C. В дальнейшем температура воды несколько снизилась — до 45,5°C, а дебит оставался без изменения.

Химизм воды по формуле Курлова таков:



Обращает на себя внимание значительно высокое содержание сероводорода. Это в то время, когда она была высокосульфатна (в мг-экв. %-ом отношении).

С целью получения воды с нижнего горизонта вначале инструмент спустили до глубины 2250 м. В трубах (бурильных) была получена вода с дебитом 1,3 л/сек, и температурой 47,5°C. Химизм этой воды по формуле Курлова таков:



Результат анализа оказался чрезвычайно интересным: под минерализованной сульфатной и слабохлоридной водой, на глубине ниже 2250 м, циркулируют воды по общей минерализации и по соотношению ионов пресные; т. е. глубже 2250 м создана гидрогеодинамическая и геохимическая обстановка, аналогичная формированию подземных вод в зоне активной циркуляции. Это, очевидно, как думает Г. Т. Чхаидзе [1967], обусловлено значительно свободной разгрузкой этой воды в Черное море, чем минерализованных вод вышерасположенных гидрогеологических зон.

Таким образом, вырисовывается явное нарушение гидрохимической зональности в закономерном распределении подземных вод в вертикальном разрезе: под сульфатным слабо-

хлоридными минеральными водами расположены пресные воды. Это указывает на большую прочность нижней части верхнеюрских известняков, что по всей вероятности, вызвано взбросом или надвигом, установленным здесь этой скважиной на большой глубине.

ГЛАВА VII

ОБЛАСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ ПОДЗЕМНОГО СТОКА И РАЗГРУЗКИ КАРСТОВЫХ ВОД И СВЯЗАННЫЕ С НИМИ КАРСТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ

По характеру движения атмосферных вод в исследуемом районе четко можно выделить 3 области: поглощения, подземного стока и разгрузки; с каждой из этих областей связаны характерные карстовые формы.

Таблица 11

Классификация основных карстовых форм по гидрогеологическим областям и гидродинамическим зонам (по Д. С. Соколову и Г. А. Максимовичу)

Гидрогеологическая область	Гидродинамическая зона	Карстовые формы
Поглощения	Поверхностной циркуляции	Карры, карровые поля
	Вертикально-нисходящей циркуляции (аэрации)	Карстовые воронки (коррозионно-эрозионные, коррозионно-провальные), карстовые колодцы
Подземного стока	То же	Карстовые шахты, пропасти, ребристые поверхности и другие формы под землей
	Подзона подвешенных вод	Карстовые каналы, пещеры
Разгрузки	Переходная и горизонтальной циркуляции	Малые формы подземного выщелачивания, карстовые каналы, пещеры, воронки
	Сифонной циркуляции	Воронки в устьях восходящих источников, каналы, малые формы подземного выщелачивания, выходы подземных рек, карстовые источники, наземные и подводные (субмаринные)

Пространственное распределение карстовых форм и их интенсивность приводится на рис. 26.

При морфологическом описании карстовых форм массива

Арабика мы придерживаемся их разделения на отдельные генетические группы, прежде всего в гидрогеологическом отношении, т. е. раздельно разбираем карстовые формы вышеуказанных областей. При этом за основу принимаем классификацию основных карстовых форм, разработанную Д. С. Соколовым [1955, 1959] и дополненную Г. А. Максимовичем [1963], а также распределение их по гидродинамическим зонам, предложенным Г. А. Максимовичем [1953, 1963].

КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ ОБЛАСТИ ПОГЛОЩЕНИЯ

Область поглощения атмосферных вод занимает большое пространство на поверхности массива, составляя 329 км² или 61% общей поверхности; отсюда, на территории 90 км² представлен голый карст, что составляет 27% закарстованной площади и 17% всей территории массива.

В пределах области поглощения широким развитием пользуются карстовые формы: карры, карровые поля, воронки, колодцы, отводящие дождевые и талые воды в глубь массива. К области поглощения приурочена гидродинамическая зона поверхностной циркуляции карстовых вод, выделенная Г. А. Максимовичем [1957, 1963]. Следует отметить, что данная зона на массиве Арабика не выражена четко, так как атмосферные воды быстро проникают в глубину посредством поверхностных карстовых форм и многочисленных трещин, и только лишь в лесистой местности создает временные поверхностные потоки, которые пройдя незначительные расстояния, теряются в понорах. В некоторых карстовых воронках, водоотводящие каналы которых временно закупориваются обломочным материалом и терра-россой, образуются временные озера, как например в ущельях Геллелук, Орте-Балаган, в окрестностях Пика Спелеологов и плато Арабика.

Карстовые впадины, многочисленные воронки и колодцы в гребневой части массива круглогодично сохраняют снежники. Постепенно тающий снег в таких местах и фирновые поля на склонах хребтов дают большое количество воды, поглощающейся карстовыми формами.

Образование поверхностных карстовых форм связано с областью распространения карбонатных отложений верхней юры (титон-лузитан) и мела (баррем, турон-сенон). Сравнительно пологое залегание карбонатных толщ, наличие тектонических структур и сильной трещиноватости, отсутствие покровных отложений в гребневой части района и климатические условия создают благоприятные предпосылки для широкого развития карста и образования карстового рельефа. Распределение и

развитие карстовых форм должно подчиняться определенной закономерности, которую для исследуемой территории не удастся проследить. Разберем карстовые формы области поглощения.

Карры

Одной из распространенных карстовых форм на массиве Арабика являются карры — начальные формы карстового процесса. Они представлены в основном в гребневой части массива, на обнаженных участках пластов известняка, в бортах ущелий, на наклонных стенах воронок и т. д. Известняки Арабика характеризуются наличием многочисленных трещин разных генераций и направлений, что благоприятствует выявлению коррозионной активности атмосферных осадков. Мелкие трещины постепенно расширяются и возникают эмбриональные карстовые формы, карры разного типа, а при наличии обширной площади слабонаклонного обнаженного пласта — карровые поля.

Карровые поверхности массива Арабика привлекли к себе внимание исследователей еще в начале нашего столетия. Особую роль трещин тектонических и кливажа в образовании карров исследуемой территории отмечал Э. А. Мартель [Martel, 1909], который при описании карровых полей гребневой части массива писал о решающей роли ранней трещиноватости.

Более обстоятельно карры Арабика и пути их возникновения рассматривает А. А. Крубер [1912, 1915], давший также критический анализ зарубежной и русской литературы на рубеже XIX и XX столетий, касающейся причин образования карров. Одни ученые, как например Ф. Катцер [Katzer, 1909], причиной каррообразования считали механическую эрозию, другие — Ж. Цвижич [Cvijic, 1893], А. Грунд [Grund, 1903] и др., — химическую эрозию, а Э. А. Мартель [Martel, 1902] одинаковую роль отводил и той и другой. Сторонники механической эрозии придерживались так называемой «Ледниковой теории» и образование карров приписывали исключительно эрозии падающих подледниковых вод. Но А. А. Крубер [1915], несмотря на авторитетность авторов этой теории, находит ее несостоятельной и справедливо отмечает, что карры встречаются и в таких местностях, которые никогда не претерпевали оледенение, и даже на уровне моря. Правильность взгляда Крубера подтверждается также и общеизвестным фактом каррообразования под землей в карстовых полостях, где о влиянии оледенения не может быть речи.

Некоторые данные о карровых образованиях массива Арабика имеются в работах М. А. Зубашенко [1939], В. И. Курочкина (1949 г.), А. С. Букия (1953 г.), Н. А. Гвоздецкого

[1954], Ш. Я. Кипиани [1959], Ш. Я. Кипиани и Г. Д. Дондуа [1961], Л. И. Маруашвили и др. [1961, 1963], Е. И. Олли и С. С. Прокофьева (1962 г.), Т. З. Кикнадзе [1963, 1963а, 1964] и др.

Известняки, слагающие массив Арабика, характеризуются сильной трещиноватостью. Замечено, что каррообразование чаще приурочено к известняковым пластам с наклоном до 20° , причем площадь такого обнажения иногда составляет 0,5—1 га и на ней представлено уже карровое поле.

Отдельные скопления карров можно видеть выше 1800 м н. у. м. Карры на исследуемой территории представлены всеми нижеперечисленными разновидностями, выделенными Г. А. Максимовичем [1963]: трещины, бороздки, желобки, луночки и небольшие отверстия, ложбинки, которые он наблюдал в Крыму, на Айпетринской и Чатырдагской яйлах в южнославянской карстовой области и на Кавказе, в районе Гагра. Кроме перечисленных типов карров, нами были встречены микрокарры, а также стенные, пещерные и приборные карры¹, предусмотренные классификацией А. Бёгли [Bögli, 1960]. Ниже следует раздельное описание каждого из типов карровых образований.

Микрокарры — представляют собой труднозаметные углубления на гребнях больших глыб известняков и заложены на базе волосяных трещинок. Размер их почти всегда одинаковый, 5—6 см в длину и 1—1,5 см в ширину; эти небольшие бороздки разделены лезвиеобразными гребнями. Как правило, микрокарры имеют радиальное направление. Эта редкая разновидность карров распространена в гребневой части исследуемого массива, в ущелье «Шраттовая долина», над карстовой шахтой вблизи пропасти Вахушти Багратиони, на плато Арабика, западнее и юго-восточнее одноименной горы, в трех км севернее уроч. Чамхона в известняках барремского возраста (рис. 27).

Луночки и небольшие отверстия — представлены в виде округлых, овальных или неправильной формы небольших лунок и отверстий. Они по Л. Якучу [Jakucs, 1956] и Г. А. Максимовичу [1963] образуются в результате биохимического растворения известняков органическими кислотами. Здесь важными каррообразующими факторами выступают корни растений и почвенные микроорганизмы. Эта разновидность карров нами встречена западнее и восточнее г. Арабика, на больших глыбах известняка, а также в ущелье р. Цихервы и у пещеры Гега (рис. 28, 29, 30, 31).

¹ Пещерные карры не относятся к области поглощения, а приборные — к чисто карстовым образованиям, но мы их разбираем в данной главе для полноты картины каррообразования на массиве Арабика.



Рис. 27. Микрокарры в «Шраттовой долине» (фото автора)

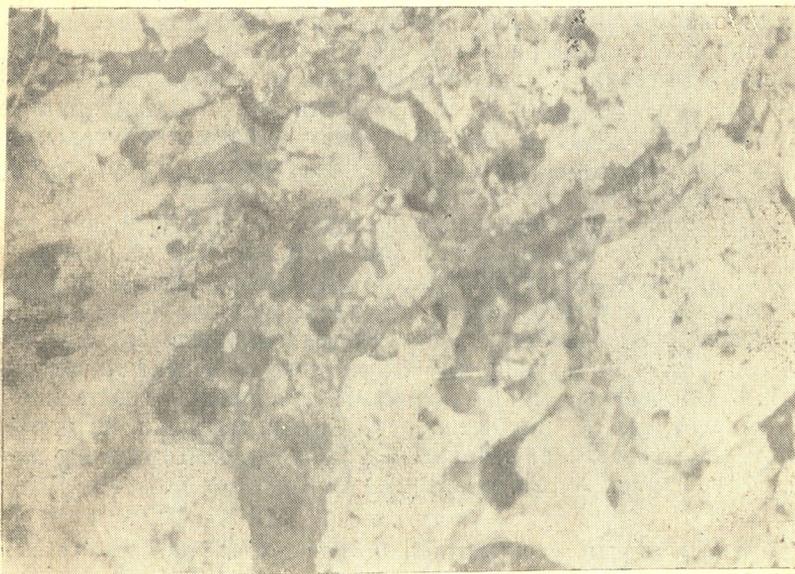


Рис. 28. Луночки на плато Арабики (фото автора)

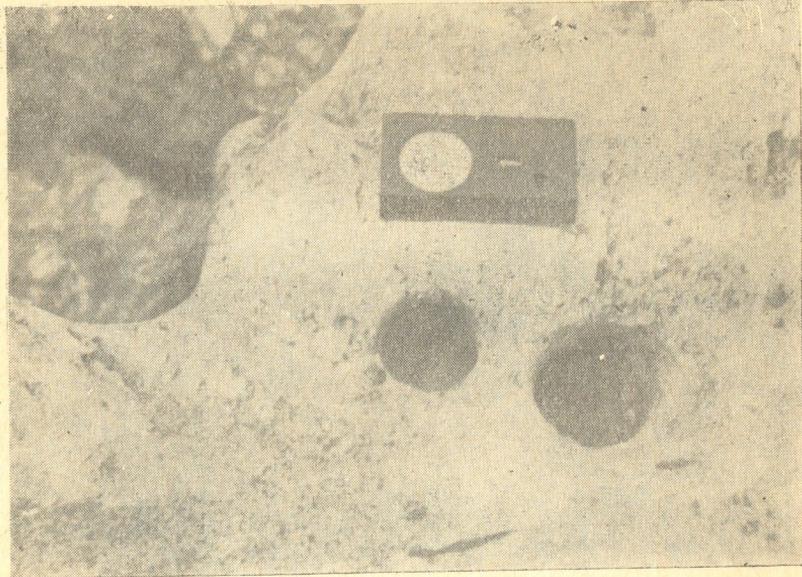


Рис. 29. Отверстия в известняках в ущ. Цыхервы (фото автора)



Рис. 30. Крупные луночки восточнее г. Арабика (фото Ж. Корбеля)



Рис. 31. Отверстия в глыбе известняка (фото автора).

Карровые трещины — по Г. А. Максимовичу (1963) представляют собой слабо разъеденные растворяющим действием воды трещины напластования, тектонические, выветривания и др. Они представлены в гребневой части массива, в ущельях Гелгелук, Орте-Балаган, на плато Арабики, в районе Пика Спелеологов и т. д. В зависимости от направления трещин создаются изрезанные поверхности. В основном развиты по тектоническим трещинам, глубина которых не превышает 1—2 м (рис. 32).

Карровые бороздки — это неглубокие, разъеденные водой трещины. Они имеют также небольшую глубину и разъедены больше предыдущих. Встречаются на днищах ущелий «Шраттовая долина», Гелгелук, по тропе от летников Гелгелук на г. Арабика, в ущелье Орте-Балаган. Развиты они на наклонных обнаженных пластах известняков верхней юры и нижнего мела и на отдельных крупных глыбах. Глубина их от 10 до 50 см при ширине 3—20 см. Часто они тянутся параллельно друг другу по всей длине наклонного пласта, местами задернованы кустарниками кавказского родендрона, в основном на склонах северной экспозиции (рис. 33).

Карровые желобки — образуются как в результате дальнейшей коррозии трещин, так и при преобладающей роли



Рис. 32. Карстовые трещины в ущелье Гелгелук (фото автора)

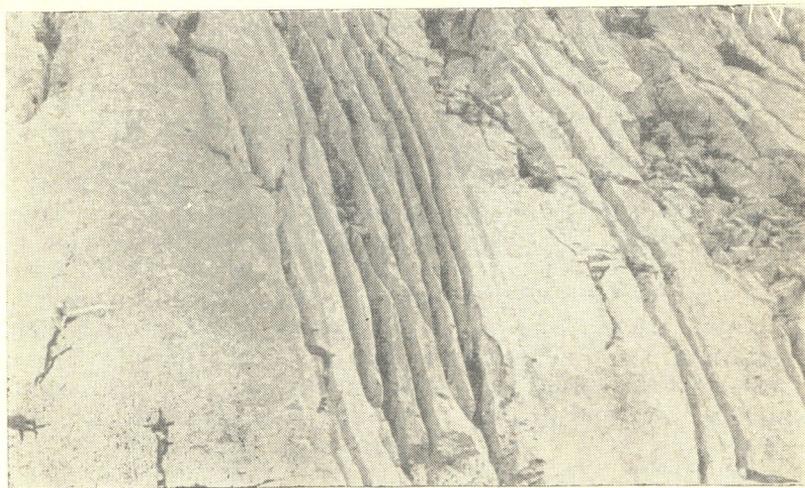


Рис. 33. Карровые бороздки в ущелье Гелгелук (фото автора)

поверхностной эрозии; они могут развиваться и не по трещинам. Карровые желобки представлены в районе Пика Спелеологов, по тропе от летников Гелгелук к вышупомянутому пику, в верховьях р. Сандрипш. Они представляют собой неглубокие (5—20 см) желобки, развитые в массивных известняках баррема. Гребни у них округлые, плавно переходящие в желобки (рис. 34). По трещинам, секущим пласт диагонально и перпендикулярно наклону, заметны более глубокие карры грубых очертаний.



Рис. 34. Карровые желобки северо-западнее ущ. Гелгелук (фото автора)

Стенные карры. По дороге к пропасти Вахушти Багратиони, в ущелье «Шраттовая долина», часто можно наблюдать карры, развитые по вертикальной плоскости известняка. Они представлены как на отдельных глыбах, так и вертикальных стенах в бортах ущелий. Такие стенные карры по А. Бегли (Bögli, 1960) образуются на отвесных стенах, которые вследствие своего положения получают лишь ничтожное количество дождевой воды. Аналогичную разновидность карров мы наблюдали в Динарском карсте, в Югославии и на Плато Веркор во Франции. Для Арабики можно указать на влияние морозного выветривания и талых вод в образовании стенных карров.

Карровые ложбинки по Г. А. Максимовичу [1963] представляют конечную стадию каррообразования. Они имеют

округлую, овальную или неправильную форму. Карры этого типа обильно представлены в районах развития голого карста на массиве Арабика, особенно в ущелье Орте-Балаган и в районе пропасти Великанов. Ширина между гребнями составляет 0,5—1,5 м. Ложбинки часто заполнены глинистыми продуктами химического и механического выветривания, что приостанавливает дальнейшее их развитие. Такого рода ложбинки представлены на плато Арабики и севернее урочища Чамхона. В некоторых местах глинистые продукты отсутствуют, и ложбинки превращены в поноры.

Пещерные карры для подземных пустот исследуемой территории редки. Они встречены нами в пропасти Гюзле, пещерах: Узкая и Багнари. Представляют собой расширенные под воздействием проникающих вод трещины на стенах пещер. Они небольших размеров и форма их разнообразна (рис. 35). В образовании пещерных карров большую роль играет



Рис. 35. Пещерные карры в пещере Узкая (фото автора)

также эрозия. Карры, наблюдающиеся на потолках пещер (Гюзле, Узкая), говорят о периодическом заполнении полости водой (Bögli, 1960). Так как полости, изученные нами, не получают в современных условиях достаточное количество воды, необходимое для их заполнения, то напрашивается мысль о реликтовом происхождении потолочных карров.

Прибойные карры. Этот тип карров, выделенный А. Бегли [Bögli, 1960], на массиве Арабика наблюдается в прибрежной полосе, в районе пос. Гантиади и юго-восточнее. Это разрезанные морскими волнами изрезанные поверхности известняков, непосредственно прилегающих к морю и доступных прибою. Характеризуются они неправильными изрезанными формами, и в их образовании большую роль можно отвести механической эрозии. Особенно резковыраженную форму прибойные карры имеют в барремских известняках с частыми включениями кремнистых стяжений. Последние представлены в виде выступов обнаженных жил или отдельных конкреций.

Карровые поля. Карровые поля на территории массива Арабика представлены в ущелье Гелгелук, «Шраттовой долине», в районе пропасти Вахушти Багратиони и непосредственно над ней, а также на плато Арабики и в районе Пика Спелеологов. Большое развитие карровых полей на исследуемой территории отмечает и М. А. Зубащенко [1939].

В ущелье «Шраттовая долина», над пропастью Вахушти Багратиони и западнее, на поверхности обнаженного пласта барремских известняков с углом наклона 18° на площади около 6 га развито карровое поле [Маруашвили и др. 1961]. Карровые бороздки и желобки развиты здесь по трещинам разного генезиса и направления, создавая сильно изрезанную поверхность (рис. 36, 37). Часто в местах пересечения трещин,

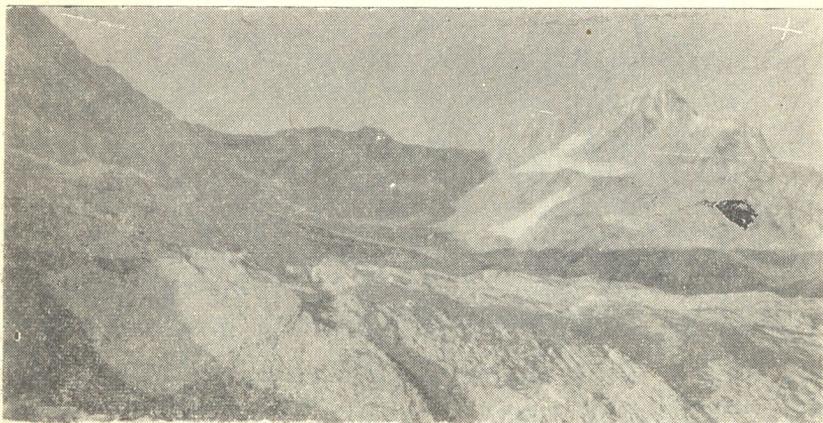


Рис. 36. Карровое поле в ущелье Гелгелук (фото автора)

развиты узкие, но относительно глубокие колодцы (4—11 м). Расширенные в разной степени растворяющим воздействием дождевых и талых вод трещины разной глубины расположены па-

раллельно или создают сложно разветвленные лабиринты [Тинтилозов и др., 1965]. Мы часто наблюдали во время дождей поверхность этого каррового поля и ни разу не замечали поверхностных водотоков; вся дождевая вода сразу же проникала в трещины, не задерживаясь на поверхности. Можно предположить, что под этим карровым полем должна быть частая сеть подземных пустот, связанных с пропастью Вахушти Багратиони.

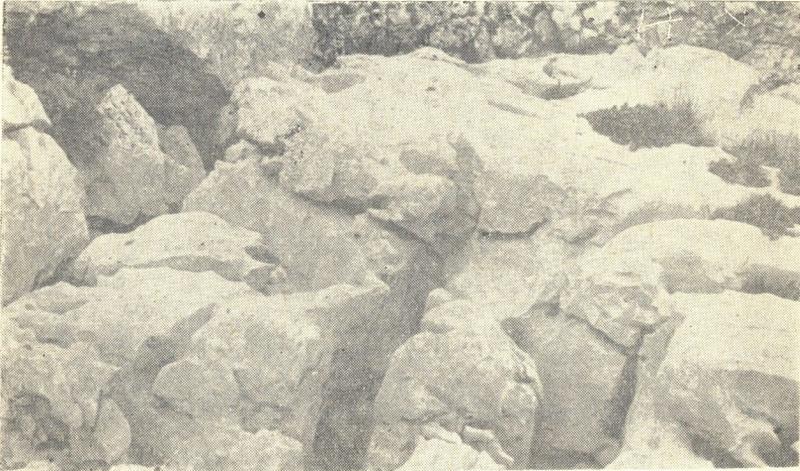


Рис. 37. Фрагмент каррового поля в ущелье Гелгелук, барремские известняки (фото автора)

Карровое поле, развитое западнее г. Арабика, в корне отличается от вышеописанного. Здесь вмещающими породами являются верхнеюрские тонкослоистые известняки, легче разрушающиеся механическим выветриванием. Пласт известняка с наклоном в 45° и площадью до 1,5 га характеризуется частой, но неглубокой изрезанностью (рис. 38). Расстояние между острыми гребнями до 20 см при глубине борозд до 60—70 см. Из-за большей крутизны и тонкослоистости здесь часто можно встретить разрушенные участки, а также перемещенные по наклону от силы тяжести отдельные части пласта.

Карровые поля на плато Арабики, в районе пропасти Великанов и севернее урочища Чамхона развиты на днищах троговых долин и заполнены глинистым, разрушенным материалом. Здесь наблюдаются только выступы гребней полупогребенных карров. Создается впечатление, что они переработаны

вюрмскими ледниками из-за ледникового выпахивания, трудно сказать о карровом поле в ущелье «Шраттовая долина», где представлены «свежие» карры послеледникового генезиса и современного активного процесса каррообразования.



Рис. 38. Фрагмент каррового поля на плато Арабики, верхнеюрские известняки (фото автора)

Карстовые воронки

Одной из наиболее распространенных карстовых форм для массива Арабика являются воронки, приуроченные к верхнеюрским и меловым карбонатным толщам. Значительным развитием карстовых воронок характеризуются районы голого карста, это: — плато Арабики, ущелье Орте-Балаган, окрестности Пика Спелеологов, ущелье «Шраттовая долина», гребень хребта Мамдзышха. Карстовые воронки представлены также в лесной зоне, хотя и гораздо в меньшем количестве; особенно выделяется район г. Ачмарда.

Форма воронок разнообразна, неправильна. Часты сложные воронки, возникшие соединением нескольких. В большинстве случаев они расположены цепочками на дне троговых долин или сосредоточены отдельными группами (рис. 39).

Среднее количество воронок в местах интенсивного их распространения (ущелье Орте-Балаган, Плато Арабики, окрест-

ности Пика Спелеологов) варьирует от 80 до 120 на 1 км², и этим массив Арабика намного превосходит другие карстовые



Рис. 39. Карстовые воронки в районе пропасти Великанов
(фото Ж. Корбеля)

массивы (рис. 40). Так, например, на плато Чатырдаг количество карстовых воронок на 1 км² составляет 30—50 [Крубер, 1915], а для массива Охачкуе, 40—60 [Кипиани, Тинтилозов, 1961, Тинтилозов и др., 1965].

На массиве Арабика редко встречаются нормальные, конусообразные воронки; преобладающее большинство их асимметрично. Размеры отдельных воронок варьируют от 2—30 м по диаметру и 3—15 по глубине, реже достигая соответственно 100 м и 20—50 м.

В распределении и размерах карстовых воронок на массиве Арабика замечается литологическая закономерность: самых больших размеров они достигают на хребте Мамдзышха, где развиты в толстослоистых, чистых известняках верхнего мела (турон-сенон); здесь они представлены в большом обилии на поверхности выравнивания. В барремских толстослоистых известняках (ущелье Гелгелук, ущелье южнее Орте-Балаган), воронки представлены сравнительно редко и имеют незначительные размеры. Здесь они развиты на днищах трогов; а на плато Арабика и в окрестностях Пика Спелеологов, в верхнеюрских (титонских) известняках, пользуются широким развитием, имея малые размеры. Это вызвано мергелистостью и

битуминозностью пород. Нерастворимые остатки закупоривают трещины, препятствуя дальнейшему развитию воронок. Кроме того, на днищах воронок обильно представлен обломочный материал, что вместе с Терра-Россой создает водонепроницаемый барьер и часто в таких воронках образуются мелкие озера.

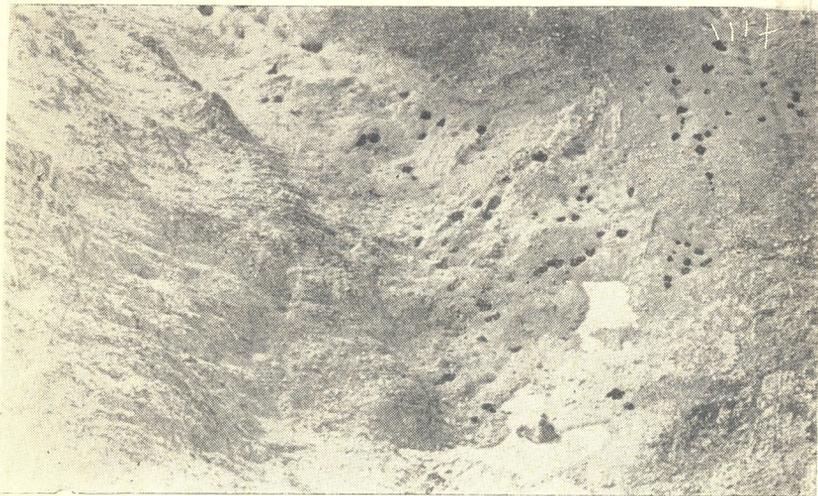


Рис. 40. Карстовые воронки у подножия Пика Спелеологов (фото автора)

Отличительным признаком карстовых воронок в районе распространения голого карста (1900 м н. у. м. и выше) является залежавшийся на их дне снег. В течение зимнего периода эти воронки заполняются снегом, который за летний сезон не успевает растаять полностью. Наличие таких воронок на гребне массива Арабика в свое время отмечали Э. А. Мартель [Martel, 1909] и особенно А. А. Крубер [1912, 1915].

Некоторые воронки при помощи отверстия в стене или на дне переходят в пещерообразное расширение, как например пропаст Перспективная на плато Арабика.

Выше мы говорили, что большинство карстовых воронок на массиве Арабика имеет асимметричную конфигурацию. Они являются в основном коррозионно-эрозионными.

Л. И. Маруашвили и др. [1961], а также З. К. Тинтилозов и др. [1965] говорят об отсутствии конусообразных воронок на массиве Арабика и причину этого находят в том, что исследуемая территория окончательно освободилась от ледникового покрова только в последней стадии вюрмского оледенения. В

условиях аккумулятивного и экзарационного действия ледника существующие под ним расширенные карстовые впадины заполняются моренным материалом или же разрушаются от механической энергии ледника. Поэтому, вместо нормальных, конусообразных воронок до наших дней сохранились лишь глубинные части вертикальных колодцев, и представленные на днищах трогов колодцы являются корнями бывших нормальных воронок.

По Н. А. Гвоздецкому [1968] этой концепции противоречат данные исследований в Динарских горах, и главным здесь должны быть условия сохранения воронок, но многое зависит от мощности и активности движения льда.

Е. И. Олли и С. С. Прокофьев (1962 г.) также отмечают, что типичные воронки с равномерно падающими склонами и с плоским задернованным дном на исследуемом массиве встречаются редко.

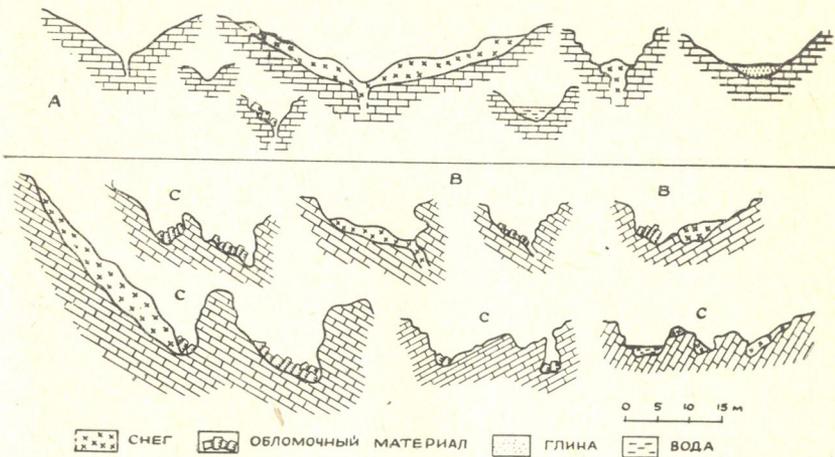


Рис. 41. Поперечные разрезы карстовых воронок в долине Орте-Балаган А — симметричные, В — асимметричные, С — сложные (составлены автором)

Как известно [Максимович, 1963], в голем карсте на форму воронок влияют: число трещин, их направление, глубина и ширина. Если трещина имеет значительную ширину и глубину, то при небольшом содержании в породе нерастворимых примесей первоначально возникает воронка цилиндрической формы; а если трещина мала, она быстро закупоривается нерастворимыми остатками и возникает конусообразная или блюдцеобразная воронка. Если пласты пород падают наклонно, возникает асимметричная воронка. Аналогичные примеры

приводит для карста Кизеловского каменноугольного бассейна на В. Л. Тебенков [1935].

Асимметричность воронок вызвана несколькими факторами, главным из которых является наклонное залегание пластов, причем, чем круче наклон, тем ярче выражена асимметрия. Немалая роль принадлежит залежавшемуся снегу, агрессивные воды которого медленно, но непрерывно проявляют коррозионное воздействие на стенки и дно воронок.

В гребневой части массива воронки вытянуты в крест простирания пород с СВ на ЮЗ, по основному направлению тектонических трещин. На дне воронок часто имеется понор, переходящий в колодец или пещеру. На рис. 41 приведено несколько воронок коррозионно-эрозионного происхождения как симметричных, в редких случаях блюдцеобразных, так и асимметричных.

Карстовые колодцы

Для типизации карстовых колодцев, обильно представленных на массиве Арабика мы воспользовались схемой Б. Н. Иванова, В. Н. Дублянского и др. (1965 г.), основанной на морфологических и микроклиматических признаках.

На массиве Арабика можно выделить 5 типов колодцев (рис. 42), преобладающее большинство которых (до 90%) заложено по тектонической трещиноватости, а около 10% — по трещиноватости напластования.

I тип — это широко раскрытые полости, диаметр входного отверстия которых равен или больше глубины. Они представлены в толстослоистых известняках нижнего мела (баррем) и особенно в известняках верхней юры (титон). В большинстве случаев развиты они по двум взаимно перпендикулярным системам крутонаклонных трещин, в местах их пересечения. Этот тип карстовых колодцев широко представлен в ущелье Орте-Балаган, а также на плато Арабика и севернее урочища Чамхона.

II тип — также широко раскрытые формы, диаметр входного отверстия которых меньше глубины. Колодцы этого типа заложены по двум или нескольким сопряженным направлениям трещиноватости. Они часто на дне имеют пещерообразные расширения с внутренними куполами, которые закладываются в основном по трещинам напластования. Колодцы данного типа широко представлены в ущелье Орте-Балаган, на плато Арабика (известняки титона) и северо-восточнее урочища Чамхона (баррем).

III — тип охватывает полости, имеющих один диаметр больший, а другой меньший, чем глубина. Они заложены вдоль

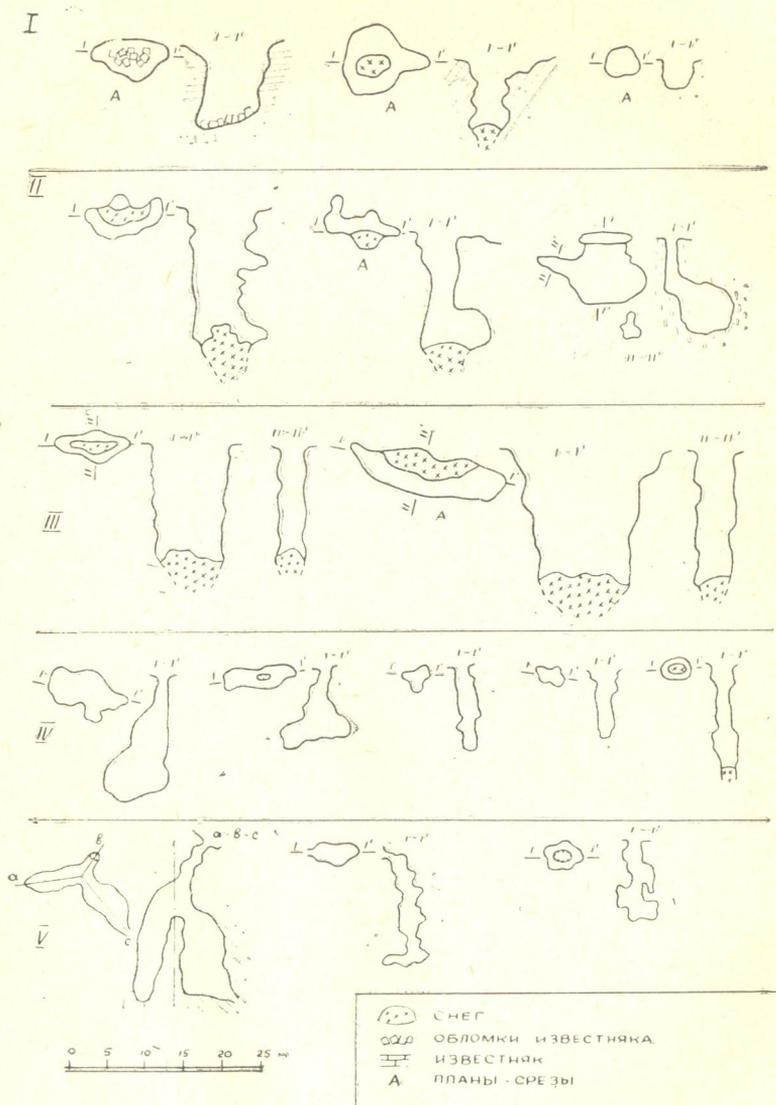


Рис. 42. Типы карстовых колодцев массива Арабика (составлено автором)

снег, в некоторых случаях переходящий в лед. Распространен этот тип колодцев в тех же породах, обильно в ущелье Орте-10 Т. Кикнадзе

Балаган (титон), единичными проявлениями — в долине Гелгелук (баррем).

IV тип — также заложен чаще по одной, реже — по нескольким направлениям тектонической трещиноватости, имея небольшие входные отверстия, диаметр которых в 10 раз меньше глубины. В отличие от Крыма, где в неслоистых из-



Рис. 43. Карстовый колодец в долине Орте-Балаган (фото автора)

вестняках часто образуются бутылообразные полости с гладкими стенами, на Арабике они образованы в толсто- и среднеслоистых известняках (р—н Орте-Балаган, плато Арабики, р—н Чамхона). В них, как правило, отсутствуют снежные накопления, что можно легко объяснить наличием узкого входного отверстия.

У тип — на массиве Арабика хотя и встречается, но сравнительно редко. Полости этого типа имеют небольшие входы в комбинациях.

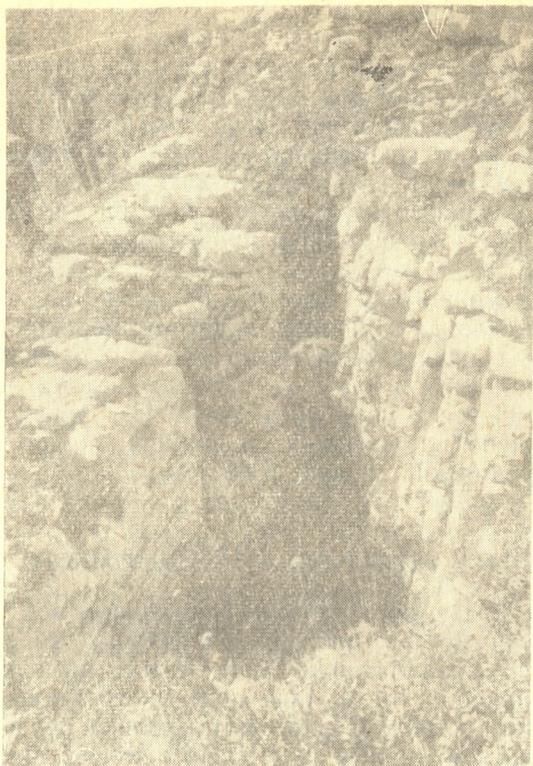


Рис. 44. Карстовый колодец северо-восточнее уроч. Чамхона (фото Ж. Корбеля)

Генетически карстовые колодцы исследуемой территории (ее гребневой части) относятся к коррозионно-нивальному типу. В их формировании большая роль принадлежит талому снегу. Как и в Крыму, так и на массиве Арабика в образовании колодцев эрозия из-за отсутствия поверхностных микроводосборов не играет сколько-нибудь значительной роли; в лучшем случае микроводосбором служит дно колодца или его пологий склон. Может возникнуть вопрос, как же образуются колодцы с узкими входами, посредством которых в полость или совсем не попадает снег, или же в незначительном количестве? По исследованиям крымских карстологов (Иванов, Дублянский и др., 1965 г.), в формировании таких полостей активно участвует конденсация влаги летом. В некоторых слу-

чаях, при определенной глубине колодца, скопления снега консервируют углубление полости и дальнейшее развитие ее в глубину прекращается.

В распределении карстовых колодцев массива Арабика замечаются некоторые закономерности, а именно, их количество увеличивается от водоразделов к днищам. Замечено также увеличение размеров этих полостей в том же направлении. Причину сказанного легко можно найти в условиях снегонакопления и сохранения на вышеуказанных элементах рельефа; на днищах древнеледниковых трогов и цирков снег сохраняется значительно дольше, чем на водоразделах, и, следовательно, дольше может проявлять свою коррозионную деятельность.

Здесь же можно отметить, что большинство колодцев расположено на склонах и днищах карстовых воронок, чем констатируется их сравнительная молодость по отношению к воронкам. Аналогичная ситуация наблюдается на Крымских яйлах, где 70% всех известных нивально-коррозионных полостей расположено на склонах и днищах карстовых воронок (Иванов, Дублянский и др., 1965 г.).

КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ ОБЛАСТИ ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Область подземного стока охватывает все карбонатные толщи верхней юры и мела и характеризуется значительной мощностью и разнообразием. Здесь можно выделить дополнительно две подобласти: былого подземного стока и современного подземного стока. Свидетелями былого подземного стока являются сухие обширные карстовые полости, представленные в гребневой части массива. Карстовые пропасти Вахушти Багратиони, Гюзле, пещера Узкая и др. лишены современных водотоков, что объясняется интенсивными тектоническими движениями. Неотектонические поднятия переместили карстовые воды в глубину, ниже современного эрозийного уровня, каким является р. Бзыби (Тинтилозов и др., 1965). Поэтому, все карстовые полости в высокогорной части массива безводны и несут следы былой вертикальной циркуляции карстовых вод.

Современный подземный сток представлен вертикально-нисходящей, переходной, горизонтальной, сифонной и, вероятно, глубинной циркуляцией. Глубина подземного стока для исследуемого массива составляет в среднем 2000 м. Большой амплитудой подземного вертикально-нисходящего стока характеризуются верхне-юрские и меловые комплексы карбонатных пород, а в местах развития турон-сенонских известняков, ввиду их незначительного распространения как в вертикальном,



так и горизонтальном направлениях, и наличия под ними водопора в виде альб-апт-сеноманских некарстующихся отложений развиты горизонты подвешенных вод; таковыми представляются воды небольших гидрогеологических бассейнов Гюзле и Шабашха.

Область подземного стока карстовых вод в массиве должна иметь обширную систему подземных водопроводящих каналов, о чем говорит отсутствие поверхностного стока в зоне поглощения, обилие атмосферных осадков и большие дебиты карстовых источников в зоне разгрузки. Карстовые воды зоны подземного стока обладают радиальным движением в западном, южном и восточном направлениях.

Следует отметить, что вследствие перегиба Ачмардинской синклинали складки, представляющей гидрогеологический водораздел, подземные потоки одноименного карстового бассейна текут в юго-восточном (Голубое озеро) и северо-западном направлениях (в/п Жове-Квары). Можно увязать направление подземных вод с падением карбонатных пластов (субсеквентным), (Голубое озеро, в/п Геги). В приморской части массива направление подземных потоков весьма сложное, так как большое количество вод разгружается на дне моря (субмаринные источники), а часть в консеквентных долинах. Это говорит о необходимости применения красящих веществ для установления подземных водных путей.

Карстовые формы вышеотмеченной области представлены многочисленными шахтами, пещерами, пропастями, о которых будет сказано ниже. Более глубокие полости этой области (глубже 200—300 м) пока не исследованы и составляют ближайшую задачу советских карстологов.

Карстовые шахты

Карстовые шахты образуются в гидродинамической зоне вертикальной нисходящей циркуляции из колодцеобразных понор и колодцев. Поднятие страны сопровождается углублением колодцев и возникновением шахт [Максимович, 1963].

Карстовые шахты на массиве Арабика представлены широко в гребневой части, в районе развития голого карста, но встречаются хотя и редко, в лесной, низкогорной части (хребет Люкивоху).

Э. А. Мартель [Martel, 1908] выделял два типа карстовых шахт; Г. А. Максимович [1963] в зависимости от характера движения и состава образовавших их вод различает четыре основных типа карстовых шахт:

1. Коррозионные, возникшие за счет воды вертикальной нисходящей циркуляции — трещинный тип.

2. Провальные, возникшие над полостями, созданными горизонтальной циркуляцией — бреховский тип.

3. Провальные, возникшие над полостями, созданными восходящими минеральными и термальными водами — пятигорский тип.

4. Коррозионные, образованные напорными водами зоны вертикальной восходящей (сифонной) циркуляции — церикельский тип.

Для массива Арабика характерны шахты коррозионно-нивальные и коррозионно-эрозионного типов, а также коррозионно-провального типа.

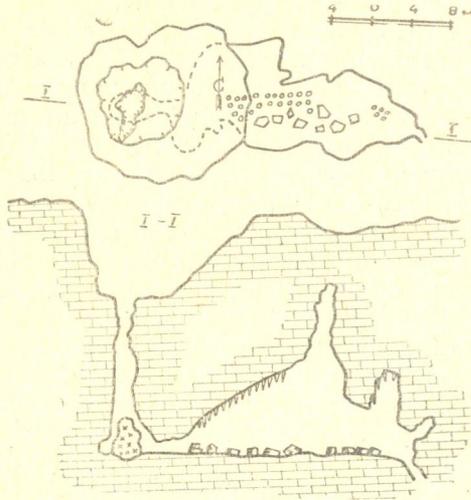


Рис. 45. Шахта-пещера Жове-Квара (по З. К. Тинтилову и др. и по автору)

Коррозионно-нивальные шахты представлены в гребневой части массива, в пределах 1900—2400 м над ур. моря, в ущелье Орте-Балаган, Гелгелук, на плато Арабика, северо-восточнее урочища Чамхона. Большинство из них заложено на днищах троговых долин, а часть на склонах крупных отрицательных форм рельефа, при уклонах топографической поверхности от 5 до 20°. Многие из таких шахт являются вложенными образованиями, так как развиты на днищах и склонах карстовых воронок. На дне коррозионно-нивальных шахт как правило лежит многолетний снег, в глубину часто переходящий в лед. Офирнованный снег во многих случаях закупоривает глубинное продолжение шахт и проникнуть в них невозможно. Некоторые шахты на дне имеют пещерообразные расширения (шахта Жове-Квара, рис. 45). Шахты, образованные

в толстослоистых известняках баррема, имеют более широкие входные отверстия и стволы, в верхнеюрских тонкослоистых известняках характеризуются ступенчатостью.



Рис. 46. Шахта № 1 в ущелье Гелгелук (фото автора)

Шахта № 1 находится по дороге из Гелгелука на г. Арабику. Она развита на базе трех взаимнопересекаемых трещин.

Элементы залегания трещин следующие: 1. SO $160^\circ \angle 30^\circ$, SO $100^\circ \angle 15^\circ$, 3. SO $120^\circ \angle 78^\circ$. Вмещающие шахту толстостолбчатые известняки баррема простираются по направлению SO $160^\circ \angle 52^\circ$. Размеры шахты $20 \times 40 \times 25$ м. На дне шахты

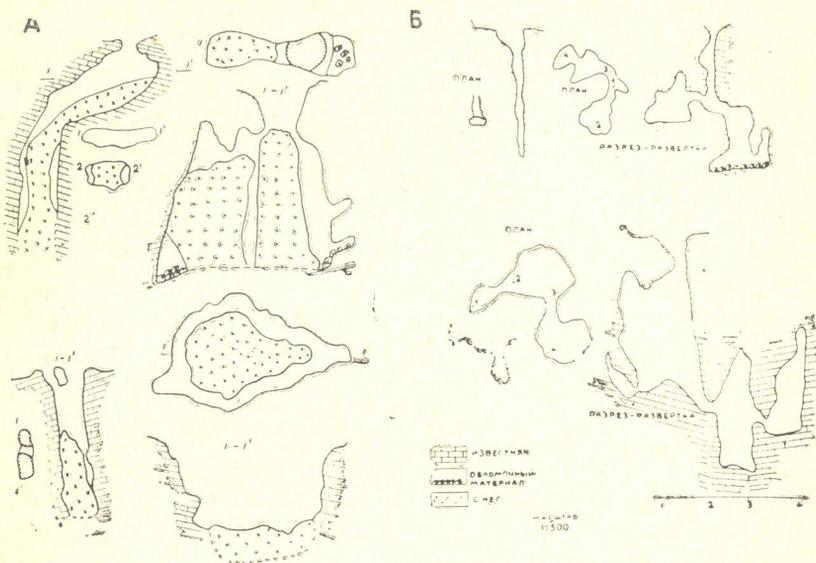


Рис. 47. Типы карстовых шахт массива Арабика (составлено автором)
 А — коррозионно-нивальные, Б — коррозионно-эрозионные

лежит снег, с глубиной переходящий в зернистый, офирнованный снег (рис. 46).

В гребневой части массива, на днищах и склонах троговых долин представлены шахты коррозионно-ниваляного происхождения. В большинстве случаев они являются сложными и близки к карстовым пропастям. Шахты же коррозионно-эрозионного происхождения характеризуются отсутствием снежных накоплений, узким входным отверстием и большим количеством обломочного материала. На рис. 47 представлено несколько шахт обоих типов, из которых часть заснята автором, а часть сибирской комплексной спелеологической экспедицией (Ефремов и др., 1968 г.).

Карстовые пропасти (вертикальные пещеры)

Среди карстовых форм области подземного стока исследуемой территории особый интерес представляют карстовые пропасти, или как их называет Г. А. Максимович [1963], вер-

тикальные пещеры. Они являются сложными полициклическими образованиями, связанными с комбинациями гидродинамических зон вертикально-нисходящей, наклонной и горизонтальной циркуляций подземных вод.

Карстовые пропасти массива Арабика имеют всего лишь 10-летнюю историю исследования. Пропасти: Вахушти Багратиони, Крубер, Мартель, Перспективная, Гюзле, Генрихова бездна и др. исследованы и заняты спелеологическими экспедициями АН СССР [Маруашвили и др., 1961], Тинтилозов и др., 1965], комплексной спелеологической экспедицией Красноярского краевого клуба спелеологов (1968 г.), а также во время многолетних исследований автора в качестве руководителя экспедиций Спелеологической комиссии (ныне Совет) Президиума АН Грузинской ССР [Кикнадзе, 1962, 1963, 1963а, 1963б, 1965, 1967, 1968 и др.].

Ниже даем краткое описание наиболее значительных карстовых пропастей исследуемой территории.

Пропасть Вахушти Багратиони. Открыта автором совместно с З. К. Тинтилозовым и Д. Д. Табидзе в 1960 году. Она находится на 1,7 км юго-восточнее урочища Гелгелук, в «Шраттовой долине», на абс. высоте 2125 м и относительной — 45 м. Входное отверстие пропасти представляет ассиметричную воронку, с пологой южной и вертикальной северной склонами. Вмещающими породами являются нижнемеловые (барремские) средне- и толстослоистые известняки со стяжениями кремня. Мощность слоев известняков, залегающих С 20° с углом наклона в 18° варьирует в пределах 0,2—1,2 м. Основная тектоническая трещина, по которой заложена пропасть, ориентирована перпендикулярно относительно напластования (СЗ 320° ∠ 60°).

Входная часть пропасти заполнена снегом, конусообразно спускающимся в первый подземный «Снежный» зал и на глубине 25—30 м переходящем в подземный глетчер. В дальнейшем следуют узкие лазы с чередованием неглубоких (2—10 м) колодцев и на глубине около 70 м начинается шахта 40 м глубины. На дне этой шахты имеется площадка около 30 м² и развита вторая шахта глубиной около 35 м. (зал камнепадов). Узкий лаз, следующий за этой шахтой, состоит из нескольких малых колодцев и расширенных трещин, с трудом преодолеваемых ползком. Этот наклонный коридор на глубине 216 м имеет небольшое расширение — «музыкальный салон», с обильно представленными сталактитами, которые при ударе издают приятные музыкальные звуки. Здесь имеется еще два, следующих друг за другом колодца (Жемчужный зал), упирающихся в непроходимую узкую трещину, за которой далее виднеется расширенный коридор (рис. 48). Общая глубина пропасти

ти 307 (?) м, а общий объем снега и льда 1300 м³ [Марусявичи, Тинтилозов, 1963 и др.].

Пропасть Крубера. Открыта и исследована спелеологической экспедицией в 1960 г. Она находится в верхней части троговой долины восточнее урочище Орте-Балаган, юго-



Рис. 48. Схематический разрез пропасти Вахушти Багратони

восточнее Гелгелука в 1,5—2 км, на высоте 2320 (45) м. Вмещающими породами являются нижнемеловые (барремские) толстослоистые известняки. Узкое отверстие пропасти переходит в 60-метровой глубины шахту, на дне которой начинается чередование узких лазов и колодцев и на глубине 150 (?) м упирается в непроходимую щель (рис. 49).

Пропасть С—160. Обнаружена спелеологической экспедицией Красноярского клуба спелеологов (1968 г.). Она находится в троговой долине Орте-Балаган, западнее г. Берчиль. Пропасть имеет 2 входа, разница отметок которых составляет 30 м. Вмещающими породами являются нижнемеловые известняки. Оба входа пропасти заложены по трещинам напластования. Первый, вышерасположенный вход имеет два разветвления, вскоре закрывающихся обломочным материалом, третий, основной вход следует до глубины 24 м и обрывается в шахту, постепенно расширяющуюся и имеющую глубину 85 м. Второй, нижний вход следует наклонно, параллельно первому

и на глубине 50 м от поверхности также обрывается в ту же шахту. Дно шахты завалено глыбами известняка. На дне шахты имеется 2 неглубоких колодца, неисследованных до

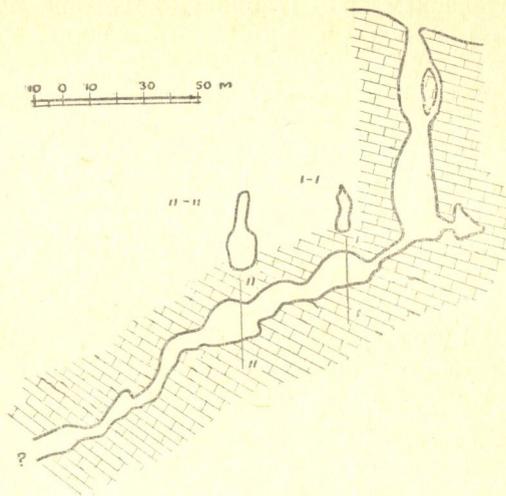


Рис. 49. Разрез пропастей Крубер (по Д. Д. Табидзе)

конца; третий, наклонный лаз поднимается в северо-западной части шахты, а четвертый узкий лаз спускается почти вертикально в северо-восточной части дна шахты до глубины 180 м от поверхности (рис. 50). Объем полости 4000 м³.

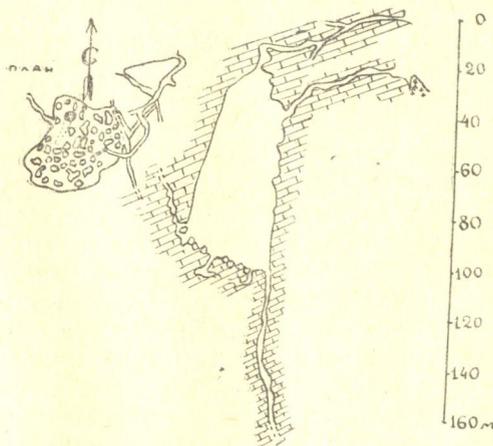


Рис. 50. План и разрез пропастей С-160 (по Ефремову и др.)

Пропась Генрихова бездна (С—120). Обнаружена вышеуказанной экспедицией. Находится северо-западнее пропасти С—160 в одном км, в ущелье Орте-Балаган. Вмещающими породами являются также нижнемеловые известняки, залегающие горизонтально. Пропасть заложена по перпендикулярной напластованию тектонической трещине. Узкий вход на дне воронкообразного углубления быстро, на глубине 10 м расширяется и переходит в шахту глубиной 110 м (рис. 51). По конфигурации пропасть С—120 напоминает пропасть Гюзле. Объем полости 3900 м³ при глубине 120 м.

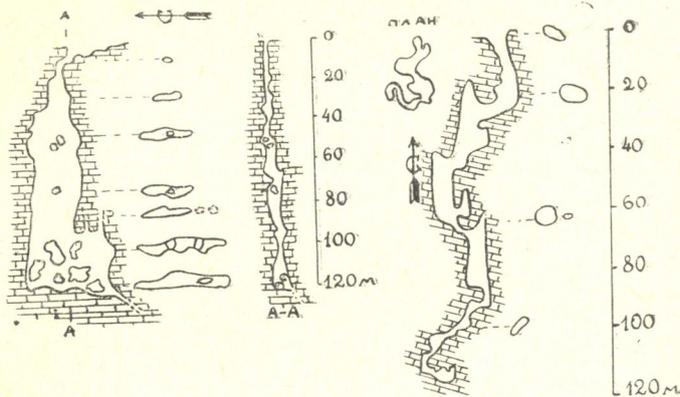


Рис. 51. Планы и разрезы пропастей С—115 и С—120
(по Ефремову и др.)

Пропась С—115. Открыта вышеуказанной экспедицией. Она находится на южной стороне плато Арабики, в районе г. Хырка в известняках нижнего мела, залегающих по ЮВ $180^\circ, \angle 20^\circ$. Пропасть заложена по тектонической трещине перпендикулярной напластованию. Она имеет ступенчатый характер; первый вертикальный отрезок на глубине 25 м сворачивает на восток и переходит во вторую шахту почти такой же глубины. Последний имеет наклонный пол и на глубине 45 м от поверхности упирается в вертикальную шахту в этом же направлении. Эта шахта на глубине 65 м имеет наклонное продолжение на юго-запад и упирается в шахту 20 м глубины. Далее следует чередование неглубоких наклонных лазов в юго-восточном и северном направлениях и пропасть заканчивается небольшим залом на глубине 115 м (рис. 51).

Пропась Мартель. Открыта в 1960 году экспедицией под руководством Л. И. Марушвили. В дальнейшем автор несколько раз посещал пропасть и проводил в ней исследова-

дования. Она находится в 600—650 м юго-восточнее урочища Гелгелук, на абс. высоте 2350 м. Развита в толстослойных известняках баррема. Пропасть начинается грандиозной шахтой цилиндрической формы глубиной до 80 м (рис. 52). Дно



Рис. 52. Шахтный отрезок пропасти Мартель
(фото автора)

шахты заполнено офирнованным снегом, поднимающимся в стволе шахты до 30 м. Снег опускается и в открытые автором широкую щель и подземный зал с высоким потолком. На глубине 60 м от шахты ответвляется небольшой колодеобразный грот глубиной 10 м. На глубине около 100 м пропасть имеет несколько ответвлений, но все они заполнены или обвальными накоплениями, или же спрессованным снегом. Эта пропасть должна проходить под ледниковым цирком, хорошо виднеющимся из Гелгелука и соединяться в северо-восточном направлении с неизученной обширной шахтой со значительными скоплениями снега (рис. 53).

Пропасьть Гюзле. Открыта автором в 1962 году. Она находится на юго-западном отроге хр. Берчиль, в правом берегу безымянного левого притока р. Сандриш, в 1,5 км северо-западнее летников Гюзле. Отверстие пропасти открывается на водоразделе двух суходолов (1750 м над ур. м.), в нижней части нивального котла небольших размеров. Пропасьть развита в известняках баррема с залеганием ЮВ $110^\circ \angle 50^\circ$; в

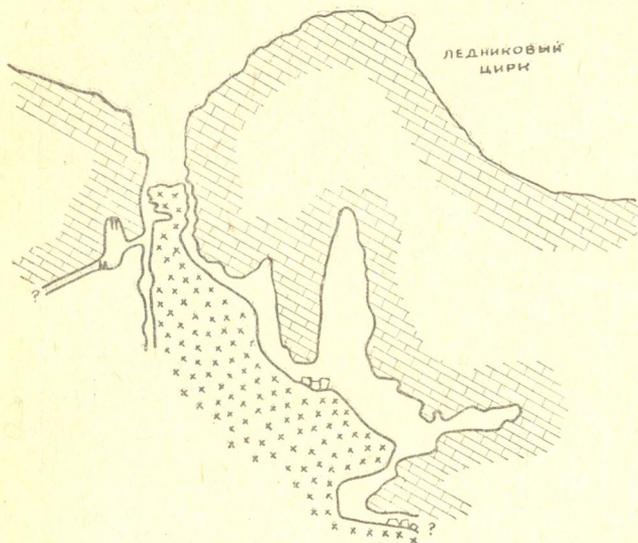


Рис. 53. Разрез пропасти Мартель (составлено автором)

сильно трещиноватой зоне. Входное отверстие пропасти представляет узкую щель размером $0,5 \times 1,5$ м. Направление тектонической трещины, на базе которой развита пропасьть перпендикулярно напластованию (рис. 54). Отверстие постепенно расширяется по вертикали и переходит в шахту глубиной 60 м. На стенах шахты видны полкообразные выступы в местах расположения тонкослоистых известняков. Шахта заканчивается площадкой 4×5 м. Дальше морфология пропасти резко изменяется (рис. 55). Пройдя небольшое отверстие, попадаем в систему узких наклонных и вертикальных лазов, общая глубина которых составляет 25 м. На глубине 85 м от поверхности расположен самый узкий отрезок исследованной части пропасти — камин, в котором застряла глыба известняка. Дальше начинается вторая шахта, уже главной, проникнуть в которую будет возможным после расчистки камня. На глубине 60 м заметны следы неотектонических движений, выраженные поперечными перемещениями; трещина с зеркалом скольжения

пересекает некоторые формы, возникшие на стенах шахты от растворяющего воздействия вод.



Рис. 54. Входное отверстие пропасти Гюзле (фото автора)

Пропасть Великанов. Открыта и исследована спелеологической экспедицией АН ГССР в 1960 году. Она находится в 3,5—4 км северо-восточнее урочища Чамхона, на абс. высоте 2120 м. Вмещающие породы представлены тонкослоистыми известняками верхней юры (титон). Пропасть представляет огромную карстовую впадину, окружность которой равняется 240 м. На дне впадины три большие карстовые воронки преобразованы в шахты, соединяющиеся между собой карстовыми мостами. Глубина шахт доходит до 33—80 м. Они заполнены офирнованным снегом, объем которого достигает 800 м³. Глубинное продолжение пропасти заполнено обломочным материалом и снегом (рис. 56).

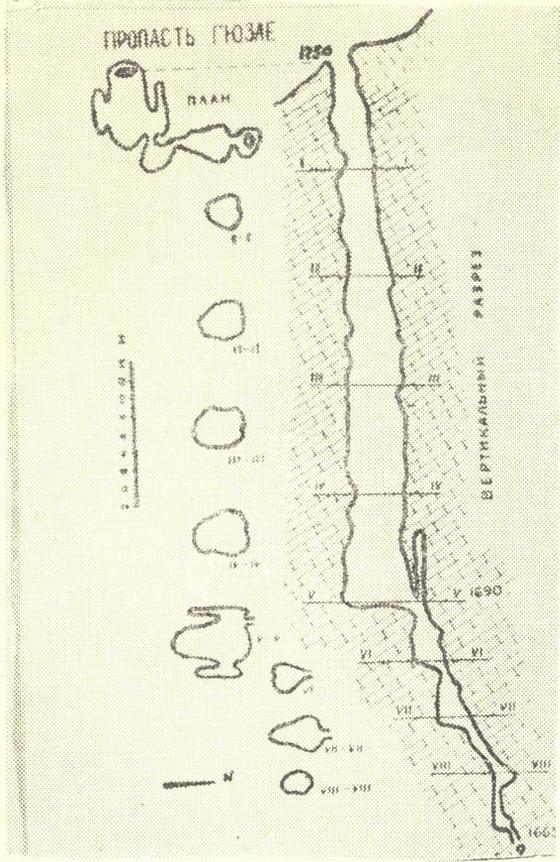


Рис. 55. План и разрез пропасты Гюзле (составлено автором)

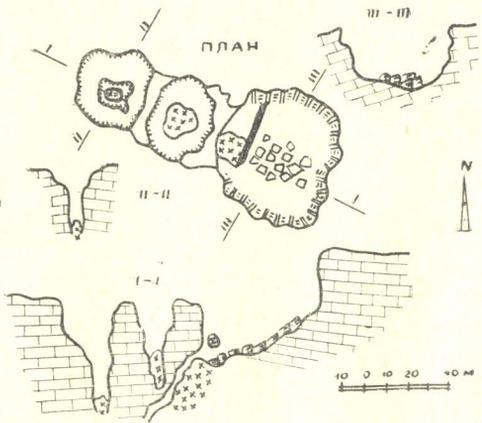


Рис. 56. План и разрезы пропасты Великанов (по З. К. Тинтилозову и др.)

Карстовые пещеры

Карстовые пещеры на массиве Арабика представлены редко. Они, как правило, незначительных размеров и развиты в основном в бортах троговых долин в высокогорной части массива и в ущельях рек в лесной и черноморской зоне. Ниже приведем морфологическое описание некоторых из них.

Пещера Узкая. Она впервые исследована автором в 1960 г. Находится в левом борту «Штраттовой долины», в 1,5 км юго-восточнее Гелгелука, на абс. высоте 2170 м и 50 м со дна ущелья. Пещера развита в средне- и тонкослоистых известняках (СВ 45° , $\angle 25^\circ$). При помощи обширного входа (5×6 м) (рис. 57) попадаем в большой светлый зал (18×19×20 м),



Рис. 57. Входное отверстие пещеры Узкая (фото автора)

наклонный пол которого завален обломочным материалом. В восточной стене зала открывается щель (0,6—1 м), после которой следует наклонный корридор с несколькими ответвлениями, заполненных обломками известняков. Главный ход направлен к северу и переходит в колодец 3 м глубины. Со дна колодца начинается узкая вертикальная трещина северо-западного направления и после 7 м упирается в 10 м колодец. Со дна этого колодца, при помощи 2 метрового узкого лаза

(рис. 58) можно попасть в систему наклонных коридоров (рис. 59) с небольшими отклонениями от северного направления на северо-запад и северо-восток. На глубине около 100 м

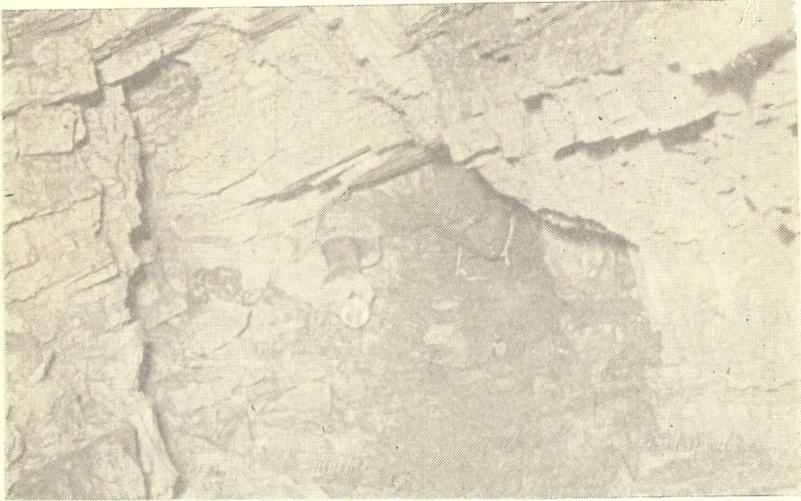


Рис. 58. Дно «Козьего колодца» в пещере Узкая (фото автора)

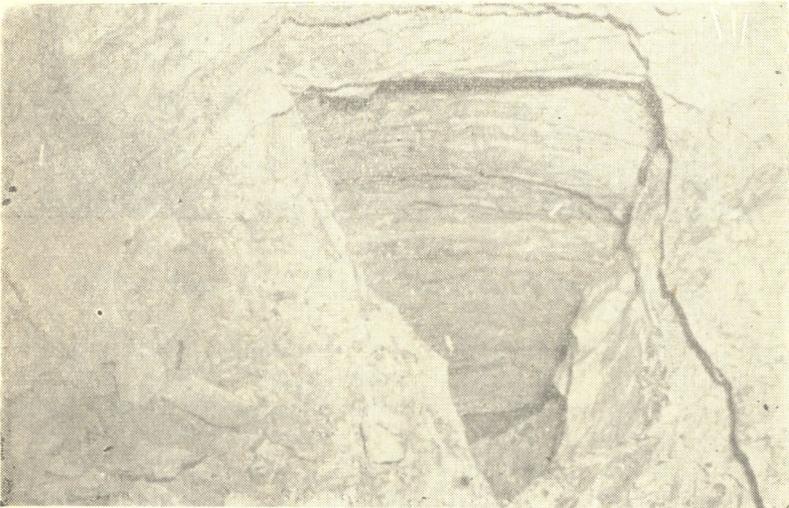


Рис. 59. Узкий лаз развитый по тектонической трещине в пещере Узкая (фото автора)

пещера забита обломочным материалом. Общая длина пещеры до 150 м (рис. 60).

Пещера Коленчатая. Находится на плато Арабики, на абс. высоте 2300 м на дне ледникового цирка, в 4,5—5 км восточнее Гелгелука. Развита в известняках нижнего мела и

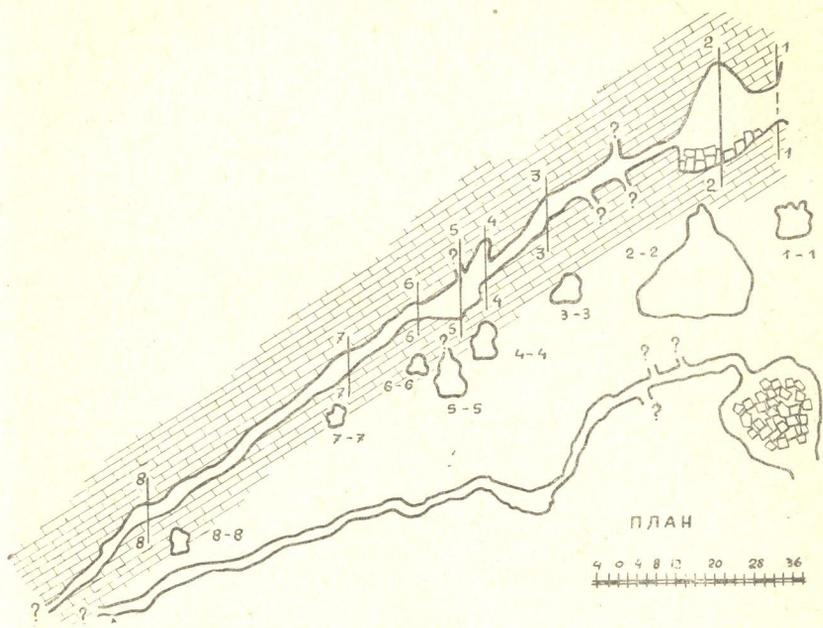


Рис. 60. План и разрезы пещеры Узкая (составлено автором)

представляет наклонную пещеру. Исследованная длина пещеры 85 м. (рис. 61).

Гегская пещера. Находится на правом склоне р. Гега, у Гегского водопада и развита не в известняках мела, как указано в кадастре пещер Грузии (1966), а в верхнеюрских, титонских известняках. Пещера имеет обширный вход (58×25 м) и состоит из небольших залов и проходов. Высота потолка пещеры быстро уменьшается и доходит до 1—1,5 м. Общая длина пещеры 55 м.

Пещера Жеопсе. Находится на абс. высоте 750 м., в 4—4,5 км северо-западнее сел. Багнари. Пещера выработана в толстослойных известняках баррема и состоит из нескольких небольших залов общей протяженностью в 45 м. В конце пещеры имеется небольшое озеро.

Пещера Цихервы. Находится на правом склоне р. Цихервы, на абс. высоте 50 м. Выработана в известняках вер-

хней юры. Пещера состоит из двух залов, разделенных искусственной стеной. Ширина входа 7 м, высота 3,5 м. На 12 м пещера сворачивает к западу и на 19 м заканчивается. Общее направление пещеры северо-западное.

Ольгинская (нижняя) пещера. Находится на 400 м севернее сел. Ольгинское на абс. высоте 400 м. Пещера выработана в известняках верхней юры. Вход (2,8×2 м) переходит в обширный зал (20×10 м), который продолжают восходящие лабиринты полостей. Средняя ширина пещеры 1—2 м при высоте 1—3 м. Общая длина пещеры 120 м (Кадастр пещер Грузии, 1966).

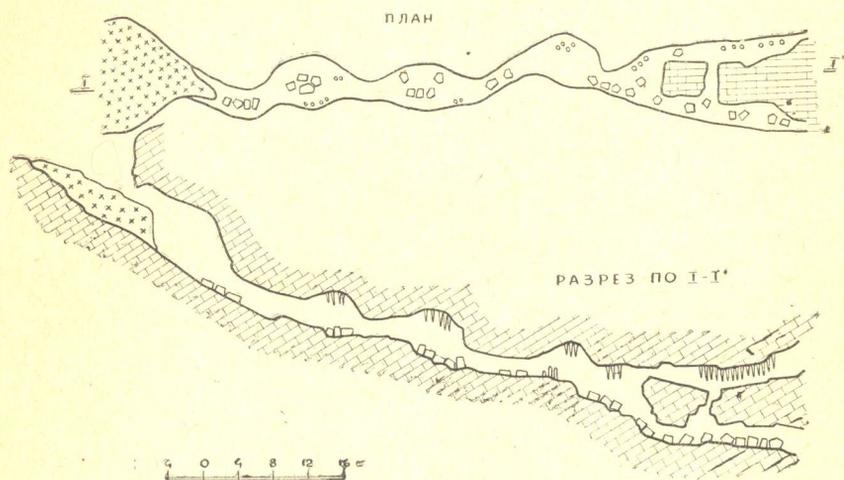


Рис. 61. План и разрез пещеры Коленчатая (составлено автором)

Пещера Багнари. Находится в левом борту р. Сандриш, в 2,5 км юго-восточнее сел. Багнари, на абс. высоте 550 м. Пещера выработана в среднеслоистых известняках верхнего мела (турон) и состоит из чередования небольших круглых залов. Последний зал обширный (5×25×15 м) и богат кальцитовыми натёками. Пол зала завален обломками известняка и в большом обилии представлены глинистые отложения. Общая длина пещеры 35 м (рис. 62).

Пещера на р. Жове-Квара. Находится на левом берегу реки, в тоннеле 132 км. железной дороги и была встречена при его проходке. Она развита в известняках нижнего мела. Азимут падения известняков на ЮЗ 220° при угле падения в 35° в сторону моря. Ширина пещеры 6—10 м, высота 4—8 м при общей длине 23 м (Олли и Прокофьев, 1962 г.).

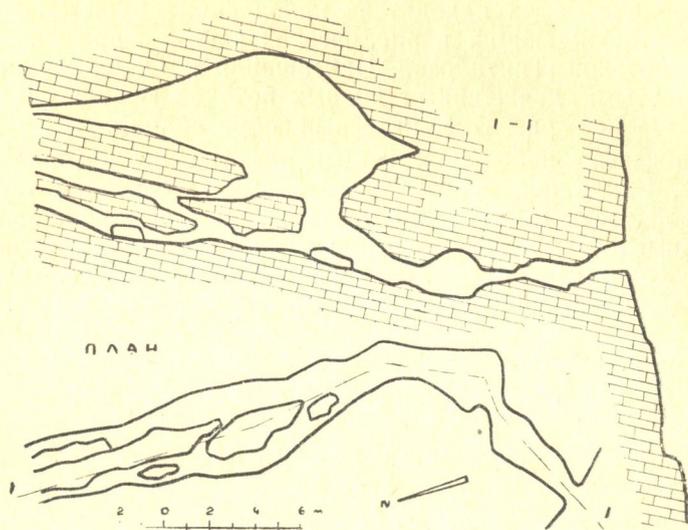


Рис. 62. План и разрез пещеры Багнари (составлено автором)

Пещера Чамхона расположена над одноименными летниками, на высоте 1710 м над у. м. Она заложена в известняках баррема, азимут простирающихся которых 160° , а угол наклона 10° . Вход пещеры расположен у подножья западной отвесной стенки асимметричной воронки глубиной 10 м. Пещера состоит из одного зала, заложеного по тектонической трещине, простирающейся на ЮЗ 260° . Длина зала 20 м при средней высоте потолка 3 м и при ширине 8 м (рис. 63). В север-

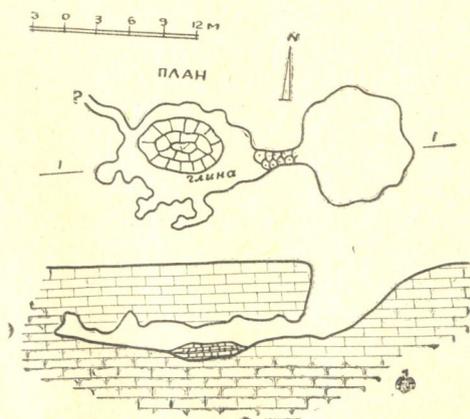


Рис. 63. План и разрез пещеры Чамхона
(по З. К. Тинтилозову и др.)

ной половине зала находятся накопления бурых, слоистых глин, подтверждающих периодический застой просочившихся водных потоков [Тинтилозов, Чангашвили и Окроджанашвили, 1965]. Частыми движениями водных потоков можно объяснить незначительное развитие натечных образований.

Множество небольших пещер развиты по ущельям рек: Жеопсе, Сандрипш, Жове-Квара, Бзыби, Ольга, а также в гребневой части массива, но описание всех не представляется возможным. Наиболее значительными среди них являются: Гелгелукская (длина 120 м), недостаточно изученная, Ольгинская верхняя (длина 70 м), Карапская (длина 35 м) и др.

КАРСТОВЫЕ ФОРМЫ ОБЛАСТИ РАЗГРУЗКИ

Область разгрузки карстовых вод массива Арабика представлена обширно и легкодоступна для исследований. Выражается она многочисленными источниками в периферийных частях массива, в ущельях рек, на берегу и на дне Черного моря (субмаринные источники). Некоторые источники обладают крупным дебитом (водопад Гега — 1 м³/сек., Голубое озеро — 3,5 м³/сек., Репруа — 2,4 м³/сек. и т. д.). Как правило, крупные источники приурочены к известнякам верхней юры, однако в их питании в юго-восточной и южной частях массива принимают участие и воды меловых (барремских) отложений. Область разгрузки имеет вид полукруга. Большинство источников выходит в ущельях рек: Бзыби, Гега, Жове-Квара, в местах обнаженных контактов карстующихся пород с некарстующимися.

Характер разгрузки карстовых вод массива Арабика определен взаиморасположением мощных комплексов карстующихся пород и отрицательных форм рельефа первого порядка, каковыми являются крупные тектонические котловины и эрозионные речные долины. Здесь следует добавить влияние общего базиса эрозии — Черного моря. Разгрузка трещинно-карстовых вод происходит под влиянием сочетания структурно-геологического и геоморфологического факторов.

Область разгрузки карстовых вод можно разделить на две подобласти: наземную и субаквальную; к первой из подобластей относятся наземные источники: Репруа, Голубое озеро, Холодная речка, Гегский водопад, Циви Цкаро и многочисленные источники в эрозионных долинах и на пляже. К субаквальной подобласти относим субмаринные источники в районе Гагра-Гантиади, выходящие со дна моря в 20—60 м от берега, а также вероятную разгрузку карстовых вод в руслах рек.

Карстовые формы данной области представлены в низкогорной и прибрежной частях массива, каковыми являются небольшие каналы, пещеры на правом берегу р. Бзыби, Жовё-Квара и в ущельях других самостоятельных рек массива.

Большой интерес среди форм области разгрузки вызывает Гегский водопад, находящийся на правом берегу одноименной реки, в 5 км выше слияния р. Юпшара с р. Гега. Высота водопада около 50 м; он выбивается мощной струей из горизонтальной щели длиной до 1,0 м, при ширине 1,5 м. Правее, на 2—3 м выше щели находится небольшой грот глубиной около 10 м и сечением 3×3 м. На 15—20 м выше этого грота находится ещё один грот овальной формы, размером примерно 10×8 м (Ефремов и др. 1968 г.). По-видимому, к зоне разгрузки можно приписать и обширную пещеру, находящуюся левее водопада, у его подножия. С потолка этой пещеры и со стен текут частые струи воды, а на полу пещеры имеется небольшой ручеек.

В глубине грота, расположенного рядом со щелью водопада, имеется небольшой водоем глубиной около 1,5 м и размером 4 м². В него сверху, сквозь камни льется сильный поток воды, которая из водоема переливается под стену, фильтруясь в сторону основной щели. За этим потоком находится небольшой грот, наполовину заполненный потоком, выходящим из щели. Из-за сильного напора воды пройти вверх по потоку нет никакой возможности. Так как пол грота от водоема к выходу немного повышается, то перелив из грота наружу происходит не сразу. Вода должна подняться на 0,8—1 м, что и происходит за 10—15 мин., и затем в течение 4—5 часов дебит перелива постепенно увеличивается (Ефремов и др. 1968 г.). Коррозионную воронку восходящих источников представляет чаша Голубого озера в долине р. Бзыби. Такие воронки образуются в зоне сифонной циркуляции, за счет расширенных коррозией каналов [Максимович, 1963]. Воронка Голубого озера имеет ассиметричную форму (рис. 64). Северная и северо-западная стенки отвесные, а юго-восточная и юго-западная — пологи. Глубина воронки 22 м при длине около 70 м и ширине 20—25 м. Со дна воронки выбивается мощная струя воды.

Рядом с Голубым озером, в 10 м выше по ущелью р. Бзыби, находится небольшая пещера, на дне которой имеется озерко, образующее сифон и соединяющееся с водой Голубого озера. В весенне-осеннее время мы часто наблюдали сильный поток воды, вырывающийся из этой пещеры (рис. 65).

С юго-западной стороны в Голубое озеро впадает подземная река, появляющаяся на поверхности в 10—15 м от края озера.

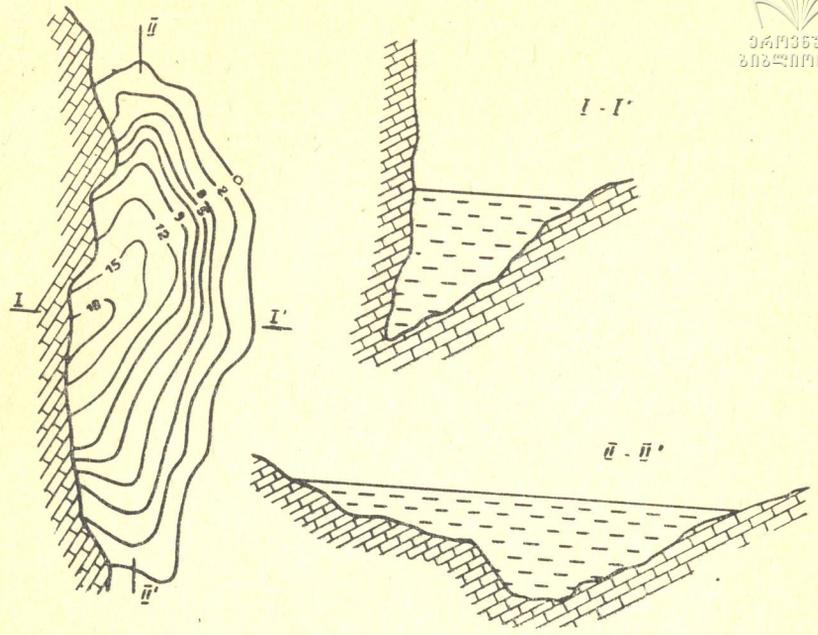


Рис. 64. План и разрезы Голубого озера в ущ. р. Бзыби (составлено автором)



Рис. 65. Пещера у Голубого озера (фото Ж. Корбеля)

Из наземных карстовых источников, образующих область разгрузки карстовых вод массива Арабика, следует упомянуть также выход подземной реки Репруа, в 0,6 км западнее г. Гагра (от устья р. Жове-Квара) и в 50 м от берега моря. Источник Репруа разгружает значительное количество подземных вод массива, являясь в то же время самой короткой рекой СССР (рис. 21, 22). Эта река выбивалась из трещин и гротов, но после каптирования для целей водоснабжения Гагра к ним невозможно подступиться.

Таковыми же источниками являются Холодная речка, Цивиц Каро и др.

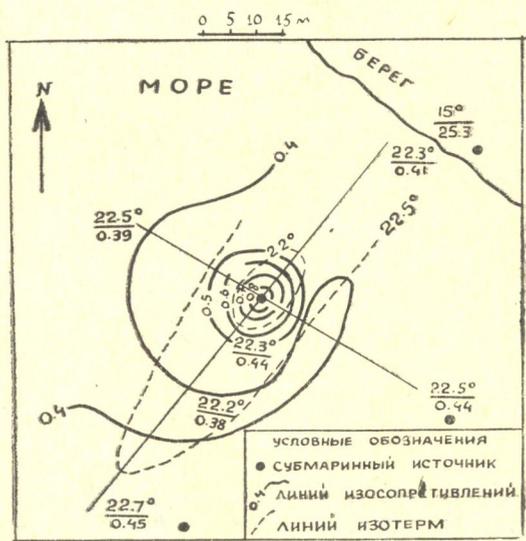


Рис. 66. Карта изосопротивлений и изотерм субмаринных источников в районе Гантиади (по И. А. Брашнейной)

Интересным феноменом области разгрузки являются источники находящиеся в подобласти субаквальной разгрузки, это субмаринные источники, выходящие со дна моря в районе Гагра-Гантиади.

В районе Гантиади, юго-восточнее железнодорожного вокзала известны три хорошо видимых на водной поверхности «котла вскипания» субмаринных источников. Два из них находятся на расстоянии 40 м от берега, третий 80 м (рис. 66, 67). В зоне опреснения (диаметром не более 4 м) над ближайшим к берегу субмаринным источником на глубине 10—20 см от поверхности моря были произведены замеры температуры ртутным термометром. Температура увеличилась от 21,5° в цент-

ре источника до $22,5^\circ$ на периферии. Сопротивление проб воды, по данным лабораторного резистивиметра, уменьшилось от 0,9 ом в центре источника до 0,50 ом на периферии. Два других подводных источника также оказывали влияние на сопротивление, которое повышалось от 0,38 до 0,44—0,48 ом [Брашнина, 1963].

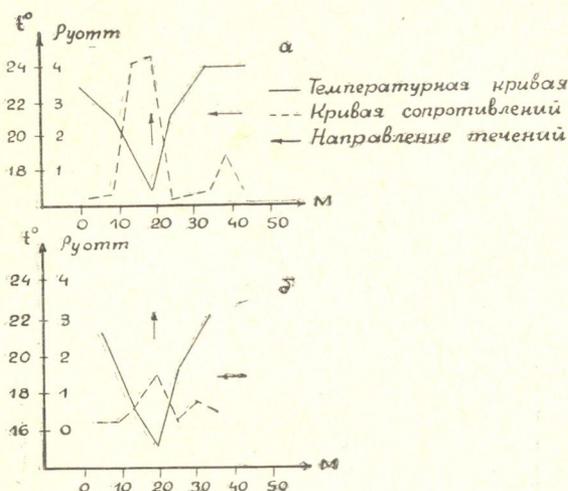


Рис. 67. Профиль сопротивлений и температур: а—в 2,5 м от устья р. Чигирипш, б—в 21 м от устья р. Чигирипш (по И. А. Брашнина)

В этом месте сенонские и турон-сеноманские известняки опускаются ниже уровня моря. Под ними залегает водоупорный горизонт мергелей и мергелистых глин альб-апта. Можно предполагать, что субмаринные источники около Гантиади приурочены к контакту вышеуказанных толщ. Аналогичные источники могут выступать и в более отдаленных от берега участках морского дна, где проходит контакт между мощной свитой барремских толстослоистых известняков и битуминозными и доломитизированными водоупорными известняками и мергелями с песчаниками нижнего неокома.

Субмаринные источники имеются в Динарской карстовой провинции (Вауџиџ, 1965, Petroviџ, Preleviџ, 1965), во Франции, на Лазурном берегу, в районе Марселя, в Италии около Сан-Ремо [Мартонн, 1950], близ массива Гарраф на Пиринейском полуострове [Pous, 1961] и т. д. В Советском Союзе субмаринные источники кроме Гагра-Гантиадского побережья известны в Крыму, западнее Байдарских ворот [Зенкович, 1958, Чу-

ринов, 1959]. Обстоятельная характеристика субмаринных источников Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья дана в работе Г. А. Максимовича и Т. З. Кийнадзе [1967].

ГЛАВА VIII

СУБТЕРРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На территории карстового массива Арабика на сегодняшний день исследовано более сотни карстовых полостей (без учета карстовых воронок). В этих подземных полостях, образованных в результате растворения карстующихся пород, параллельно с их выработкой и развитием, происходит и аккумуляция рыхлых отложений, образованных в основном в течение четвертичного периода. Ввиду отсутствия биостратиграфических материалов, вопрос стратиграфического расчленения этих отложений остается открытым; однако, принимая во внимание историю карстового массива Арабика в целом, а также наличие морфологических следов верхнечетвертичного оледенения, можно допустить, что возраст этих отложений четвертичный, особенно для Абхазии, где за нижнюю границу четвертичного периода можно принять начало куляницкого века.

Описание субтерральных отложений массива Арабика приводится ниже по схеме генетической классификации отложений, формирующихся в подземных карстовых пустотах, предложенной Д. С. Соколовым [1955, 1959, 1962] и дополненной Г. А. Максимовичем [1960, 1963].

Остаточные отложения — представлены элювиальной или пещерной глиной в 8 подземных пустотах массива; особенно изобилует этими отложениями пещера Узкая. Наклонный, местами горизонтальный пол пещеры покрыт указанным типом отложений, мощность которых варьирует в пределах 0,5—1,5 м. Отсутствие потоков в верхней части пещеры свидетельствует об элювиальном их происхождении. Эти отложения являются фациально однородными и представлены пещерной глиной серовато-буроватого цвета; наблюдается отсутствие слоистости.

Пещерные глины нами были зафиксированы и на отдельных участках сравнительно горизонтальных днищ других пещер и пропастей (Вахушти Багратиони, Крубера, Великанов, Гюзле).

Обвальные отложения — глыбы и другие обломочные продукты обрушения сводов пещер и пропастей в разных масштабах представлены почти во всех карстовых пустотах



массива Арабика. Они состоят из обвальных накоплений мелкого щебня до крупных валунов и глыб известняка; последние имеют размеры до 3—5 м. К этому же типу отложений относятся обломки сталактитов и сталагмитов, в большом количестве представленных в пропастях: Вахушти Багратиони, Мартель, Перспективной, Великанов, Гюзле, а также в пещерах: Узкая, Багнари и др. Эти отложения являются автохтонными. Особо следует отметить несколько отличающийся по генезису тип рыхлых отложений, в основном глыбового характера, которые накопились в подземных полостях в результате механического, главным образом морозного выветривания потолков и стен пещер. В пещерах, находящихся в высокогорной части массива накопление этих отложений происходит и в настоящее время и они по своему механическому составу отличаются от обвального материала, генезис которых обусловлен гравитацией и трещиноватостью вмещающих пород; последние представлены более крупными блоками и накопление их носит эпизодический характер.

Водные механические осадки. Этот тип отложений вышеуказанные авторы подразделяют на 3 подтипа:

- а) Отложения пещерных рек;
- б) Отложения пещерных озер;
- в) Отложения, принесенные в пещеру сверху, через трещины, карстовые воронки, колодцы, шахты.

Отложения первых двух подтипов на массиве Арабика пользуются весьма ограниченным распространением, что объясняется отсутствием крупных горизонтальных пещер, с которыми обычно связаны подобные отложения. На массиве Арабика интенсивные вертикальные воздымания не благоприятствовали формированию горизонтальных пещер значительных размеров. Все-таки в некоторых участках подземных пустот исследуемого массива представлены водные механические осадки, хотя и в небольшом количестве, о которых и пойдет речь.

а) Небольшой пещерный ручеек имеется в донной части пропасти Крубера; он вытекает из небольшого озера, затем просачивается в обвальном материале, накопленном на дне центральной шахты. Еще ниже он снова появляется на плоских днищах залов пропасти, отделенных друг от друга вертикальными отрезками. На днищах этих залов течение становится чувствительным, и замечено накопление щебнистого материала, слабо испытывавшего переработку в русле этого потока.

б) Мелкие озера описаны на днищах многих подземных пустот; одно из них расположено на дне одного из залов пропасти Крубера, диаметром до 3—4 м. Прозрачная вода озера позволяет фиксировать на дне его накопление глинистой массы автохтонного происхождения.

Мелкие озера известны также в конечных залах пропасти Вахушти Багратиони, пещерах Голубого озера, Жеопсе, однако в вместилищах этих озер накопления глинистой массы не обнаружены.

В пещере Чамхона, на дне единственного зала представлены слои глины, свидетельствующие о периодическом образовании озера [Тинтилозов и др. 1965].

в) Отложения данного подтипа представлены в основном глинистым материалом, редко щелнистым и костяным и еще реже—аллювиальным галечником. Пещера Багнари заканчивается трещиной, из которой во время сильных дождей или же снеготаяния вытекает вода, приносящая в пещеру главным образом глинистый материал, образовавший слабовыраженный конус выноса, мощностью 2—3 м. Образование конуса выноса очевидно обусловлено большим содержанием глинистого материала в водах, стекающих в пещеру. Аналогичная ситуация наблюдается в пропасти Крубера и пещере Узкая. В последней кости заблудившихся коз переотложены и встречаются по всей ее длине.

Водные хемогенные отложения в карстовых полостях массива Арабика пользуются незначительным распространением. Они представлены сталактитами, сталагмитами, кальцитовыми обрамлениями, известковым тестом, оолитами, пизолитами.

Сталактиты обильно представлены в «Музыкальном салоне» пропасти Вахушти Багратиони (рис. 68), в сухом ответвлении пропасти Мартель, пещерах Узкая, Багнари, Цыхерва, Гега, в Жовекварской шахте, во многих небольших полостях на плато Арабика. Длина их варьирует от 1 до 50 см. По форме они конусообразные, макаронные, редки бронированные и пупырчатые сталактиты.

Конусообразные сталактиты представлены во многих карстовых полостях исследуемой территории; особенно изобилуют ими шахта Жове-Квара. Здесь нами встречены и редкие бронированные сталактиты, описание которых дают З. К. Тинтилозов и др. [1965]. Это омертвевшие формы. На ранее образованных конусообразных сталактитах представлена кальцитовая «броня» толщиной 5—8 мм, причем химический состав их отличается от внутренних сталактитов [Кипиани, Тинтилозов и др., 1966]. Они вместе с толстыми, разноцветными слоями арагонита доказывают чередование сухих и влажных климатических фаз в прошлом.

В пещере Узкая преобладают пупырчатые конусообразные сталактиты с диаметром у основания 3—15 см при длине 10—30 см (рис. 69).



Рис. 68. Сталактиты в пропасти Вахушти Багратиони (фото автора)

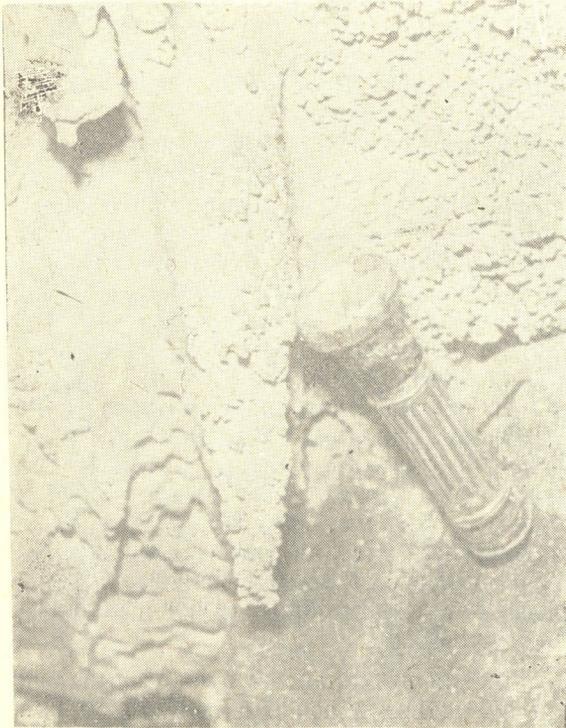


Рис. 69. Сталактиты в пещере Узкая (фото автора)

В полостях массива Арабика встречены т. н. макаронные сталактиты (две пещеры на плато Арабика, в 400 м юго-западнее одноименной горы). Длина этих элементарных сталактитов составляет 15—30 см при внутреннем диаметре в 3 мм (поперечные капли). По Г. А. Максимовичу [1963] эти трубчатые сталактиты возникают при притоках воды с потолка пещеры 0,001—0,00001 см³/час или 10⁻⁶—10⁻⁸ л/сек. Аналогичные сталактиты нами были встречены в пещерах Цахи и Тариели в ущелье р. Шараула на Рачинском массиве. По размерам они сходны с таковыми из пещер массива Арабика. В некоторых пещерах зарубежных стран их длина достигает до 4—4,5 м [пещера Кламуз, Эро, Франция, Georges и др., 1960], пещера Крезус на о. Тасмания [Максимович, 1963]. Автор в 1969 году во Франции, в пещере Шоранж (Кюфин) наблюдал огромный зал, потолок которого был усеян такими сталактитами длиной до 2 м. Эта пещера со своими натечными образованиями уникальна в Европе. Такие же сталактиты длиной до 1 м описаны в пещере близ Годогани (Кипиани, Тинтилозов, 1962).

Сталагмиты представлены в пропастях Вахушти Багратиони, Мартель, обильнее в пещерах Узкая, Багнари и др. Они в основном незначительной величины (10—40 см); исключение составляют сталагмиты в пещера Узкая, где нами в большом количестве встречены обломки сталагмитов диаметром до 40 см; в некоторых местах сохранились и основания этих образований. Таких же размеров сталагмиты представлены в пещере Гега (рис. 70), где некоторые из них почти соприкасаются со сталактитами и образуют колонны или сталагнаты. Кальцитовая колонна находится в пещере Жеопсе с диаметром до 1,2 при высоте до 2 м.

Кальцитовая корка представлена в пещере Узкая, где она занимает площадь до 2 м² при мощности 40 см. В разрезе замечена полосчатая структура; светлые и темные плоскости чередуются друг с другом. Арагонитовая корка описана в нижней части пропасти Вахушти Багратиони (Тинтилозов и др., 1965). Здесь её толщина всего 17 мм и даже макроскопически заметны 26 слоев разного цвета.

В этой же пропасти, в «Снежном зале», а также в пещере Узкая, автором встречено известковое тесто; в последней оно занимает до 2 м², причем часть находится в стадии затвердения. На базе этого теста образуются почкообразные натечи.

В пропасти Вахушти Багратиони, в нижней её части, нами были отобраны пробы воды, капающей со сталактита и скапливающейся под ним в небольшом углублении. Вода со сталактита поступала по капле в каждые 16 сек, приток воды составлял 20 мл/час или 0,5 см³/сек. Температура воздуха в



Рис. 70. Сталактиты и сталагмиты в пещере Гега (фото автора)

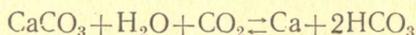
этой части пропасти была $3,2^{\circ}$, а влажность 99%. Химический состав отобранных проб был определен через 16 часов после отбора, лабораторией Резникова (аналитик Л. Цискаришвили). Результаты анализов приведены в табл. 12.

Таблица 12

Проба	Содержание мг/л				
	Ca $\cdot\cdot$	Mg $\cdot\cdot$	HCO $'_3$	SO $'_4$	PH
Вода, капающая со сталактита	92	5,6	316	4,7	7,1
Вода, скапливающаяся под сталагмитом	38	5,6	167	4,7	7,7

Как видно из приведенной таблицы, рост сталактитов в пропасти Вахушти Багратиони сопровождается уменьшением в воде содержания CaCO $_3$ (с 137 мг/л до 71 мг/л), и изменением PH, причем, магний и сульфатион остаются в воде. По Г. А. Максимовичу [1965, 1970] в этом сущность карбонатного литогенеза или спелеолитогенеза пещер, что приводит к цементации обломочных отложений дна пещер и образованию различных карбонатных натеков. Карбонатный литогенез наиболее ярко и типично проявляется, когда карстовые воды, про-

сачиваясь, достигают потолка пещеры и процесс идет по уравнению:



в противоположном направлении, справа налево. В подземную атмосферу выделяется CO_2 и из воды выпадает карбонат кальция.

Аналогичные исследования через год были проведены в Калифорнии в пещере Кейв Сити Х. Холландом и др. (Holland и др. 1964). Приток воды со сталактита (капез) составлял 30 мл/час при температуре воздуха пещеры $12,7^\circ$ и влажности 100%, а в воде на полу пещеры отсутствовал. Как показали подобные исследования в пещерах Эшо (Индия), Карпенгер (Пенсильвания, США), и Лорей (Виргиния, США), магний остается в воде, а вместе с CaCO_3 осаждается и Sr.

Химический состав сталактитов и сталагмитов изучается довольно редко. В работе Г. А. Максимовича [1963] приведено 9 анализов сталактитов из пещер СССР и зарубежных стран. Химический анализ сталактита из Анакопийской пропасти имеется в работе З. К. Тинтилозова (1968) и т. д.

Стараясь частично восполнить этот пробел в изучении субтерральных отложений, нами были отобраны пробы натечных образований из нескольких карстовых полостей массива Арабика, результаты химических анализов которых приведены в табл. 13.

Таблица 13

Химический состав натечных образований карстовых пустот массива Арабика

Состав в %	1	2	3	4	5	6	7
CaO	54,79	55,06	55,06	54,80	54,26	54,93	53,73
MgO	0,28	не/обн.	не/обн.	не/обн.	сл.	не/обн.	0,56
SiO ₂	0,36	0,16	0,14	0,10	0,22	0,32	0,22
Al ₂ O ₃	0,18	0,10	0,05	0,06	0,14	0,13	0,12
Fe ₂ O ₃	0,17	0,02	0,02	0,01	0,06	0,04	0,18
MnO	сл.	сл.	не/обн.	не/обн.	сл.	сл.	сл.
Влага	0,06	0,16	0,04	0,16	0,10	0,10	0,14
п. п. п.	42,98	42,84	42,44	42,68	42,86	42,02	43,02
Нераств. ост.							
в HCl	0,80	0,60	0,40	0,46	0,52	0,54	0,74
CaCO ₃	98,27	99,20	99,30	99,63	98,65	98,97	98,05

1. Сталактит из пропасти Перспективная; 2. Сталактит из пропасти Гюзле; 3. Сталактит из пропасти Вахушти Багратиони; 4. Сталактит из пещеры Узкая; 5. Сталагмит из пропасти Перспективная; 6. Сталагмит из пропасти Мартель; 7. Кальцитовая корка из пещеры на плато Арабика.

Из таблицы видно, что натечные образования карстовых полостей состоят почти из кальцита (98,05—99,63%). Большинство проб не содержит магнезия, исключение составляют пробы 1 и 7, из полостей развитых в доломитизированных известняках титона. Такая же картина наблюдается и по величине нерастворимого остатка, он больше в натечных образованиях, развитых в известняках верхней юры, хотя эта разница и выражается в десятых долях процента.

Кальцитовые оолиты и пизолиты (пещерный жемчуг)

Кальцитовые оолиты и пизолиты представляют наиболее редкие образования и поэтому их описание в научной литературе встречается редко. Одним из первых исследователей этого вида подземных образований является Г. А. Максимович [1955, 1963], а для пещер Кавказа пизолиты и оолиты впервые описал З. К. Тинтилозов [1960, 1961, 1963].

Таблица 14

№ образцов	Длина в мм		Ширина в мм	Ф о р м а	
	1	2		сферическая	круглая плоская
1	12,5	11,7	7	—	+
2	12,0	10,9	8,4	—	+
3	12,3	11,4	8,6	—	+
4	11,8	10,2	8	—	+
5	11,3	9,2	8,4	—	+
6	10,9	9,7	6,5	—	+
7	9,7	7,0	5,8	—	+
8	10,6	8,9	8,5	—	+
9	10,1	8,4	7,3	—	+
10	10,3	8,1	6,2	—	+
11	9,9	8,9	6,8	—	+
12	9,2	7,2	6,5	—	+
13	9,5	8,3	6,4	—	+
14	8,4	8,4	6,8	—	+
15	9,4	8,5	8,6	—	+
16	9,2	8,8	8,8	+	—
17	8,3	8,1	7,8	+	—
18	8,0	7,5	7,4	+	—
19	6,1	6,0	5,2	+	—
20	10,7	10,0	10,0	+	—

Автором в пропасти Вахушти Багратиони и пещере Гега были отобраны несколько образцов кальцитовых оолитов и пизолитов (рис. 71, 72). Размеры и форма этих образований приведены в табл. 14.

Как видно из таблицы 14, преобладают образцы круглой, плоской конфигурации, сплюснутые по двум осям, а образцы сферической формы составляют лишь 25%. Спектральный анализ показывает, что жемчуг из пропасти Вахушти Багратиони

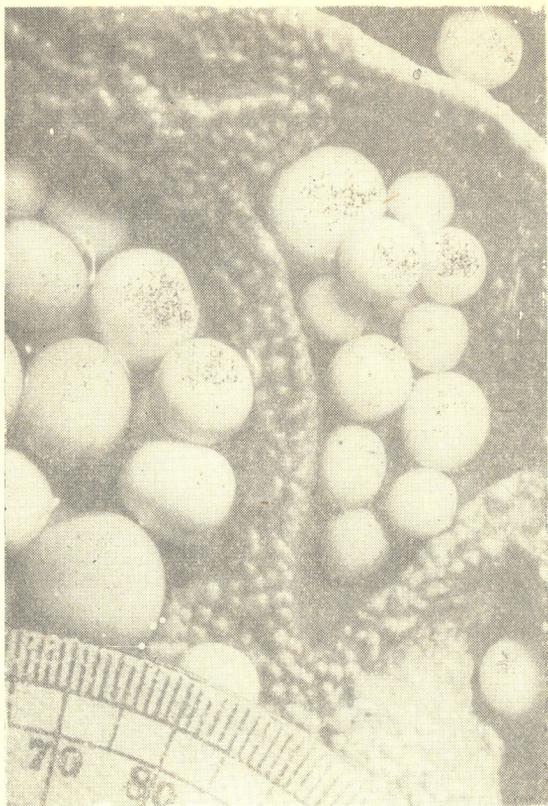


Рис. 71. Пещерный жемчуг в пропасти Вахушти Багратиони (фото автора)

содержит кроме основных элементов (Ca и Mg), Si — 0,5%, Fe — 0,2%, Al — 0,1%, Mn — 0,002%, а также Ti — 0,01% и Ba — 0,03%).

Известный механизм образования пещерного жемчуга мы наблюдали во Франции, в пещере Кокалье.

Снежно-ледяные образования карстовых полостей

В некоторых карстовых пещерах, помимо обычных кальцитовых натечных образований (сталактитов, сталагмитов и др.),

встречаются и ледяные образования, характеризующиеся разнообразной формой и различным происхождением.

По Г. А. Максимовичу [1963] ледяные образования карстовых пещер представляют собой наименее изученную часть криосферы. Изучение химического состава льда пещер СССР начато Г. А. Максимовичем и Г. Г. Кобяком в 1934 г. Этими исследователями в 1941 г. была дана характеристика льда Кунгурской пещеры [Максимович и Кобяк, 1941], а именно, ледяных сталактитов, сталагмитов, коры обледенения и пок-



Рис. 72. Оолиты и пизолиты в пещере Гега (фото автора)

ровного льда. Позднее А. В. Ступишин [1959] изучил лед Сюкеевских пещер, а В. Г. Охапкин и В. Д. Щеглов [1963] — лед Кочменской пещеры и т. д. Классификация пещерных льдов принадлежит Г. А. Максимовичу [1945, 1947, 1963], а типизация ледяных пещер СССР проведена Н. А. Гвоздецким [1963, 1968].

Ледяные пещеры Грузии упоминаются в работах Вахушти Багратиони [1941], Г. Радде [1866], А. А. Крубера [1912], Л. И. Маруашвили [1949, 1959], Л. И. Маруашвили, З. К. Тинтилозова и Г. З. Чангашвили [1961, 1962], З. К. Тинтилозова, Г. З. Чангашвили и А. А. Окроджанашвили [1965], К. Ш. Раквиаш-

вили [1965, 1968]; Н. А. Гвоздецкого [1968] и др., но в этих работах отсутствует характеристика химизма ледяных образований.

Изучение химизма ледяных образований карстовых пещер Грузии, и в частности, массива Арабика, начато нами [Т. З. Кикнадзе, 1963].

Карстовые полости с ледяными образованиями представлены в гребневой, высокогорной части массива Арабика (пропасти Вахушти Багратиони, Мартель, Великанов и др.).

Описание упомянутых полостей приведено выше и поэтому здесь остановимся на характеристике только криологических образований, представленных в виде снега, фирна и льда.

Снег — представлен в преобладающем большинстве карстовых колодцев, шахт и пропастей массива Арабика (рис. 73, 74, 75). В пропасти Вахушти Багратиони снежный конус с

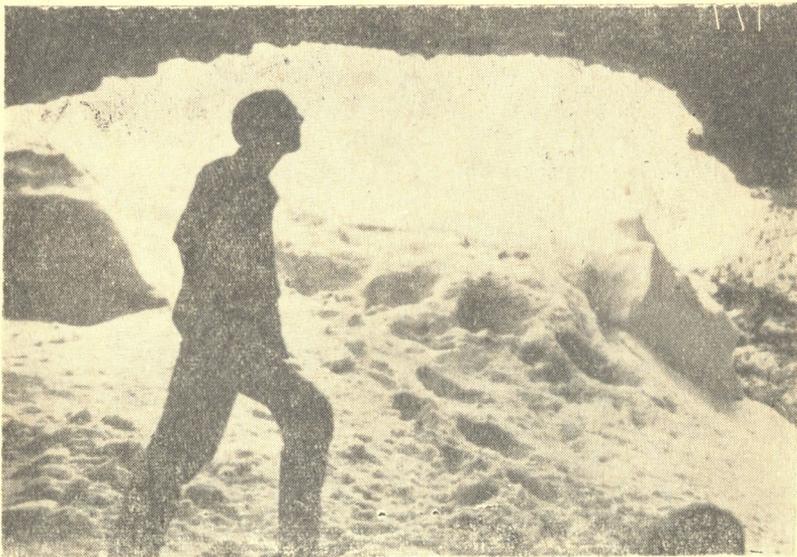


Рис. 73. Снег в пещере у г. Арабика (фото автора)

входного отверстия опускается с наклоном в 45° в т. н. «Снежный зал» до глубины 46 м. В средней части снег претерпевает метаморфизм и переходит в фирн, а в конце — в глетчер синеватого цвета. Общий объем снега в этой пропасти 900 м³. Снег представлен также в пропасти Мартель. Со дна шахты этой пропасти поднимается снежный конус неправильной формы высотой до 25 м. Общий объем снега, переходящего в нижней части в фирн, составляет приблизительно 750 м³.



Рис. 74. Офирнованный снег в пещере северо-восточнее в 1,5 км от урочища Чамхона (фото Ж. Корбеля)

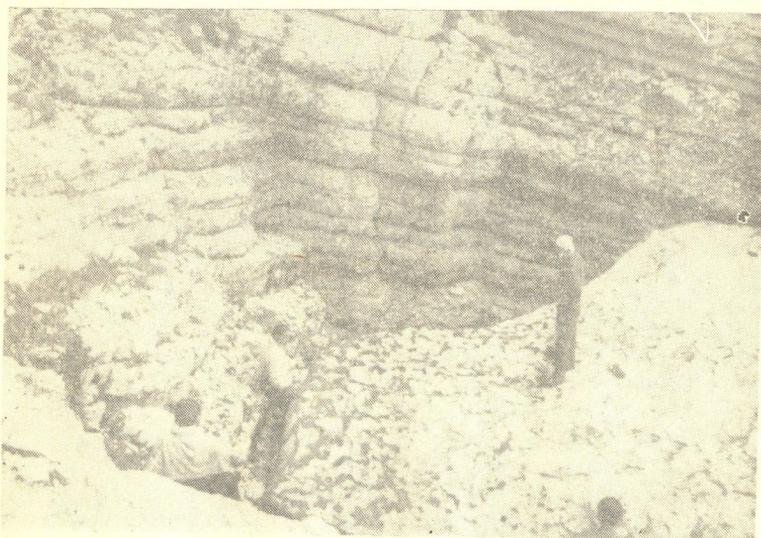


Рис. 75. Снег в пропасти Великанов (фото Ж. Корбеля)



Большие массы снега представлены также в пропасти «Великанов». Здесь снегом заполнены две из трех составляющих пропасть шахт. Снег твердый, офирнованный, с общим объемом приблизительно в 800 м³ (Тинтилозов, Чангашвили и Окроджанашвили, 1965).

Нами были проведены химические анализы снега из подземных полостей массива Арабика; результаты даны в табл. 15.

Таблица 15
Химический состав снега в пропастях массива Арабика (в мг/л)

Место отбора пробы	Дата	HCO ₃ '	SO ₄ "	Cl'	Ca..	Mg..	Na+K.	Минерализация	PH
Пропасть Вахушти Багратиони, на глубине 20 м	VIII 1963	73,2	1,12	0,10	10,0	0,6	15,6	100,6	7,65
Пропасть Мартель, на глубине 45 м	VIII 1963	97,6	2,80	0,10	14,0	0,7	20,0	135,2	8,25
Шахта № 1, на глубине 18 м .	IX 1964	112,5	4,6	0,18	16,0	0,9	23,9	157,3	8,41
Пропасть Великанов, на глубине 25 м	VIII 1963	95,3	3,1	0,10	12,0	0,8	22,0	139,3	8,15

Как видно из вышеприведенной таблицы, минерализация снега из подземных полостей массива Арабика невелика и составляет 100—157 мг/л при гидрокарбонатно-натриево-кальциевой гидрохимической фации. Относительно высокая минерализация снега в шахте № 1 (157 мг/л), по сравнению с минерализацией снега в пропасти Вахушти Багратиони (100 мг/л), обуславливается на наш взгляд тем, что шахта № 1 представляет раскрытую полость, а пропасть Вахушти Багратиони частично закрыта, и залежавшийся в подземном зале снег менее подвергается влиянию поверхностных агентов.

Ледяные образования

По классификационной схеме пещерных льдов Г. А. Максимова [1945, 1947, 1963] ледяные образования карстовых полостей массива Арабика будут иметь следующий вид. (табл. 16).

Атмогенные (сублимационные) кристаллы представлены в виде тонких пластинок в основном шестиугольной формы, 5—20 мм в поперечнике. Они очень хрупки и при малейшем прикосновении теряют форму, расположены на стенах подземных залов на высоте 1—2 м от пола. Сублимационные кристаллы часто сращены и создают сложные формы разной конфигура-

пии, наподобие двойников кристаллов минералов. Подобные образования описаны Г. А. Максимовичем [1946] для Кушурт

Таблица 16

Тип льда	К л а с с ы		Карстовые пустоты
	пресный лед—растворенных веществ до 1 %		
	формы пещерного льда	разновидности (виды)	
I. Атмогенный (сублимацион- ный)	Ледяные кри- сталлы	Шестиугольно- пластинчатые	Пропасть Вахуш- ти Багратиони, пропасть Мартель
	Ледяные сталак- титы	Ледяные занавесы отдельные сталактиты	Пропасть Вахуш- ти Багратиони
II. Гидрогенный	Ледяные сталаг- миты	Сахарные голо- вы, грибы, кегло- образные	Пропасти Вахуш- ти Багратиони, Мартель, отдель- ные колодцы и шахты
	Ледяные колон- ны		Пропасть Вахуш- ти Багратиони
III. Гегерогенный (смешанный)	Кора обледене- ния	Полосчатая	Пропасть Мар- тель
	Покровный лед	„Глетчеры“	Пропасти Вахуш- ти Багратиони и Мартель

кой ледяной пещеры, Н. А. Гвоздецким [1950] — для Балаганской пещеры в Приангарье, А. В. Ступишиным [1958] — для пещер Среднего Поволжья и др.

По Н. А. Гвоздецкому [1950], такого рода кристаллы представляют тип «атмогенных» кристаллов и возникают путем сублимации, т. е. переходом находящегося в воздухе пещеры водяного пара непосредственно в лед, минуя жидкую фазу.

По Г. А. Максимовичу [1963] сублимация происходит наиболее интенсивно при температуре, близкой к 0°, и при незначительном движении воздуха, насыщенного парами (или при отсутствии движения).

А. В. Ступишин [1958] для Малой Сюкеевской пещеры дает следующие 4 условия, от которых зависит интенсивность образования аналогичных кристаллов льда: 1) степень насыщенности влагой верхнего, более теплого слоя воздуха, прилегающего к своду, с температурой около 0°; 2) степень интенсивности воздушной циркуляции в пещере; 3) температурный

градиент, или перепад температуры при движении воздушных потоков, и 4) время наблюдения.

В пропасти Вахушти Багратиони имеет место сильная циркуляция воздуха. При исследованиях в сентябре 1960 года на глубине 70 м чувствовался сильный ток холодного воздуха из глубины. Сравнительно теплый воздух в «снежном зале» поднимается к потолку и адиабатически охлаждаясь, выделяет влагу, однако во время отмеченных исследований мы не заметили наличия сублимационных кристаллов, что и не удиви-

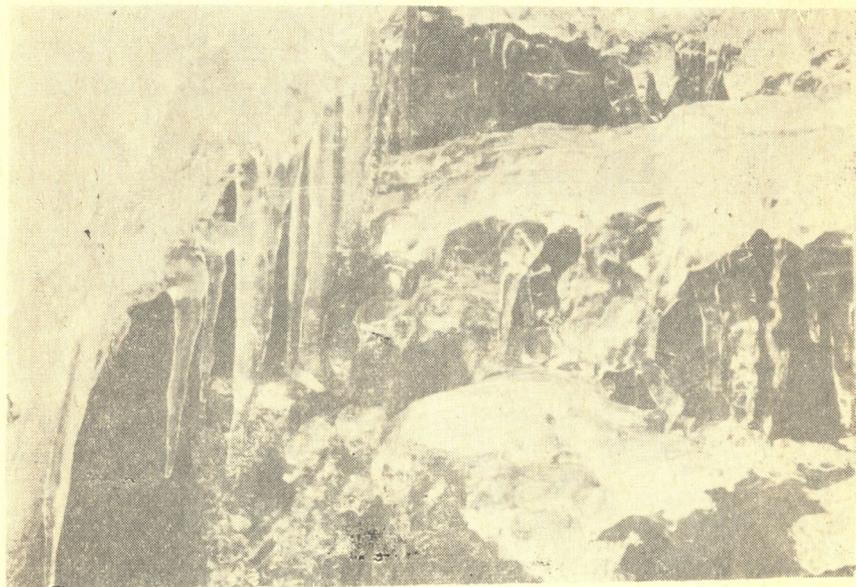


Рис. 76. Ледяные образования в пропасти Вахушти Багратиони
(фото автора)

тельно, так как для их образования движение влажного воздуха не должно быть быстрым и, вместе с тем, температура воздуха должна быть около 0° . 20 июля 1961 года и 25 августа 1965 года, при повторных посещениях пропасти трещина на глубине 50 м в нижней части «Снежного зала» была заполнена толстым слоем льда, вследствие чего движение воздуха значительно замедлялось. Температура на глубине 40 м у стены оказалась равной $-0,5^{\circ}$. На стенах зала обильно были представлены сублимационные кристаллы льда. Нет сомнения, что кристаллы такого типа для пропасти Вахушти Багратиони и Мартель временное явление.

Гидрогенный лед возникает вследствие перехода просочившейся воды в твердую фазу. Представлен в виде ледяных сталактитов, сталагмитов, колонн, занавесей и т. д.

Сталактиты — встречены нами в пропастях Вахушти Багратиони и Мартель, при том они однолетние, из-за колебания температуры воздуха в этих пропастях ниже нуля и до $5-6^{\circ}$. Они образованы в холодной части «снежного зала»; свисают со стен и с потолка (рис. 76, 77). Длина их колеблет-

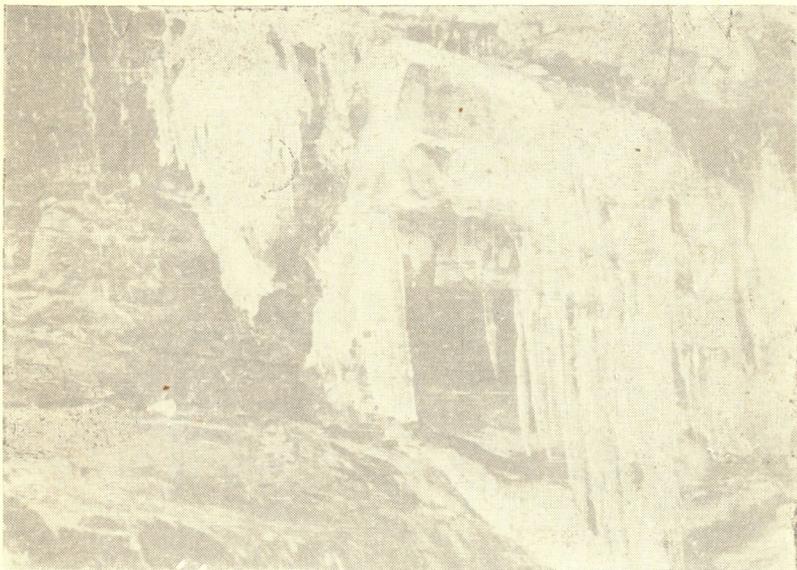


Рис. 77. Ледяные образования в пропасти Мартель (фото автора)

ся между 5—150 см, при диаметре соответственно 1—30 см. Они в основном молочного цвета, реже прозрачные. Форма их разнообразная, наружный слой твердый. В некоторых местах они создают ледяные занавесы.

Сталагмиты — встречены в тех же полостях и в нескольких колодцах — пещерах. Сравнительно больших размеров (до 1 м) они достигают в «Снежном зале» пропасти Вахушти Багратиони (рис. 78). В августе 1963 года пол «Снежного зала» был усеян ледяными сталагмитами, высота которых достигала 20—25 см, при диаметре 5—10 см (рис. 79). Аналогичные сталагмиты нами были встречены в пропасти Мартель, хотя и в меньшем количестве. Единичные сталагмиты встречаются также в некоторых колодцах-пещерах в ущелье Орте-Балаган и в районе г. Арабика.

Кора обледенения встречена в нижнем зале пропасти Мартель, на площади 7—9 м². Лед твердый, полосчатый, местами наблюдаются включения обломков известняка. Цвет грязновато-серый.



Рис. 78. Ледяной занавес из мелких ледяных сталактитов и сталагмитов в пропасти Вахушти Багратиони (фото автора)

Ледяные колонны в полостях исследуемого массива встречаются редко. Мы их наблюдали дважды в «Снежном зале» пропасти Вахушти Багратиони. Высота колонны молочно-го цвета составляла 2,55 м при диаметре 25—30 см.

Здесь выделяют также лед метаморфического происхожде-

ния [Кипиани, Тинтилозов и др. 1966], образованный метаморфизмом накопленных снежных масс. Лед этого типа встречается в верхней части пропасти Вахушти Багратиони, и представлен в виде ледника в основании снежного конуса.

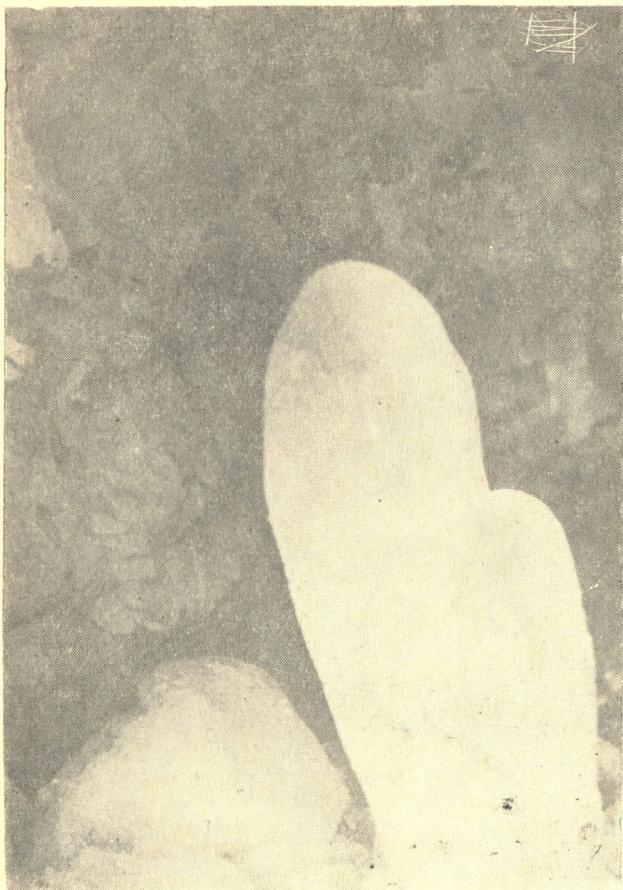


Рис. 79. Ледяной сталагмит в пропасти Вахушти Багратиони (фото автора)

Пещеры-ледники, широко представленные на массиве Арабика со своими криологическими отложениями относятся к первому типу среди выделенных Н. А. Гвоздецким [1968] 7 типов ледяных пещер на территории СССР. Химизм льда карстовых полостей массива Арабика приведен в табл. 17.

Место отбора пробы	HCO ₃	SO ₄	Cl	Ca	Mg	Na+K	Минерализация	PH
Пропасть Вахушти Багратиони, лед. сталагмит, гл. 25 м . . .	49,0	9,05	3,00	2,00	1,21	20,2	84,5	—
Пропасть Мартель, лед. сталакт. гл. 70 м	6,1	0,56	0,63	0,2	0,1	0,23	7,82	6,40
Наклонная пещера у г. Арабика, лед. сталактит, гл. 15м	12,2	0,56	0,65	0,2	0,1	1,84	15,55	7,05

ГЛАВА IX

ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ И СОВРЕМЕННАЯ АКТИВНОСТЬ КАРСТА МАССИВА АРАБИКА

В области изучения подземного стока и естественных ресурсов подземных вод и связанных с ними проблем одним из наиболее актуальных вопросов является химическая денудация (Подземный сток на территории СССР, 1966). Изучение данного вопроса имеет особо важное значение для карстовых регионов.

В последнее время как в Советском Союзе, так и за рубежом замечается усиление гидрохимических исследований подземных вод карстовых областей для количественной оценки химической денудации. Такие подсчеты для некоторых карстовых регионов СССР проведены Д. В. Рыжиковым [1954], Е. А. Кротовой [1956, 1971], К. А. Горбуновой [1960, 1964]. Данный вопрос для карста Северо-Западного Кавказа обстоятельно освещает П. А. Костин [1966], Восточной Сибири — М. Пулина [Pulina, 1968], Подольско-Буковинской области — В. Н. Дублянский и Б. М. Смольников [1969], восточной половины северного склона Большого Кавказа — Н. М. Еременко [1971] и др.

Определение химической денудации в таком сложном карстовом регионе, каким является массив Арабика, нелегкая задача. Несмотря на важность данной проблемы, до последнего времени в Грузии ею не занимались. Редкое исключение составляет массив Арабика, где автором совместно с М. Пулиной были проведены исследования химической денудации [Кикнадзе и Пулина, 1965; Кикнадзе, 1968, 1971; Pulina, 1966]. В



последнее время появилась еще одна работа, освещающая эту проблему для массива Асхи [Джишкарниани, 1970].

За последние 10—15 лет для определения количественного эффекта химической денудации в карсте успешно применяется формула французского исследователя Ж. Корбеля (Corbel, 1957, 1959, 1961, 1963, 1964; Corbel и др., 1965), имеющая следующий вид:

$$X = \frac{4 \cdot E \cdot T}{100},$$

где: X — химическая денудация в м³/км²/год или мм/1000 лет, E — осадки минус испарение, или высота стекающей воды в дм, T — содержание СаСО₃ в мг/л.

Метод Корбеля основывается на гидрохимических и климатических исследованиях.

Польские карстологи — Маркович-Лохинович (Markowicz-Lohipowicz, 1968), опираясь на формулы Ж. Корбеля (Corbel, 1969), и В. Е. Грума и В. Х. Виллямса (Groom и Williams, 1965), для карста Честоховы химическую денудацию вычисляют по формуле: $X = \frac{H \cdot d}{S \cdot 10^3} \text{ м}^3/\text{км}^2 \text{ /год}$ или мм/1000 лет, где X пока-

затель единичной карстовой коррозии, H — количество просачившихся вглубь известняков осадков в мм, d — общая жесткость (мг/л), S — удельный вес известняка (г/см³). Данная формула учитывает те же параметры, что и формула Ж. Корбеля и дает тот же результат.

В последние годы появилась еще одна формула для расчета величины химической денудации, принадлежащая польскому исследователю М. Пулине [Pulina, 1966, 1968]. Она основана на гидрометрических и гидрохимических исследованиях и проверена за время многолетних работ автором метода в карсте Судет. Она учитывает определение водного баланса гидрогеологическими методами, а также изменение солевого состава поверхностных и подземных вод. Этой формулой по количеству всех растворенных солей можно определить и полную химическую денудацию. Формула М. Пулины имеет следующий вид:

$$1) D = 12,6 \frac{TQ}{P},$$

$$2) D = 0,0126 TV; V = \frac{Q}{P} \cdot 1000,$$

где: D — химическая денудация в м³/км²/год, или мм/1000 лет, T — содержание растворенных солей в мг/л, Q — сток в м³/сек,

V — средний модуль стока в л/сек/км²

P — площадь бассейна в км².

Восьмилетние гидрогеологические и гидрохимические исследования автора на массиве Арабика, а также имеющиеся гидрогеологические, гидрологические и метеорологические данные (Владимиров, 1962, 1964; Хмаладзе, 1959), позволяют рассчитать величины карстовой денудации для исследуемого региона. Для сравнения расчеты проведены по двум вышеприведенным формулам.

Данные о карстовой денудации по отдельным гидрогеологическим и водосборным бассейнам массива Арабика приведены в табл. 18, а также на рисунках 80, 81, 82.

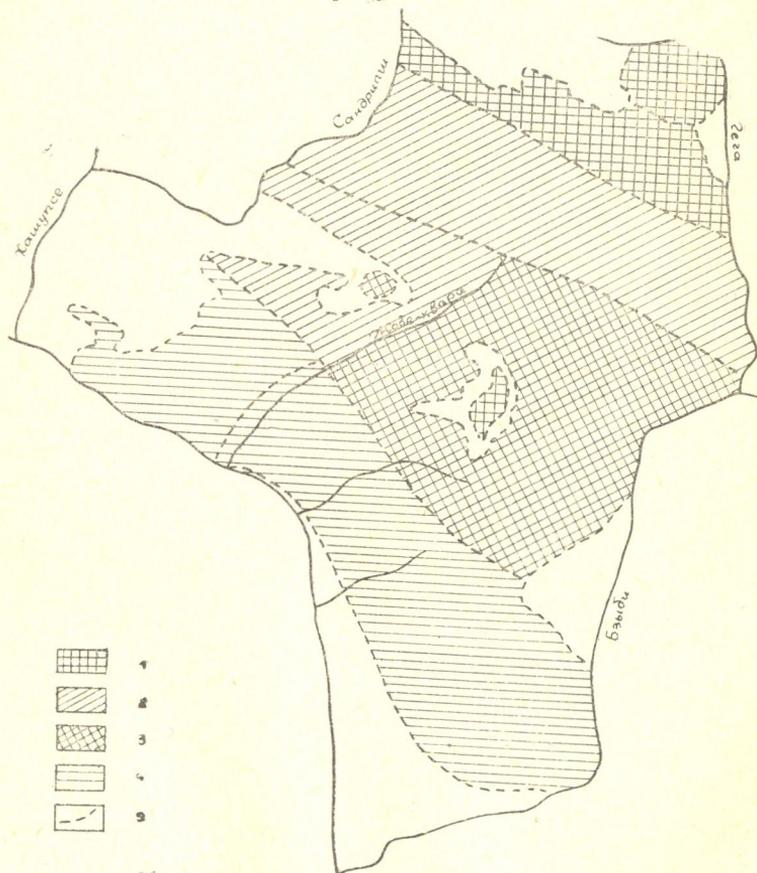


Рис. 80. Схема химической денудации по CaCO_3 (составил автор).
1—4—величина химич. денудации в м³/км²/год или мм/1000 лет;
1—120—101; 2—100—90; 3—82—78; 4—62—60; 5 — границы карстовых бассейнов

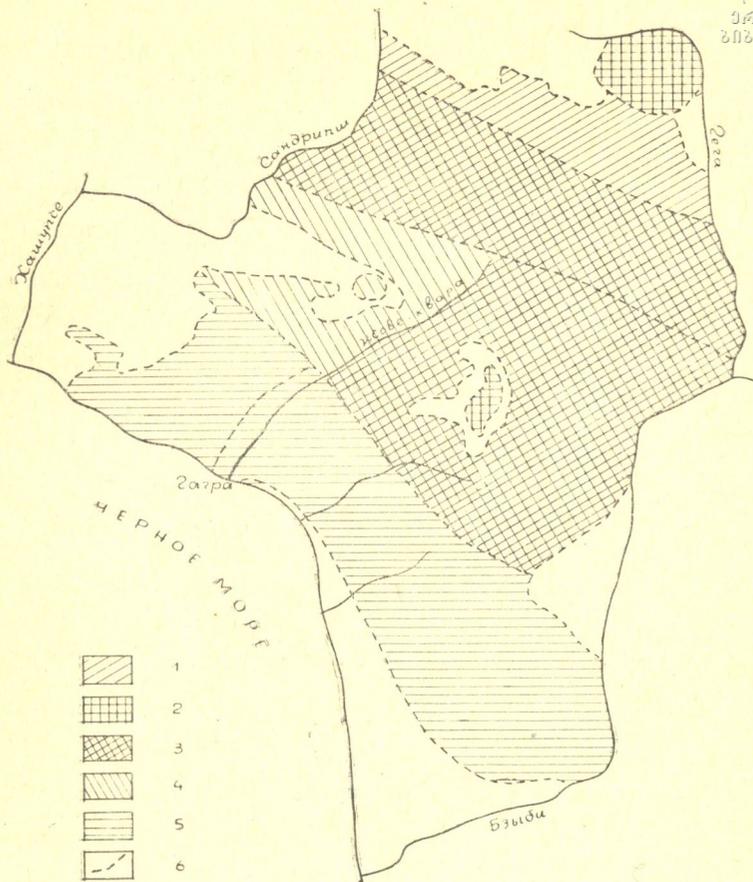


Рис. 81. Схема химической денудации по $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ (составил автор). 1—5—величина химич. денудации в $\text{м}^3/\text{км}^2/\text{год}$ или $\text{мм}/1000$ лет; 1—121; 2—120—111; 3—110—100; 4—99—90; 5—71—67; 6—границы карстовых бассейнов

Основная гидрохимическая фация карстовых вод массива Арабика гидрокарбонатно-кальциевая, что непосредственно связано с химическим составом выщелачиваемых пород. Содержание карбоната кальция в водах колеблется в пределах 52—240 мг/л, но преобладающее количество проб содержит CaCO_3 в пределах 100—160 мг/л.

Как видно из таблиц химических анализов поверхностных и подземных вод исследуемой территории, минерализация их

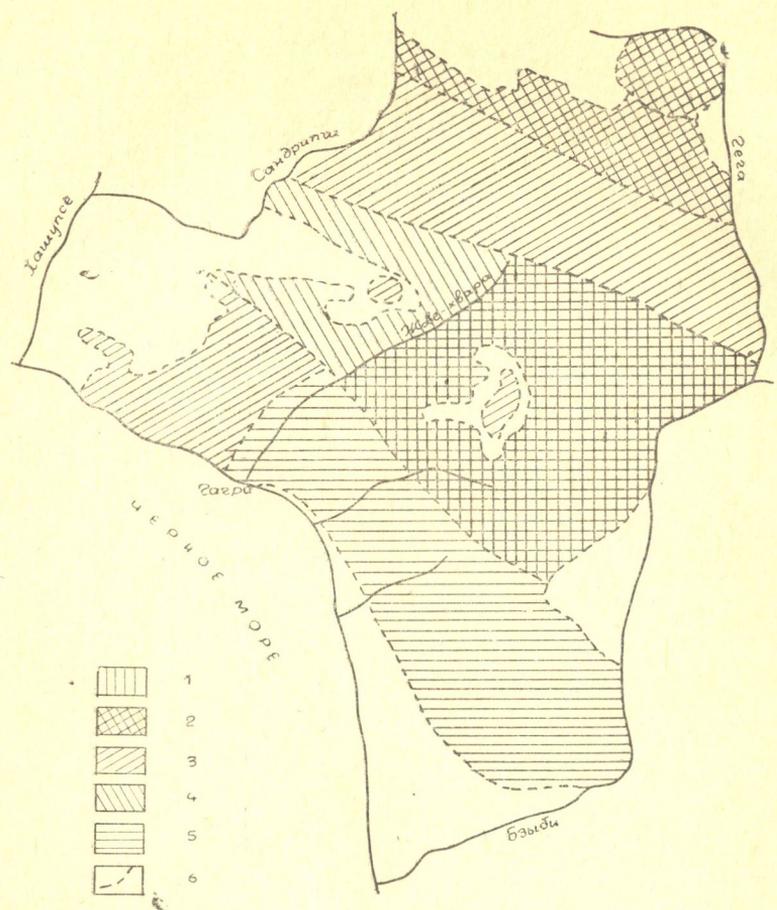


Рис. 82. Схема полной химической денудации (составил автор). 1—5—величина химич. денудации в $\text{м}^3/\text{км}^2/\text{год}$ или $\text{мм}/1000$ лет; 1—150; 2—150—125; 3—125—100; 4—100—75; 5—75; 6—границы карстовых бассейнов

небольшая и варьирует в пределах 70—570 мг/л. Преобладающее большинство проб имеет минерализацию 200—300 мг/л.

Из табл. 18 видно, что карстовая денудация по CaCO_3 (поверхностное растворение) для массива Арабика варьирует в пределах 31,5—103,2 $\text{м}^3/\text{км}^2/\text{год}$ (по методу Корбеля) и 49,5—130,6 $\text{м}^3/\text{км}^2/\text{год}$ (по методу Пулины). По Ж. Корбелю [Corbel, 1959] механическая эрозия в горном карсте составляет 50% поверхностного растворения, а глубинное растворение для Альп колеблется в пределах 50—80% общей карстовой денудации.

Район исследований	P км ²	E дм	Q м ³ /сек.	V л/сек/км ²	T СаСО ₃ мг/л	СаСО ₃ +MgСО ₃ мг/л	Сумма солей мг/л
Гидрогеол. басс. Ах-Аг	8	17	0,5	65	128	138,5	154,5
„ „ Сандрипш	24	17	1,7	70	115	145,0	150,8
„ „ Богорупшта	68	16	4,0	60	130	140,0	157,3
„ „ Голубое озеро	83	15	4,5	55	115	145,0	225,0
„ „ Шабашха	2	15	0,11	55	172	174,0	177,0
„ „ Ачмарда	38	14	1,9	50	145	150,0	152,6
„ „ Гюзле	1,5	14	0,07	55	133	140,0	150,0
„ „ Холодная речка	35	8	1,0	30	140	154,0	238,8
Гидрогеолог. басс. Репруа	69	10	3,0	40	137	157,0	160,0
Водосборный бассейн р. Жове-Квара	72	14	4,7	66	120	154,0	175,0
Водосборный бассейн р. Сандрипш	103	14	7,0	66	157	185,0	215,0
Водосборный бассейн р. Гегн (правая часть)	200	17	14,0	70	120	125,0	152,0
Долина Хашупсе, поверхн. и подземные воды	—	—	—	40	136	125,0	162,0
Высокогорная зона, поверхностные воды	—	—	—	70	133	140,0	165,0
Высокогорная зона, подземные воды	—	—	—	70	135	150,0	180,0
Черноморская зона, поверхн. и подземные воды	—	—	—	30	126	145,0	196,0

денудация массива Арабика

Химическая (карстовая) денудация в м ³ /км ² /год или мм/ 1000 лет									
по методу Ж. Корбеля				по методу М. Пулины					
поверх. растворение	глубин. растворение	Механ. эрозия	Общая карстов. денуд.	по СаСО ₃	по СаСО ₃ + MgСО ₃	полная	глубин. растворение	Механ. эрозия	Общая карстов. денуд.
87,0	130,5	43,5	261,0	100,8	113,4	126,5	151,2	50,4	302,4
78,2	117,3	39,1	234,6	102,6	127,9	133,0	153,9	51,3	307,8
83,2	124,8	41,6	249,6	98,2	105,4	118,9	147,3	49,1	294,6
69,0	103,5	34,5	207,0	78,5	100,4	155,9	117,7	39,2	235,5
103,2	154,8	51,6	309,6	118,2	120,5	122,6	177,3	59,1	354,6
81,2	121,8	40,6	243,6	90,0	94,5	96,1	135,0	45,0	270,0
73,2	109,8	36,6	219,6	81,6	96,0	103,9	122,4	40,8	244,8
44,8	67,2	22,4	134,4	51,0	55,4	85,7	76,5	25,5	153,0
54,8	82,2	27,4	164,4	69,0	71,1	80,6	103,5	34,5	207,0
67,2	100,8	33,6	201,6	110,2	128,0	145,2	165,3	55,1	330,6
87,9	131,8	43,9	263,6	130,6	153,8	178,2	195,9	65,3	391,8
81,6	122,4	40,8	244,8	105,8	110,2	133,0	158,7	52,9	317,4
43,5	65,3	21,8	130,6	68,5	76,6	81,6	102,8	34,3	205,5
83,6	125,4	41,8	250,8	114,6	123,5	145,5	171,9	57,3	343,8
91,8	137,7	45,9	275,4	119,0	132,3	158,7	178,5	59,5	357,0
31,5	47,3	15,8	91,0	49,5	54,8	74,1	74,3	24,8	148,5

Для массива Арабика мы берем и в первом и во втором случае 50%. Выясняется, что в высокогорной зоне исследуемого массива глубинное растворение в среднем равняется 131 м³/км²/год (по Корбелю) и 175,2 м³/км²/год (по Пулине). В низкогорной (Черноморской зоне) получаем соответственно 47,3 и 74,3 м³/км²/год. Такое же положение и по механической эрозии: 15,8 и 24,8 м³/км²/год соответственно. Аналогичную картину наблюдаем и в величинах общей карстовой денудации; для высокогорной зоны она составляет 263,1 и 350,4 м³/км²/год и для черноморской зоны 91 и 148,5 м³/км²/год. Из приведенного материала вытекает значительная разница между величинами карстовой денудации в высокогорной и черноморской зонами.

По методу М. Пулины мы подсчитали также полную химическую денудацию; она для высокогорной зоны составляет 152,1 и для черноморской зоны 74,1 м³/км²/год. Выясняется, что в высокогорной зоне массива (северо-восточная часть) выносятся в 2 раза больше растворенных солей, чем в черноморской (юго-западная) зоне. Причину такого колебания химической денудации можно искать в обилии стока и особенно, наличии агрессивных талых вод в высокогорной части массива. Одной из причин также может являться температура подземных вод. По Ж. Корбелю [Corbel, 1965] величина химической денудации функционально зависит от температуры воды; с увеличением температуры уменьшается величина химической денудации. Это положение Ж. Корбеля подтверждается и нашими исследованиями. Для наглядности в табл. 19 приведены данные для карста Югославии (по Корбелю) и для массива Арабика.

Таблица 19

Югославия	Д		Массив Арабика	Д	
	t °C	м ³ /км ² /год		t °C	м ³ /км ² /год
Т р и г л а в	1—2	128	Ах-Аг, Сандриш, Богорушгта	1—3	82
Б о с н и я	5—6	90	Гюзле	5—6	73
Центральная Словения .	8—9	69	Голубое озеро	7	69
Район Триеста	10—11	48	Репруа	9—10	55
Далмация	13—14	28	Холодная речка	10—11	45
Попово Полье	14—15	14	Хашупсе	14—15	31



Сравнительная характеристика карстовой денудации некоторых карстовых регионов земного шара

Карстовый регион	Средн. годов. темпер. $^{\circ}\text{C}$	Средн. годов. сток мм E	Содерж. CaCO_3 мг/л T	Карстовая денудация $\text{м}^3/\text{км}^2/\text{год}$ D	$\frac{\text{D}}{\text{E}}$	А в т о р
Массив Арабика, высокогорная зона	5,8	1550	135	84	0,054	Т. З. Кикнадзе
Массив Арабика, черноморская зона	15,1	700	128	36	0,051	"
Бассейн Шабашха (М. Арабика)	6	1500	172	103	0,068	"
Бассейн Ачмарда (М. Арабика)	6	1400	145	81	0,057	"
Массив Мурзикао, Сев. Западн. Кавказ, высокогорн. зона	—	1900	180	68	0,035	П. А. Костин, 1966
Массив Джангура, Сев. Западн. Кавказ, среднегорн. зона	—	500	322	32	0,64	П. А. Костин, 1966
Альпы Тункинские, Восточная Сибирь	—	350	41	6	0,017	М. Пулина, 1968
Долина Слюдянки, Восточная Сибирь	—	525	66	14	0,026	М. Пулина, 1968
Плато Веркор, Альпы, (Франция)	6	1400	190	107	0,076	Р. Муксар, Т. Чузкой, 1967
Мулис, Пиреней (Франция)	11	600	210	50	0,083	То же
Вердон (Франция)	11—12	600	377	90	0,076	"
Монпелье (Франция)	11	500	190	38	0,150	"
Прованс (Франция)	14,3	300	343	41	0,125	"
Юлийские Альпы (Югославия)	1—2	2700	75	81	0,030	"
Трновски Гост (Югославия)	8—9	1600	147	91	0,056	"
Тимаво-Шкоциан (Югославия)	10—11	695	170	48	0,069	"
Попово Поље (Югославия)	14—15	252	145	14	0,055	"
Ямайка, Порто-Рико	20—22	710	173	50	0,070	"

Из вышеприведенной таблицы 19 видно, что как в Югославском карсте, так и на массиве Арабика карстовая денудация уменьшается с увеличением температуры вод, что и вполне естественно; как известно, в карстовых регионах воды при мень-

ших температурах больше проявляют свою растворительную активность.

Химическая (карстовая) денудация происходит при взаимодействии двух процессов: первый — активность вод как растворителя, вызывающая переход соли в раствор, что и есть процесс химического выветривания или же коррозии; другой процесс — это способность воды транспортировать растворенные соли от материнской породы [Pulina, 1968].

Химическую активность вод следует понимать как емкость раствора и скорость процесса растворения, причем последняя обратно пропорциональна емкости. Химическая активность вод зависит от содержания в них CO_2 , а также от температуры воды и количества растворенных ионов.

Мы воспользовались диаграммой Ф. Тромба [Trombe, 1952], показывающей химическую агрессивность вод, определенную методом дефицита насыщения, и опирающуюся на анализ величины рН и содержания карбонатов. Кривые на диаграмме представляют собой изменение рН для различных температур в зависимости от концентрации CaCO_3 уравновешенных растворов. С помощью этих кривых можно определить, является ли вода агрессивной, насыщенной или в равновесии для данной температуры.

Как видно из диаграммы (рис. 83), карстовые воды массива Арабика находятся ниже кривой насыщения и характеризуются большой активностью. Для сравнения на диаграмме нанесены и данные по некоторым карстовым областям земного шара по материалам Ж. Корбеля [Corbel, 1957, 1959] и М. Пулины [Pulina 1968]. Сравнение позволяет предположить, что сходные отношения имеются и в других районах высокогорного карста, как например: Восточная Сибирь, Альпы, Норвегия, Канада и др. Мнение Корбеля о максимальной агрессивности карстовых вод в высокогорных зонах находит свое подтверждение и на массиве Арабика.

Для иллюстрации сказанного можно подсчитать градиент минерализации или градиент выщелачивания, что представляет разность минерализации в двух точках гидрохимического разреза, отнесенная к длине интервала [Максимович, 1964], и выраженная в мг на 100 м. Минерализация ледяных образований в карстовой пропасти Мартель на глубине 80 м (абс. отм. 2270 м), по данным двух анализов (табл. 17) составляет в среднем 10 мг/л, а подвешенных родников на высоте 1550 м — 250–300 мг/л. Следовательно, приrost минерализации составит 240–290 мг на $2270 - 1555 = 720$ м. Градиент выщелачивания составит 33–40 мг на 100 м. Для родников прибрежной зоны при минерализации 200–240 мг/л и разности отметок $2270 - 15 = 2255$ м, градиент выщелачивания будет 8,8–10 мг на

100 м. Это указывает, что как и в Крыму [Максимович, 1964] атмосферные осадки наиболее агрессивны в верхней части разреза карбонатной толщи, где и развиты карстовые шахты и пропасти.

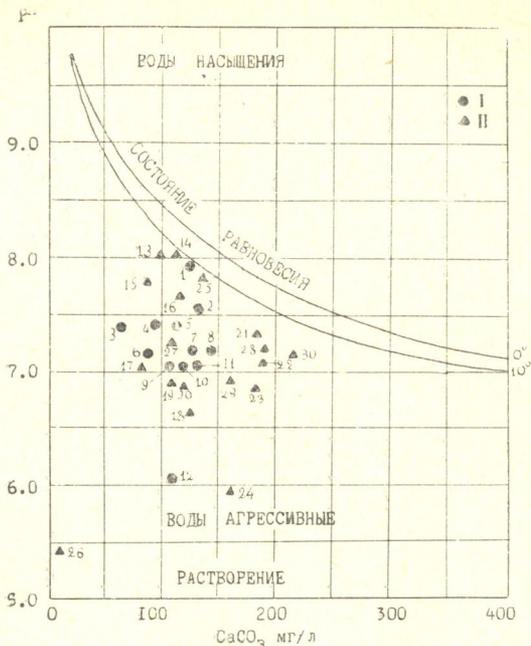


Рис. 83. Химическая агрессивность вод массива Арабика и некоторых карстовых регионов земного шара на диаграмме Ф. Тромба (по материалам Ж. Корбеля и автора).

I. 1—12 — подземные воды массива Арабика: 1 — ист. Репруа; 2 — ист. Шивцкала; 3 — ист. Голубое озеро; 4 — Гегский водопад; 5 — ист. Гелгелук; 6 — ист. Гюзле; 7 — ист. Кугаис; 8 — ист. Чамхона; 9 — ист. у Голубого озера; 10 — ист. к югу Гол. озера 52 м;

II. 13—30—воды холодного климата: 13—17 — Хамар-Дабан (Вост. Сибирь); 18—20 — Альпы Тункинские (Вост. Сибирь); 21 — Р. Коренсон (Веркор, Франция); 22 — Меодре (Веркор, Франция); 23 — район Осло (Норвегия); 24 — Коммеруд (Норвегия); 25 — Экллона Кринк, Куук Инлет (Аляска); 26 — Метлакала (Ю. В. Аляска); 27 — Клондайк в Даусон-Сити (Канада); 28 — р. Лан (Веркор, Франция); 29 — Брайтенагу (Австрия); 30 — район Грац (Австрия).

По Р. Муксару и Т. Чузкой [Muxart, Stchouzkoy, 1967], отношение карстовой денудации (V) к стоку (E) выражается в регулярном увеличении V в функции E. Так и должно быть, так как увеличение стока должно приводить к большему рас-

творению пород в карстовых областях; однако исследования не всегда подтверждают это, хотя и кажется парадоксальным. На диаграмме (рис. 84) соответственно с высотой стока нанесены вычисленные соотношения $\frac{V}{E}$. Как видно из диаграммы,

для значений стока между 200 мм и 2000 мм количество выносимого карбоната кальция (табл. 20) изменяется незначительно, примерно от 130 до 200 мг/л, что составляет отклонение по отношению к средней величине около 25%. Интересно, что некоторые точки располагаются вне этого лимита. Р. Муксар и Т. Чузкой ставят вопрос: можно ли из этого сделать вывод, что в этих случаях параметры, участвующие в растворении известняка являются более сложными?

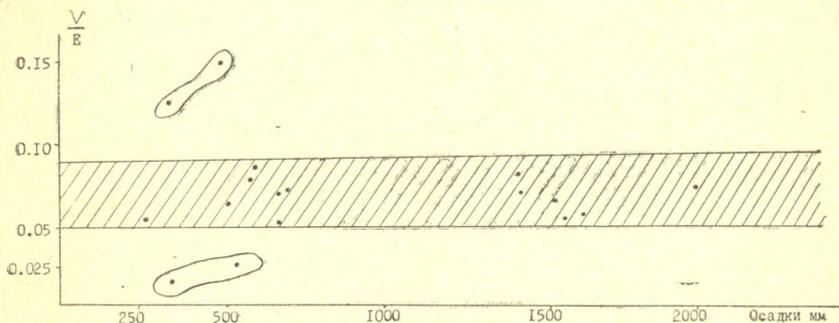


Рис. 84. Диаграмма соотношений карстовой денудации к стоку (по Р. Муксару и Т. Чузкой)

Природа вариации карбоната кальция в зависимости от величины стока относительно слабая, но казалось бы, что основным фактором, влияющим на денудацию должна быть высота стока. Это и подтверждается исследованиями: величина карстовой денудации значительно изменяется в зависимости от высоты стока.

В таблице 21 приведены величины карстовой денудации бассейнов карстовых рек массива Арабика, рассчитанные нами по методу Ж. Корбеля и данные этого автора для бассейнов карстовых рек Югославии [Corbel, 1965], а также по данным И. Гамс [Gams, 1967].

Из таблицы видно, что модуль стока почти в 2 раза больше в бассейнах карстовых рек массива Арабика (за исключением бассейна р. Хашупсе), чем в бассейнах карстовых рек Югославии (исключение составляет р. Соча). Содержание CaCO_3 в речных водах исследуемой территории составляет 120—157 мг/л и соответственно в речных водах Югославии 119—170 мг/л. Можно констатировать, что карстовые реки

Химическая (карстовая) денудация бассейнов карстовых рек массива Арабика и Югославии

Таблица 2

Р е к и	Массив Арабика					Югославия			
	Жове-Квара	Сандриш	Гега	Хашупсе	Репруа	Люблиница	Соча	Сава	Камериска Бистрица
Модуль стока л/сек/км .	66	66	70	40	36	31	62	44	35
Содержание СаСО ₃ мг/л	120	157	120	136	137	170	119	119	125
Денудация м ³ /км ² /год .	67	88	82	44	55	66	93	66	55

массива Арабика и Югославии содержат идентичное количество растворенного карбоната кальция. Аналогичную картину наблюдаем и в величинах карстовой денудации: для бассейнов массива Арабика 44—88 м³/км²/год и для бассейнов Югославии 55—93 м³/км²/год. То обстоятельство, что модуль стока почти в 2 раза превышает в бассейнах массива Арабика, должно было найти свое выражение и в разнице карстовой денудации, но здесь нельзя не учитывать разницу в химическом составе известняков, их трещиноватости, условиях залегания, влиянии снежного покрова и т. д.

Одним из важных вопросов в изучении карстовых процессов является вопрос скорости развития современного карста, имеющего большое научно-практическое значение. За последние 30 лет ряд ученых приступил к разработке этого вопроса в лабораторных условиях. В этой области следует отметить работы: Ф. Ф. Лаптева [1939], М. П. Семенова [1956], Д. П. Прочухан [1956], Н. Н. Маслова и В. Г. Науменко [1956], А. С. Девдариани [1960], Э. М. Абашидзе [1963, 1965] и др. Эти исследователи на основании лабораторных опытов устанавливают зависимость скорости растворения пород от их химического состава, трещиноватости, скорости движения воды и ее насыщенности и т. д.

Еще В. И. Вернадский [1933] указывал, что химический состав природных вод представляет собой «неоднородные подвижные равновесия» с окружающей средой. Главными составляющими этой среды для подземных вод в первую очередь являются: вещественный состав водовмещающих пород, климатические факторы (температура, осадки), условия циркуляции подземных вод, определяющие длительность и характер контакта порода — вода, жизнедеятельность микро- и макроорганизмов и др. [Ковалев, Ковальчук и др., 1962].

Венгерский исследователь Х. Кеслер [1964] отмечает, что концентрация ионов в карстовых водах изменяется в зависимости от площади взаимодействия известняков и количества воды; если поверхность взаимодействия воды с породой будет незначительна, то химическое растворение известняка меньше, и наоборот. Таким образом, Кеслер приходит к заключению, что ручей, выходящий из обширных пещер растворит меньше известняков, чем вода, вытекающая из тесных, узких трещин. В первом случае увеличение расхода воды сопровождается гораздо меньшим увеличением поверхности растворения, чем во втором случае.

На основании многолетнего экспериментального изучения растворимости стенок искусственных трещин в известняках Э. М. Абашидзе [1965] пришла к заключению, что суммарное количество растворимого CaCO_3 (глауконитовый известняк) пропорционально количеству профильтровавшейся воды и что пределы растворимости зависят от скорости потока в трещинах. Этот исследователь здесь же перечисляет основные факторы, определяющие растворимость, а именно: виды химических связей, активность растворителя, энергия кристаллической решетки, константа равновесия участвующих компонентов в реакции, диссоциации ионов, энергия активации для подготовки молекул к распаду, трансляционный коэффициент движения атомов, растворимость граней кристалла, связь с размерами частиц, примеси, адсорбция и др.

Р. Муксар, Т. Чузкой [Muxart, Stchouzkoy, 1967], основываясь на данных Г. Рока [Roques, 1963], дают схему основных параметров, принимающих участие в образовании CaCO_3 в естественных водах, которую мы приводим ниже (табл. 22).

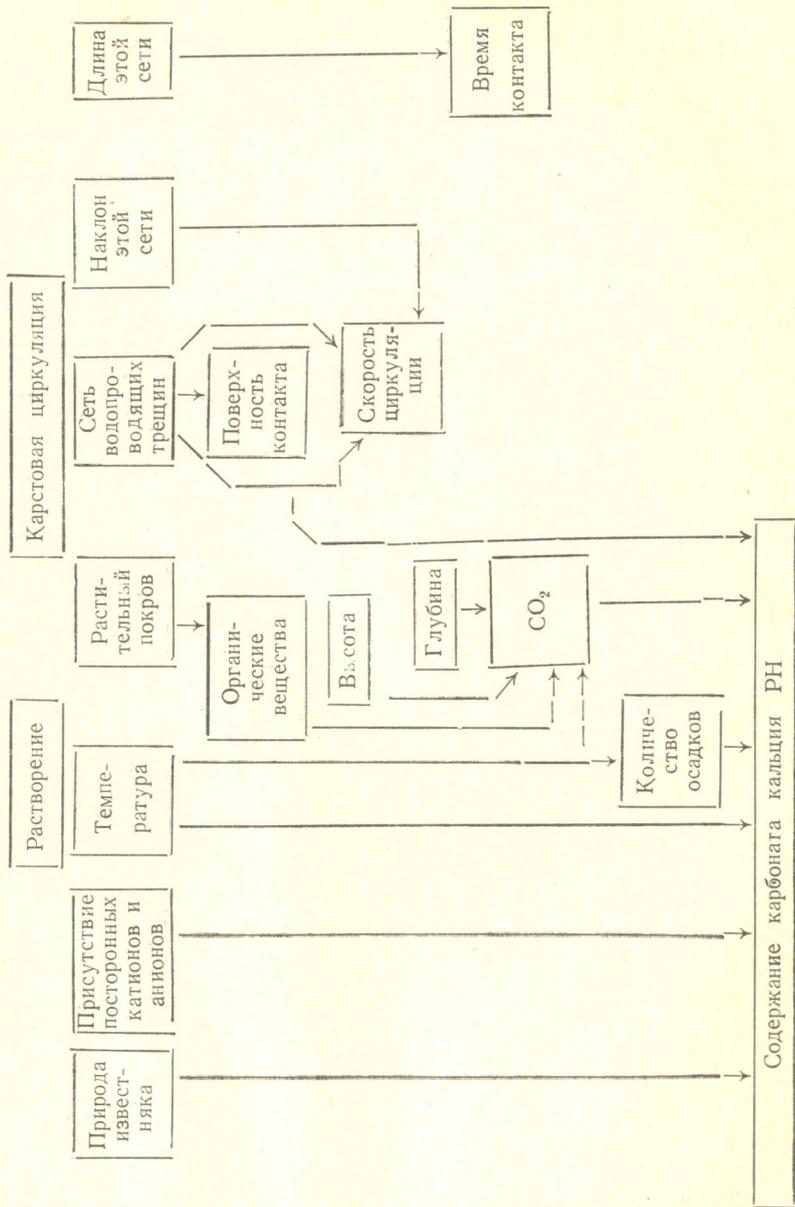
Как видно из вышесказанного, изучение активности карстового процесса требует комплексного подхода и можно сказать, что этот вопрос пока недостаточно разработан.

Н. В. Родионов [1949, 1958, 1962] для количественного выражения относительной скорости карстового процесса ввел «показатель современной активности» этого процесса. По данному автору относительная скорость карстового процесса количественно может быть выражена в процентных отношениях объема растворенной породы, выносимой карстовыми источниками из карстовой области, к общему объему карстующихся пород за определенный отрезок времени, что выражается формулой:

$$A = \frac{v}{V} \cdot 100,$$

где v — объем растворенной породы, выносимой из карстовой области.

Таблица 22
Основные параметры, принимающие участие в образовании CaCO_3 в естественных водах (по Р. Муксару и Т. Чузкой)





V — общий объем карстующихся пород. Обычно этот показатель подсчитывают за тысячелетие.

Показатель активности карста мы подсчитали как для всего массива в целом, так и для отдельных гидрогеологических бассейнов исследуемой территории (табл. 23).

Таблица 23

Карстовый бассейн	Площадь бассейна км ²	Мощность карб. пород км	V км ³	v км ³	A %
Ах-Аг	8	1	8	0,0008	0,01
Сандрипш	24	1,7	40,8	0,004	0,01
Богорупшта	68	1,8	122,4	0,0066	0,0054
Ачмарда	38	1,8	68,4	0,004	0,009
Шабашха	2	0,3	0,6	0,00007	0,023
Голубое озеро	83	1,9	157,7	0,0065	0,0041
Холодная речка	35	0,8	28	0,0014	0,0051
Репруа	69	0,4	27,6	0,0019	0,0068
Массив Арабика	329	1,6	532	0,03	0,006

Из приведенной таблицы видно, что для высокогорного района показатель активности карста составляет 0,01%, а для среднегорного он варьирует в пределах 0,0041—0,0068%, т. е. в 2 раза меньше по отношению к высокогорному; аналогичную картину мы описывали и для величин карстовой денудации. Для массива Арабика показатель активности карста составляет в среднем 0,006%. Для карста Чатырдаг по данным Н. В. Родионова [1958] коэффициент активности карста составляет 0,15—0,20%. Ревизия этого подсчета В. Н. Дублянским показала, что он преувеличен в 10 раз. Таким образом получается, что коэффициенты активности карста для массива Арабика (высокогорная зона) и Чатырдаг близки. Здесь же следует оговориться, что данные этого показателя для массива Арабика приближенные, так как на данном этапе изучения карста исследуемой территории невозможно учесть подводную разгрузку карстовых вод.

ГЛАВА X

ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА И ЕГО ВОЗРАСТ

На ход развития карстового процесса влияет множество факторов, среди которых на первый план выступают: тектоническое строение массива, геоморфология, климат, состав пород

и их растворимость в водах, растительный и почвенные покровы и т. д. Ниже мы разберем вкратце некоторые основные факторы карстообразования в условиях массива Арабика.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ФАКТОР И КАРСТ

Одним из основных факторов карстообразования является тектоническое строение района, выражающееся в характере тектонических структур, трещиноватости пород и условиях их залегания.

Характер тектонических структур контролирует пространственное развитие карста в вертикальном и горизонтальном направлениях. Массив Арабика изобилует тектоническими структурами, созданными эпейрогеническими движениями палеоген-неогенового времени. Карстовые образования исследуемой территории, как поверхностные, так и подземные, находятся в тесной генетической и пространственной зависимости от тектонических условий, что в свое время справедливо отметил Н. А. Гвоздецкий [1954]; однако, он заключал, что на примере изучения карстовых форм Большого Кавказа он не взялся бы разрешить общий вопрос о том, какой же план тектонического строения территории наиболее благоприятен для развития карста, так как слишком много других накладывающихся влияний пришлось бы учесть при подобном анализе.

На массиве Арабика представлена интенсивная линейная складчатость с асимметричными складками, оси которых имеют общекавказское простираие. Плоскости разрывов падают под крутыми углами, придавая тектонике района блоковый характер. Карстовые явления сильнее выражены в крыльях антиклиналей Берчиль и Арабика, в мульдах синклиналей Богорупшта и Ачмарда. Эти структуры осложнены разрывами: Пшегишха, Дзыхра, Юпшара, Манахлуг, Голубое озеро.

В гребневой части массива, в районе г. Арабика, Пика Спелеологов, в ущелье Орте-Балаган, можно наблюдать закономерное-избирательное расположение цепочек карстовых воронок и колодцев вдоль осевых линий синклиналей и антиклиналей (рис. 85), причем большая интенсивность по количеству и густоте карстовых форм отмечена для обеих крыльев синклинали Богорупшта (густота растет в сторону мульды), и южного крыла антиклинали Арабика. Южнее упомянутой антиклинали расположена большая и глубокопогружающаяся на запад синклиналь Ачмарда. Здесь, в восточной части синклинали, в районе воздымания последней, интенсивно развит карст; большое множество обширных карстовых воронок представлено на гребне хр. Мамдзышха и западнее, в ущелье р. Жове-Квара и в лесной зоне. На западе же, в месте погружения

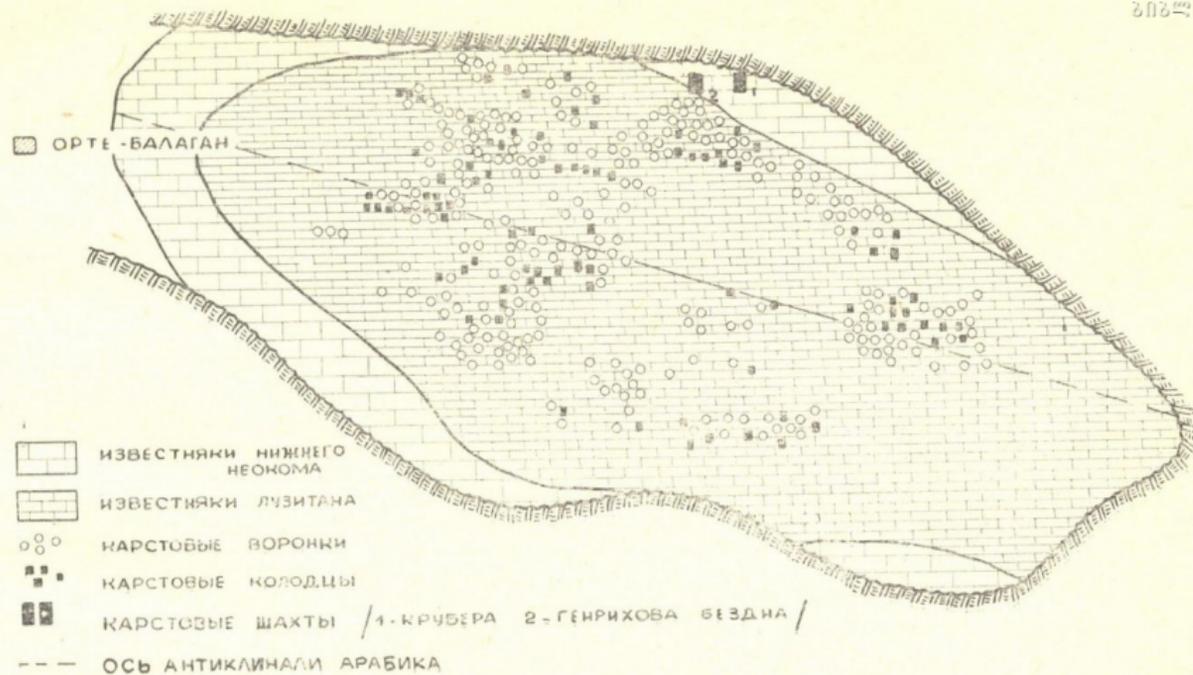


Рис. 85. Схема распространения карстовых воронок и колодцев в долине Орте-Балаган (составил автор)

складки под влиянием сочинского синклинория, карстующиеся породы погружаются глубоко под некарстующимися палеогено-неогеновыми и четвертичными отложениями и естественно, отсутствуют поверхностные карстовые формы.

Все тектонические структуры исследуемой территории интенсивно изрезаны эрозийными, а в гребневой части, эрозивно-экзарационными долинами, являющихся ареалом интенсивного развития карста. Породы, слагающие массив Арабику имеют общее моноклинальное падение к Черному морю, чем и обусловлено наличие напорных вод, дающих начало, например, Голубому озеру [Соколов, 1959] и субмаринным источникам. Здесь же можно отметить, что самый большой карстовый источник массива, Голубое озеро, связан с разрывом, проходящим у самого озера.

Тектонические структуры и имеющаяся в них частая сеть трещин обуславливают закономерное распределение как поверхностных, так и подземных проявлений карста. В ориентировке трещин в карбонатных породах исследуемой территории можно наблюдать две основные системы: тектонические трещины параллельные простиранию складок, — крутонаклонные, направленные с северо-запада на юго-восток и тектонические трещины, перпендикулярные к первой системе, простирающиеся с северо-востока на юго-запад.

Карры и карровые поля связаны с выходами на дневную поверхность тектонических трещин, а также с трещинами динамометаморфизма и выветривания.

Коррозионно-нивальные колодцы заложены по одной или двум взаимно перпендикулярным системам крутонаклонных тектонических трещин, равно как и шахты. Карстовые воронки развиты на базе пересечений тектонических трещин с трещинами напластования. Они вытянуты цепочками вдоль простирания тектонических трещин с СЗ на ЮВ, но эту закономерность не всегда можно уловить. Она хорошо выражена в троговых долинах Гелгелук, Жове-Квара, Орте-Балаган, в районе пика Спелеологов, где они сгруппированы на днищах, вдоль простирания дислокационных линий [Тинтилозов и др., 1965].

Увеличение интенсивности закарстовования в донных областях ущелий, отмеченное Д. С. Соколовым [1962], для массива Арабика принимается закономерностью.

Характер расположения слоев рассматривают как один из важнейших морфологических факторов в карстообразовании. Мы вполне согласны с Н. А. Гвоздецким [1954], что зависимость морфологических особенностей отдельных карстовых форм от расположения слоев для карстовых областей Большого Кавказа является бесспорным. Однако, некоторые ученые пренебрегают значением названного фактора и отмечают, что



залегание пластов имеет сравнительно малое значение для развития карстового процесса [Щукин, 1933]. Наблюдения за карстом массива Арабика выявляют тесную зависимость между условиями залегания и морфологии, а также интенсивности развития карстовых форм. При крутом падении пластов вода быстрее движется по трещинам и поверхности и менее проявляет свою растворительную активность, и наоборот, при пологом падении движение происходит медленнее, время контакта вода — порода увеличивается, что придает коррозии активность. По тропе Гелгелук — г. Арабика наклон обнаженных пластов известняков $60-70^\circ$ и карры здесь имеют незначительные размеры и относительно малое развитие; а у пропасти Вахушти Багратиони слои наклонены под углом $18-20^\circ$ и представленное здесь карровое поле состоит из глубоких и широких борозд с острыми гребнями и расчленено настолько, что движение человека по нему затруднено. Еще А. А. Крубер [1915] указывал, что наклон слоев, являясь следствием дислокационных процессов, облегчает доступ воде по прежде возникшим трещинам вглубь и вызывает глубинную эрозию. Н. И. Николаев [1946] на примере Крымской Яйлы отмечает, что именно наклонное залегание слоев, какое имеет место в данном районе, является наиболее благодарным для развития карстовых процессов.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД, ЛИТОЛОГИЯ И КАРСТ

Одним из главных факторов, влияющих на интенсивность и характере развития карстового процесса, является химический состав карстующихся пород и литология карбонатных толщ. Как отмечают И. К. Зайцев [1940] и Н. А. Гвоздецкий [1954], карстовые явления находятся в прямой зависимости от чистоты химического состава пород.

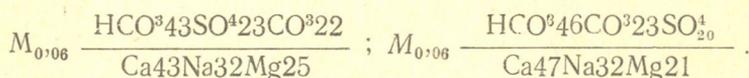
Как было отмечено выше, территорию массива Арабика слагают мощные карбонатные толщи верхней юры и мела, в сильной степени подверженные карстовому процессу. Во время полевых исследований были выявлены некоторые закономерности в пространственном распределении карстовых феноменов, а также в их морфологии, что было подтверждено и исследованием химизма пород (табл. 24).

Карстовые формы большего развития по количеству, достигают в титонских известняках, занимающих северо-восточную и юго-восточную части массива. Здесь интенсивно представлены карровые поверхности, воронки, колодцы, неглубокие шахты, пещеры. В районе плато Арабики по Э. И. Олли и С. С. Прокофьеву (1962) преобладают органогенно-обломочные известняки с включениями псевдоолитов и крупных кристаллов каль-

цита (0,5—1,2 мм). Структура этих пород криптокристаллическая, с комковатой текстурой. В таблицах 25 и 26 даны результаты анализа солянокислой вытяжки, а также водной вытяжки верхнеюрских пород (Олли и Прокофьев, 1962 г.).

Из табл. 25 видно, что из солянокислой вытяжки на 100 гр порошка породы получается 35,8% и 36,7% иона кальция, что дает возможность говорить о том, что дело имеем с известняками. Содержание магния незначительное, не более 1% по отношению к массе породы. Нерастворимый остаток выражается в 0,5 до 0,7 гр. на 100 гр. породы, что говорит о незначительном содержании примесей в породе.

Водная вытяжка (1:10) воздушно-сухой породы показывает следующее содержание (табл. 26), выраженной формулами Курлова:



Чистый литологический состав пород верхней юры, их структура (оолитовая и псевдооолитовая), массивность и толстоплитчатость, создают благоприятные предпосылки для интенсивного развития карстовых форм, как поверхностных, так и подземных.

Карстовые формы сравнительно меньшим распространением пользуются в известняках нижнего мела (баррем), но в большинстве случаев достигают значительных размеров. Следует отметить, что глубокие полости приурочены к известнякам баррема (пропасти: Вахушти Багратиони, Гюзле, Мартель, и др.). Известняки баррема представлены однородными толстослоистыми плотными разностями с раковистым изломом. Макротекстура пород плитчатая. Многочисленные секущие трещины заполнены вторичным кальцитом. Из таблицы 24 видно, что содержание СаО в барремских известняках составляет 53—54%, а MgO отсутствует, или же имеются следы. Количество нерастворимого остатка составляет 1—2%, из чего явствует, что дело имеем с чистыми известняками. Поэтому карстовые формы в известняках баррема имеют резко выраженную конфигурацию, карровые поверхности изрезаны глубже и резче, колодцы и шахты достигают значительной глубины, переходя в карстовые пропасти. Нашими исследованиями подтверждается мнение Н. А. Гвоздецкого [1954, 1963] о том, что при прочих равных условиях степень закарстованности больше там, где чище по своему составу подвергающаяся растворению порода, и меньше там, где она содержит в значительном количестве нерастворенные примеси.

Для сравнительной характеристики выщелачивания элементов с глубиной, нами были проведены спектральные ана-

Индекс	П о р о д а	Место взятия образца
$Сг_2t + sn$	Известняк	У устья р. Хашупсе
$Сг_2t + al$	Известняковые мергели	Холоднореченское м-ние строй- материалов (Зареченское) . .
$Сг_2al$	Мергели и мергелистые сланцы	Там же
„	М е р г е л ь	Ущелье Холодной речки, 110 м от шоссе
„	„	Там же, 560 м от шоссе
„	Известняк	Там же, 950 м от шоссе
„	„	Там же, 1130 м от шоссе
$Сг_2ap + al$	Известняк	Ущелье Холодной реч.
$Сг_2al$	Мергелистый известняк (обр. № 13)	Ущелье Богорупшта, урочище Гелгелук
$Сг_1br$	Известняк (обр. № 12)	Обнажение на тропе в 1,5 км СЗ Гелгелука
$Сг_1br$	Известняк (обр. № 3 ^a)	Пропась Вахушти Багратиони, с глуб. 40 м
$Сг_1br$	Известняк (обр. № 11)	Карстовый колодец № 28 в ущелье Орте—Балаган
$Сг_1br$	Известняк (обр. № 15 ^a)	Пропась Крубера с глубины 60 м
$Сг_1пс_1$	Мергелистый известняк (обр. № 17)	Новые Гагры
$I_3t + l$	Известняк	У Голубого озера
I_3t	Известняк доломитиз.	В 4 км СВ Гагр
„	Известняк	Новые Гагры
„	Доломитизированный известняк (обр. 15)	Плато Арабики

П.П.П.	SiO ₂	Н.О. в HCl	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SO ₃	А в т о р
43,06	0,54	—	—	—	55,00	2,3	следы	Букия, 1967 г.
37,26	9,28	—	3,64	1,85	45,26	1,66	0,27	Букия, 1967 г.
27,4	32,67	—	2,46	1,94	32,56	1,49	0,28	Букия, 1967 г.
31,20	26,70	—	—	34,38	36,52	0,70	—	Квоков, 1929 г.
39,62	6,88	—	—	44,10	48,05	0,83	—	„
42,46	3,88	—	—	0,78	52,59	0,80	—	„
34,44	18,88	—	—	4,18	41,08	0,94	—	„
41,94	6,70	—	—	1,13	50,08	0,94	—	„
33,20	14,40	19,86	4,78	1,99	41,76	0,42	—	Кикнадзе
41,60	0,58	1,22	0,26	0,08	54,26	не/обн.	—	„
43,20	0,58	1,04	0,20	0,22	53,20	„	—	„
42,62	0,56	1,04	0,22	0,08	53,99	следы	—	„
41,10	1,42	2,08	0,32	0,21	54,26	не/обн.	—	„
32,48	16,8	22,6	5,73	2,23	39,90	0,89	—	„
43,69	4,37	—	0,96	1,51	51,99	0,80	0,43	Букия, 1967 г.
43,28	10,4	—	3,26	1,30	51,78	13,18	1,99	Букия, 1967 г.
42,92	7,76	—	0,46	1,70	53,80	0,8	—	Букия, 1967 г.
44,18	1,66	2,46	0,68	0,24	35,38	16,15	—	Кикнадзе



Таблица 26

Место взятия образца	г/100 г породы			
	Ca ^{..}	Mg ^{..}	SO ₄ ^{..}	Нераств. остаток
Верховье р. Жове-Квара	35,8200	0,7630	0,0411	0,5640
Гора Камерин-Депа	36,7236	0,3869	0,0740	0,7060

$$M_{0,06} \frac{\text{HCO}_3^{\cdot} 43 \text{ SO}_4^{\cdot} 23 \text{ CO}_3^{\cdot} 22}{\text{Ca } 43 \text{ Na } 32 \text{ Mg } 25};$$

$$M_{0,06} \frac{\text{HCO}_3^{\cdot} 46 \text{ CO}_3^{\cdot} 23 \text{ SO}_4^{\cdot} 20}{\text{Ca } 47 \text{ Na } 32 \text{ Mg } 21}.$$

лизы нескольких образцов, результаты которых приведены в табл. 27.

Из табл. 27 видно, что в образце, отобранного у входа пропасти Гюзле (барремский известняк), Si больше 1%, также как и Al, а в образце, взятого на глубине 60 м в этой же пропасти Si — 0,1% а Al — 0,05%. Также уменьшается и количество Mn (0,002—0,001%), Ti (0,05—0,003%), а Cr полностью исчезает.

Мы также сделали спектральный анализ образца известняка, привезенного нами из пропасти Берже (Франция, Веркор).

Таблица 26

Место взятия образца	мг — экв — %						
	NaCl	Na ₂ SO ₄	MgSO ₄	NaHCO ₃	Mg(HCO ₃) ₂	Ca(HCO ₃) ₂	CaCO ₃
Верховье р. Жове-Квара . . .	12,90	19,36	3,22	—	21,51	21,51	21,51
Гора Камерин-Депа	11,49	19,54	—	1,15	20,69	24,14	22,99

Из анализа (табл. 27) видно, что по составу этот образец стоит близко к барремским известнякам массива Арабика.

По А. И. Перельману [1961], в результате карбонатно-кальциевого эпигенеза, в трещинах известняков могут образоваться прожилки стронцианита (SrCO₃). Характерными эпигенетическими образованиями этого процесса являются также карбонатные конкреции, кальцитовые жилы и прожилки, пелитоморфный кальцит. В отобранных нами образцах известняков (табл. 27) количество Sr колеблется в пределах 0,01—0,05%, а в образце из пропасти Берже — 0,07%. Содержание Sr в этих образцах кларковое.

Сравнивая поверхностные карстовые формы массива Арабика с таковыми Крымских яйл, А. А. Крубер [1915] говорит,

Наименование и место взятия пробы	С о д е р ж а н и е в %												
	Si	Al	Fe	Ca	Mg	Mn	Ti	Sr	Pb	Cu	Zr	Mo	Cr
Известняк у входа пропасты Гюзле	>1,0	мн.	мн.	Оч.мн.	Оч.мн.	0,002	0,05	0,01	нет	0,0005	нет	нет	0,0003
Известняк из пропасты Гюзле, гл. 60 м	0,1	0,05	0,3	"	"	0,001	0,003	0,01	"	0,0003	нет	"	нет
Известняк из пещеры Узкая, глубина 40 м	1,0	0,1	0,5	"	мн.	0,005	0,03	0,03	0,00035	0,0005	0,002	0,0002	"
Известняк с побережья Черного моря, сел. Гребешок .	>мн.	мн.	0,5	"	мн.	0,005	0,05	0,06	0,0003	нет	0,0005	нет	0,0005
Сланцеватый известняк из сел. Гребешок	>мн.	"	0,3	"	"	0,02	0,03	0,05	0,0004	"	нет	"	нет
Известняк из пропасты Бержэ (Веркор. Франция) глубина 15 м	мн.	0,05	0,05	"	0,5	0,003	0,003	0,07	0,0003	0,0005	"	"	"



что наблюдая карстовый рельеф массива Арабика, «можно проследить влияние химического состава горной породы на ход выветривания. Здесь нет столь типичных для Крымских яйл, дыр, на поверхности известняка, кроме того, карровые рывины здесь очерчены более резко, находятся в большом соответствии с основными чертами тектоники, но зато они здесь встречаются далеко не в таком изобилии. Таких диких карровых полей, таких диких каменистых пустынь, как на яйлах Чатырдага и Караби, мы здесь не встречаем на сколько-нибудь значительном пространстве».

По А. А. Круберу [1912], если известняковые пустыни Крымских яйл можно считать классической страной для изучения карста, то далеко нельзя этого же сказать об Арабике. Причиной этого он называл обилие кремнезема в известняках Арабики, не столь легко поддающихся растворению.

А. А. Крубер только один день провел на гребне массива, что позволило ему бегло ознакомиться с карстом восточной его части. Он наверняка изменил бы свое мнение о «не резком выражении карровых образовании и каменистых пустынь», увидев испещренную почти всеми разновидностями поверхностного карста районы западнее и северо-западнее г. Арабика, окрестности Пика Спелеологов, урочищ: Белого Ключа и Орте-Балаган. Содержание SiO_2 в барремских известняках массива Арабика варьирует в пределах 0,56—1,42% (табл. 24), а впечатление о большом содержании кремнезема создают частые стяжения SiO_2 . Однако, это обстоятельство не ухудшает, а усугубляет развитие сильно изрезанных поверхностей; карбонатные породы растворяются, а конкреции кремния остаются в виде зубцов, придавая каррам более сложный, изрезанный вид. По поверхностям соприкосновения известняка с конкрециями кремня, известняк сравнительно легко поддается коррозии, «вследствие чего в обнажениях часто наблюдается как бы сухая каменная кладка с зияющими стыками. Эти широкие промежутки между пластами делают известняк энергичным поглотителем, в соответствующих условиях залегания и выхода на поверхность воды атмосферных осадков» (желтов, 1930 г.).

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ И КАРСТ

Почвенно-растительный покров является одним из факторов, влияющих на процесс карстообразования. По И. К. Зайцеву [1940] растительный покров играет большую роль в распределении атмосферных осадков на земной поверхности, и, поэтому, влияет на карстообразование. Этот автор говорит, что пока недостаточно выяснена роль растительного покрова в карстообразовании. Н. А. Гвоздецким [1954] также справедливо



отмечено, что влияние почвенно-растительного покрова на развитие карста по существу не изучено и требует исследований.

В конце прошлого века Н. М. Альбов [1893] занимался описанием растительности между Адлером и Гагра и пришел к выводу, что минералогическому составу склона соответствует состав растительности. В местах выходов вулканогенных пород представлены: *Primula grandis*, *Hedysarum obscurum*, *Coronilla Cappadocia*, а на известняках: *Geum speciosum*, *Genista humifusa*, *Carex Lacica* и т. д. Н. М. Альбов заметил даже закономерность—отсутствие поверхностных карстовых форм в местах, где представлена чисто средиземноморская растительность (береговая полоса моря и до отметки 150 м).

Влияние растительного покрова на процесс карстообразования двойственное: с одной стороны, оно, обогащая атмосферные воды углекислотой и органическими кислотами (лесной подстилки и почвенного гумуса), выражается усилением коррозии и, таким образом, способствует развитию процесса карстообразования [Крубер, 1915, Гвоздецкий, 1949, Шукин, 1964]; с другой стороны, лесная растительность препятствует этому процессу, ослабляя смыв глинистого эллювия, промыв понор, заиленных мелкоземом, мешая образованию мощных струй воды и приостанавливая развитие поверхностных карстовых форм [Игнатович, 1930, Гвоздецкий, 1949, 1954 и др.].

Изучение влияния почвенно-растительного покрова на процесс закарстования не являлся предметом наших исследований; однако, считая нужным коснуться этого вопроса, необходимо предпослать ему краткую оценку почвенно-растительного покрова исследуемого массива.

По схеме М. Н. Сабашвили [1936, 1965], в высокогорной части массива Арабика, среди известняковых скал и каменных россыпей пятнами представлены дерново-торфянистые маломощные примитивные горнолуговые почвы альпийской зоны и рядом с ними, большую площадь занимают дерновые и дерновоторфянистые горнолуговые почвы, представленные маломощными образованиями в пределах хребтов Каменный клад и Берчиль. Они относятся к почвам горнолуговой зоны Главного Кавказского хребта и Южно-Грузинского Нагорья.

В крайней северо-восточной части массива Арабика, в верхнем течении р. Гега представлены светлые и оподзоленные бурые лесные почвы верхнего пояса лесов, отнесенные к почвам горнолесной зоны. Большим распространением в районе пользуются перегнойно-карбонатные скелетные почвы на продуктах выветривания известняков. Этими почвами занята вся лесная зона массива между долинами рек Хашупсе и Бзыби, включая и побережье Черного моря в окрестностях г. Гагра.

В крайне юго-западной части массива, от места слияния р. Сандрипш с р. Хашупсе, неширокой полосой на юг тянется комплекс бурых лесных и перегнойно-карбонатных почв на продуктах выветривания мергелей и известковых песчаников. Небольшой островок этих почв находится также на южном склоне хребта Мамдзышха.

В крайне юго-западной и юго-восточной частях массива Арабика, у его подошвы, в пределах предгорной и низменной зон, на небольших территориях представлены желтоземные и сильно и среднеподзолистые почвы, а у побережья Черного моря, западнее г. Гагра и до пос. Гантиади, а также в устьевой части р. Бзыби представлены аллювиальные, карбонатные почвы.

Почвообразующие породы в пределах развития карстовых форм, представлены массивными и тонкослоистыми известняками, что обуславливает образование и накопление прубообломочных и щебнистых продуктов физического выветривания. В дальнейшем процессы почвообразования происходят на поверхностях обломков известняков и вдоль открытых трещин. Известняковый щебнисто-глыбовый материал делювиальных, пролювиальных и реже, элювиальных отложений как и в Крыму (Иванов, Дублянский и др. 1965 г.), обычно не обладает влагоемкостью и характеризуется хорошей водопроницаемостью для атмосферных осадков.

Характеристику растительного покрова даем по Е. В. и М. Е. Сохадзе [1965], и Е. В. Сохадзе [1968], проводивших ботанические исследования массива Арабика в 1962 году. По данным этих исследователей в гребневой части массива, в районе г. Арабика, на хр. Берчиль, в районах урочищ Гелгелук и Шабашха, представлена субальпийская и альпийская луговая и ковровая растительность в сочетании со скальной. Площадь, занятая упомянутой растительностью составляет приблизительно 170 км². В этой части массива, местами, на северных мезосклонах почти всех ледниковых цирков и троговых долин центрального и западного секторов высокогорий, представлены заросли кавказского рододендрона [Маруашвили, Тинтилов, Чангашвили, 1961; Сохадзе, 1965], являющегося реликтовым для исследуемого массива. Незначительным ареалом распространения (севернее ур. Гелгелук и юго-восточнее г. Арабика) характеризуются березовые криволесья.

Верховья рр. Жеопсе, Сандрипш, Гега, Жове-Квара, хр. Люкивоху, часть хр. Мамдзышхи, заняты буково-темнохвойными и темнохвойными лесами. Площадь их распространения превосходит 200 км². Гипсометрически ниже, последние с запада и юга опоясаны буковыми лесами (площадь — 150 км²). Смешанные мезофильные леса ущелий занимают все ущелья

рек массива кроме верхних течений р. р. Жеопсе, Сандриш, Жове-Квара, Геги и нижнего течения р. Бзыби; исключение составляет также ущелье р. Гагрипш. Грабовые леса представлены в нижнем течении р. Бзыби, южнее Голубого озера, на территории около 10—12 км².

Северо-западнее г. Гагра, по ущелью р. Гагрипш и южнее ущелья р. Цихервы, вплоть до р. Бзыби, узкой полосой тянутся дубовые и дубово-грабинниковые леса. По побережью Черного моря, северо-западнее г. Гагра, до ущелья р. Холодная речка на небольшой территории представлена приморская растительность с пицундской сосной. Культурные угодья и вторичная растительность занимают сравнительно обширную территорию восточнее р. Хашупсе до хр. Зырху и между берегом моря в районе г. Гагра и до ущелья р. Бзыби.

Распределение основных единиц растительного покрова находится в тесной зависимости от рельефа и связанных с ним климатических, почвенных и гидрологических условий [Сохадзе, 1965].

Карстовые формы широко развиты в гребневой части массива, особенно на плато Арабики и в долинах восточнее урочищ Гелгелук и Орте-Балаган, а также в районе Пика Спелеологов и хр. Мамдзышха. Эти области в большей части лишены растительного покрова и почв; здесь главным образом представлен голый карст со всей характерной для него разнообразностью. В пределах развития карров и карровых полей, наблюдается влияние почвенно-растительного покрова на развитие последних. Некоторые карровые ложбинки забиты продуктами химического и физического выветривания и на поверхности выступают лишь острые гребешки карров (плато Арабики). На большей части территории массива, в районах распространения голого карста, атмосферные осадки проваливаются в зияющие трещины, а в местах их заилиения наблюдается замедленная фильтрация, особенно в лесной зоне. Однако, усиление РН почвенных вод содействует активному выщелачиванию трещиноватых известняков, быстрому поглощению атмосферных осадков в бортах и днищах тальвегов при отсутствии в них поверхностных карстовых форм.

Как и в крымском карсте, практически полный переход атмосферных осадков, за исключением испаряющейся части, в трещинно-карстовые воды, на массиве Арабика при отсутствии поверхностного стока, а также локальное развитие карстовых феноменов как за счет почвенных вод, так и за счет постоянного увеличения удельной водообеспеченности, позволяет рассматривать карст массива Арабика как открытый, а лесную растительность на более низких отметках массива (1800 м н. у. м. и ниже), как фактор, способствующий усиле-

нию моделирующего воздействия нивальной денудации, и, в то же время, как фактор, задерживающий фильтрацию атмосферных осадков, в связи с накоплением почво-грунтов и лесной подстилки на склонах (Иванов, Дублянский и др. 1965 г.)

О ВОЗРАСТЕ КАРСТА

Попытки установления возрастных рубежей карста Западной Грузии встречаются в работах Ш. Я. Кипиани [1939, 1959, 1960, 1962, 1963, 1964, 1965], Н. А. Гвоздецкого [1952, 1954], Л. И. Маруашвили [1961а, 1963, 1963а], Л. И. Маруашвили, З. К. Тинтилозова и Г. З. Чангашвили [1961], Ш. Я. Кипиани и З. К. Тинтилозова [1961, 1961а, 1963], З. К. Тинтилозова [1963, 1964] и др.

Л. Н. Соловьев [1961] периодом развития карстовых пещер побережья Черного моря считает с начала последнего оледенения до настоящего времени, что по мнению других исследователей [Тинтилозов и др., 1965] неприемлемо.

По Л. И. Маруашвили [1963а] основная часть карстового рельефа в пределах Западной Грузии развивалась в среднем и верхнем плиоцене и в течение всего плейстоцена, а некоторые карстовые формы заложены в нижнем плиоцене и в конце миоцена.

По Я. А. Бирштейну [1940, 1940а, 1950] и Е. В. Борущкому [1940, 1950] пещерная фауна Крыма и Абхазии сформировалась в дочетвертичное время, притом, её часть является реликтом обитавшей в этих районах до среднетретичного времени тропической фауны, что свидетельствует о наличии уже в неогене больших карстовых пустот. Основываясь на этих фактах, З. К. Тинтилозов [1966] допускает более древний возраст для пещер высокогорной карстовой области и в доказательство приводит колоссальную глубину вертикальной циркуляции карстовых вод Гагрского и Бзыбского массивов.

По мнению Е. И. Олли и С. С. Прокофьева (1962 г.) основное развитие карстовых полостей в отложениях верхней юры и мела происходило в неогеновое и четвертичное время, когда с воздыманием всех тектонических зон шли интенсивные процессы денудации. В конце плиоцена происходит формирование древнего рельефа, реликты которого встречаются на высокоподнятых участках водоразделов. В это время формируются карстово-эрозионные овраги и воронки. В начале четвертичного периода происходит врезание гидрографической сети, вызванное общим эпейрогеническим поднятием Кавказского хребта.

Как было отмечено выше, при рассмотрении истории раз-



вития рельефа, формирование горного рельефа на исследуемой территории датируется началом среднего миоцена (в чокракское время). Несмотря на то, что в устье р. Бзыби в этом периоде в геосинклинали Южного склона появляются продукты смыва кристаллического ядра Кавказского хребта, в районе массива Арабика ввиду его отделения от осевой зоны хребта можно предположить существование мощного палеогенового чехла на карбонатных породах мела. Можно также предположить в этом периоде наличие сравнительно низкогорного рельефа массива Арабика, сложенного лишь палеогеновыми терригенными фациями. Поэтому, карстовые процессы в среднем миоцене или отсутствовали, или же находились в зачаточной стадии. В среднем миоцене, а также нижнем и среднем сармате, в условиях тектонического покоя массива, вырабатывается равнинный рельеф, фрагменты которого сохранились в современном рельефе и планация поверхности происходила на карбонатных породах верхней юры и мела.

Исходя из вышесказанного, можно предположить, что, карстовые процессы в конце миоцена уже играли существенную роль в денудации массива. Однако, ввиду небольшой высоты хребта, (непревышающей 1000—1500 м над миоценовой поверхностью выравнивания, сохранившейся на южной периферии массива, центральная высокогорная часть приподнята более, чем на 1000 м) эти процессы сильно уступали современным темпам закарстования массива.

В условиях низкогорного рельефа формируется радиальная эрозионная сеть, морфологические черты которой сохранились и по настоящее время в виде мертвых эрозионных останцев, что свидетельствует о преобладании эрозионной денудации над карстовой.

В верхнем миоцене аттическая арофаза обуславливает воздымание хребта и четкое морфологическое обособление массива Арабика. Палеоаналоги рек Бзыби и Псоу отделяют массив от соседних районов, превратившихся в верхнем сармате в индивидуальные орографические единицы. В связи с этим усиливаются и карстовые процессы. Именно в этом периоде зарождается структурный план в карбонатных породах мела, что дает начало формированию первых палеоаналогов выделенных нами карстовых бассейнов. Однако, в этом периоде карстовые процессы интенсивно протекали в верхнем карстующемся горизонте, который фактически выполнял мульды основных синклиналиных складок, и верхним водоупорным горизонтом (альб-апт) был изолирован от нижележащих карбонатных пород; последние вероятно были обнажены лишь в периферийных частях массива и питание их поверхностными водами было сильно ограничено.

В течение всего плиоцена усиливается денудация и смыв захватывает не только верхние горизонты карстующихся и карстующихся толщ массива, но даже средние и нижние горизонты, в результате чего ареалы распространения последних увеличиваются за счет смыва верхних карстующихся слоев, что приводит к усилению карстовых процессов в барремских и верхнеюрских известняках.

В верхнем миоцене и плиоцене зарождаются основные гидродинамические зоны массива Арабика, и география зон их разгулок приближается к современному. Однако, несмотря на кратковременные импульсы поднятия, массив вобщем испытывает понижение, что приводит к ослаблению карстовых процессов.

Существование сравнительно низкогорного рельефа на границе плиоцена и плейстоцена должно было отразиться и на ход карстовых процессов; происходит смыв и уничтожение многих карстовых полостей, корни которых сохранились в современном рельефе в центральной зоне массива, где условия закарстования в настоящее время отсутствуют. Мы имеем ввиду многочисленные, сравнительно неглубокие пещеры на северном, скалистом склоне хр. Берчиль, в высоких бортах ущелий Гелгелук, Орте-Балаган и др.

В начале четвертичного периода рельеф Кавказа испытывает омоложение; на южной периферии массива образуется Калдахварский сброс, который по всей вероятности совместно с Ричинским сбросом ограничивающим массив с севера, обуславливает воздымание обширного Бзыбско-Гагринского блока выше абс. отметки 2000 м. С запада и с востока мощные транзитные реки Псоу и Бзыби четко ограничивают массив и последний становится высокогорным южным концом Гагрского хребта. Это обусловило зарождение нового, четвертичного цикла карстовых процессов, создавшего современный карстовый рельеф исследуемого массива. Речная сеть в основном исчезает и только лишь р. Жове-Квара продолжает врезание и расчленение южной периферии массива. Отсутствие речных террас в окаймляющих долинах и в долине р. Жове-Квара, осложняет разрешение вопроса стратиграфического расчленения карстовых образований массива Арабика. Террасы формируются у побережья Черного моря и в устьевой части р. Бзыби, что дает представление о перемещении береговой линии в четвертичном периоде. Однако, карстовые формы здесь отсутствуют и эти террасы также остаются непригодными для датировки карста массива Арабики.

Некоторые результаты датировки карстовых пустот исследуемой территории мы получили при помощи анализа химической денудации массива. Величина химической (карстовой) де-

удации в среднем, без учета конденсации, для высокогорной зоны составляет около 100 микронов в год. При таком темпе денудации карстовая полость глубиной в 1 м образуется за 10000 лет, что при средней глубине основных карстовых пропастей массива (100 м) составит 1 млн. лет. Из вышесказанного вытекает четвертичный возраст наиболее глубоких исследованных карстовых полостей на массиве Арабика; основная часть подземных карстовых форм образовалась в среднем и верхнем плейстоцене.

Фактический материал, собранный нами в районе пропасти Гюзле позволяет также сделать некоторые выводы о возрасте карстовых образований. Здесь южный склон хребта Берчиль изрезан многочисленными суходолами, по которым периодический возникают потоки атмосферной и талой вод. Юго-западная экспозиция склона содействует долгому сохранению снега только в депрессиях, что сильно влияет на развитие суходолов (климатическая и структурная асимметрия). По морфологии суходолов можно выделить два главных этапа в их развитии. Во время первого этапа на склоне образовались широкие депрессии с пологими краями. По некоторым данным можно предположить, что первый этап развития суходолов происходил до четвертичного оледенения. С этим этапом связано возникновение горизонтальных пещер, заполненных мощными натечными образованиями и обрушенным материалом. Фрагменты этих пещер находятся в бортах суходолов в окрестности пропасти Гюзле, а также в бортах ущельй Орте-Балаган и Гелгелук. Второй этап развития суходолов происходил во время ледникового периода и был связан с нивальными процессами. В конце вюрмского оледенения на дне суходола развивается врез с крутыми стенами, а на водоразделах появляются малые нивальные депрессии. В периферийных частях этих депрессии находятся многочисленные микроформы карста (карры до глубины 1 м, небольшие воронки и др.). Эти формы в конце второго этапа заполняются седиментационным материалом и растительностью. На рис. 86 представлен профиль этих форм в 20 метрах западнее входного отверстия пропасти Гюзле. Здесь выделяется три типа отложений: гумус, эластичная глина бронзового цвета и желтая глина, похожая на глину, встречающуюся в пропасти. Развитие карстового процесса на поверхности замирает, однако подземные пустоты продолжают активно развиваться. С развитием глубоких врезов связана тенденция образования глубоких вертикальных полостей. Для данного этапа пропасть Гюзле представляет собой типичную подземную форму [Кикнадзе, Пулина, 1965].

Для датировки карстовых образований данного массива Л. И. Маруашвили и др. [1961] удачно использовали морфоло-

гические останцы последнего оледенения, хорошо сохранившиеся в его центральной, наиболее высокогорной части. На днищах троговых долин отсутствуют карстовые воронки значительных размеров; диаметр их не превышает 2—10 м тогда, как на территориях, не подверженных верхне-четвертичному оледенению, диаметр карстовых воронок часто превышает 100 м, достигая иногда до 150—160 м. Эти карстовые воронки в основном симметричны и глубина их варьирует в пределах 20—25 м, а воронки имеющиеся на днищах троговых долин в основном асимметричны и сравнительно неглубоки. Отмеченное выше

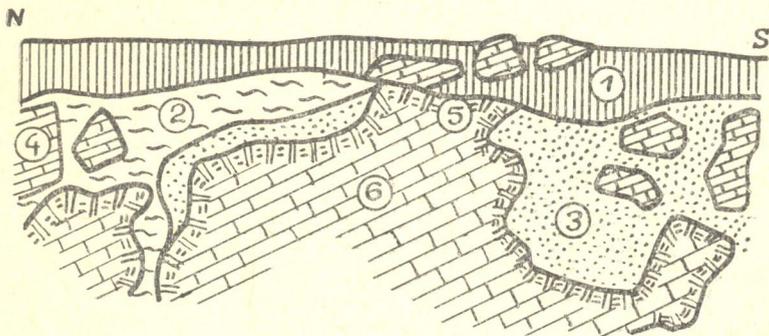


Рис. 86. Профиль микроформ карста в 20 м от пропасти Гюзле (составили М. Пулина и автор). 1—гумус; 2 — глина бронзового цвета; 3 — желтая глина; 4—глыбы известняка; 5—выветрелый слой (галька); 6—известняк.

резкое отличие морфометрических данных карстовых воронок обусловлено их разновозрастностью: мелкие карстовые воронки на днищах вюрмских трогов образовались в голоцене, после отступления ледников, а в не зоне вюрмского оледенения воронки заложилась в нижнем и среднем плейстоцене, и после этого развиваются нормально, без участия горных ледников, которые выполнили воронки моренами или полностью смыли их в районах воюрмского оледенения.

В гребневой части массива Арабика, на днищах троговых долин встречаются большие территории, занятые карровыми образованиями. Обнаженные пласты известняков изрезаны густой сетью борозд, разделенных острыми гребнями, которые часто разрушены и в некоторых местах образуют каменные моря. Эти формы рельефа несомненно молодые и образовались в голоцене.

Таким образом, возраст карста массива Арабика в основном четвертичный, однако, в нем сохранились элементы более древней генерации, которые заложилась в плиоцене и даже в верхнем миоцене.

Известняковый массив Арабика относится к типу приморских, склоновых, опущенных карстовых водоносных систем; характеризуется высокой водообильностью и содержанием преимущественно пресных, гидрокарбонатно-кальциевых вод. Исследуемый массив по своим гидрогеологическим особенностям близко стоит к карстовым массивам Динарид на Адриатическом побережье, но является более сложным образованием, с наложенными локальными карстовыми бассейнами.

Нахождение массива в зоне интенсивных неотектонических поднятий обусловило перемещение карстовых водотоков на значительную глубину и определило недоразвитость этажности глубинных карстовых форм, находящихся в зоне аэрации.

В массиве отсутствует единое зеркало подземных вод и отмечены лишь отдельные изолированные подземные водотоки, в некоторых случаях имеющие гидравлическую связь. Уровень карстовых вод резко повышается в теплый период года и понижается в холодный. Тектонические нарушения обуславливают естественную разгрузку карстовых вод, являясь первичными путями обеспечения постоянного питания водотоков, что однако не следует принимать закономерностью для всего массива.

В пределах массива Арабика нами выделено 9 самостоятельных подземных бассейнов карстовых вод, получающих питание из различных частей поверхности массива. Пространственное распределение карстовых источников совпадает с мульдами синклинальных складок. Источники выходят в местах эрозионного расчленения этих складок, на контактах или выше контактов карстующихся пород с водоупорными горизонтами по направлению погружений осей складок. Последняя закономерность соблюдается почти для всех выделенных нами подземных бассейнов и на конкретном примере данного массива создает весьма наглядную картину сочетания направлений подземных водотоков к зонам разгрузки с направлениями погружения осей синклинальных складок.

Горизонты подвешенных карстовых вод являются реликтами тех водоносных горизонтов, которые существовали в периодах временного затухания восходящих тектонических движений и соответствовали бывшему тогда базису эрозии.

Карстовый комплекс рельефа массива Арабика является ведущим и определяет ход почти всех рельефообразующих факторов. В высокогорной зоне он мешает эрозии, так как атмосферные воды поглощаются карстовыми формами. На вюрмское оледенение также повлияли карстовые процессы, так как карст предшествовал оледенению и древние ледники разместились в крупных отрицательных формах рельефа, образо-

ванных карстовыми процессами. Можно допустить, что некоторые карстовые образования на днищах эрозионных ущелий были уничтожены ледниковым выпахиванием, а верхи глубоких воронок и колодцев были срезаны механической энергией ледников.

Большую роль в карстообразовании послеледникового цикла сыграли перигляциальные воды. Карстовые формы в гребневой части массива наложены на эгзарационные, частично перемоделированных карстовыми процессами.

Особая роль в современном карстовом процессе в гребневой части массива принадлежит залежавшемуся снегу в карстовых формах, вызывающего коррозию стенок и дниц последних.

Неравномерное развитие карстовых процессов на поверхности и в глуби массива определено структурно-литологическим разнообразием, различием в интенсивности тектонической трещиноватости в карстующихся блоках, разницей в химическом составе отдельных карбонатных толщ, а также характером областей поглощения, подземного стока и величины последнего. Наличие голого карста в гребневой части массива создает благоприятные условия для быстрой инфильтрации атмосферных осадков в глубь массива посредством многочисленных карстовых форм. Интенсивное поверхностное закарстование отмечено для карбонатных толщ верхней юры (титон), а глубинное, но относительно редкое, — для нижнемеловых рифогенных известняков (баррем).

Денудация массива Арабика предшествовала верхнечетвертичному оледенению (вюрм), так как с чокракского времени этот район уже становится сушей и начинает континентальное развитие. С этого же периода можно предполагать и начало развития карстовых процессов, хотя и не в таком масштабе, как в настоящее время. Отсутствие широкой гидрографической сети и эрозионной расчлененности должно было отрицательно влиять на ход карстовых процессов, однако избирательная способность карстовых процессов, наличие литогенетических и тектонических трещин способствовали одностороннему развитию упомянутых процессов. Постепенное развитие и углубление эрозионной сети, наряду с тектоническими движениями, придавало карстовым процессам интенсивный характер. Как отмечает З. К. Тинтилозов [1968], выработке пещер выделенной им «подобласти средне и высокогорных известняковых массивов», предшествовал цикл энергичного эрозионного расчленения и сноса поверхности, в результате чего существовавшие литогенные и тектонические трещины все более и более раскрывались и становились активными очагами для поглощения инфильтрационных вод.



Возраст карстовых образований массива Арабика в основном четвертичный, однако в нем сохранились элементы более древней генерации, заложившихся в плиоцене, и даже в верхнем миоцене. Массив Арабика раньше освободился от моря, чем массивы предгорий, и поэтому карстовые процессы зародились здесь раньше. Так как исследуемый массив находится в полосе быстрого воздымания, глубинные карстовые формы находятся в стадии роста и горизонты карстовых вод перемещаются все глубже; этому же содействует и наличие голого карста, в свою очередь обуславливающего быструю и преобладающую инфильтрацию жидких атмосферных осадков и талых вод.

Исследованная часть вертикальных карстовых полостей массива лишена этажности и значительных расширений, а также подземных постоянных водотоков; редко встречаются натечные образования незначительных размеров, за исключением некоторых пещер в низкоронной части.

Глубинные карстопроявления заложены по направлению к эрозионным долинам, на базе тектонической трещиноватости и трещин напластования.

Большая роль в формировании поверхностных карстовых проявлений отводится навалной денудации. В отличие от Крымского карста, карстовые формы развиты и на склонах, что приписываем коррозийному воздействию залежавшихся в небольших углублениях и трещинах скоплений снега.

Глубина развития карстовых процессов на массиве Арабика (разница между областями поглощения и разгрузки) составляет 2400—2500 м.

Величина современной химической денудации отдельных карстовых бассейнов массива соответствует современной морфологии карстового рельефа и подземных карстовых форм. В высокогорной части интенсивность химической денудации в 2 раза больше, чем в причерноморской части, что обусловлено, в первом случае, наличием голого карста и значительным количеством атмосферных осадков. В карсте массива Арабика обнаружен большой объем химической денудации. Величина общей карстовой денудации, подсчитанная по методу Ж. Корбеля варьирует в пределах 91—164 м³/км²/год для черноморской зоны, а для высокогорной — 202—310 м³/км²/год, и этим карстовый массив Арабика близко стоит к европейскому карсту сходных географических широт альпийской складчатости. Вышеотмеченное подтверждается также методом М. Пулины.

Современная активность карстового процесса для исследуемой территории составляет 0,006%, чем она близко стоит к Крымскому карсту (0,008%).

Градиент минерализации (или выщелачивания) для высоко-

когорной зоны (1500 м и выше) составляет 40 мг на 100 м, а для прибрежной низкогорной зоны — 10 мг на 100 м, что указывает на то, что атмосферные осадки более агрессивны в верхней части разреза карбонатной толщи, где и развиты карстовые шахты и пропасти.

Огромное количество пресной воды бесполезно стекает прямо в море. При росте Гагра и Гантиади, строительства Гагра-Пицундского курортного комплекса, карстовые воды зон горизонтальной и сифонной циркуляции в дальнейшем могут быть использованы для водоснабжения прибрежной зоны, а подвешенные карстовые воды и воды Ачмардинского, Сандрипшского и других наложенных карстовых бассейнов успешно могут быть применены для водоснабжения высокогорных пастбищ и проектируемой лыжной базы, а также для небольших гидростанций, подобных функционирующей на водах пещерного потока Джирхва ГЭС в ущелье р. Бзыби.

В дальнейшем следует углубить спелеологические исследования массива Арабика, в частности, карстовых пропастей, что позволит изучить непосредственно подземную гидрографическую сеть и сделает возможным проследить пути подземных карстовых водотоков. Большую помощь может оказать применение геофизических методов исследований.

Объектом специальных исследований должны стать субмаринные источники в районе Гагра-Гантиади, в целях использования их обильных, пресных вод для водоснабжения прибрежной курортной зоны.

Изучение геологии и гидрогеологии карста массива Арабика и известняковой полосы Западной Грузии в целом имеет большое народнохозяйственное значение. Строительство тоннелей, дорог, гидротехническое, градостроительство и т. д., в карстовой полосе носит свои специфические черты в смысле изыскания методов борьбы с отрицательным влиянием карста. Особо остро ставится вопрос на данном этапе для района Гагра-Гантиади, где реконструкция и широкое развитие курортной зоны, а также морская абразия требуют перемещения шоссе и железной дорог.

В дальнейшем следует расширить исследования карста известняковой полосы Западной Грузии для выявления закономерностей его развития и пространственного распространения. Эти исследования должны вестись на широкой геолого-тектонической основе, с применением геофизических, гидрогеологических, гидрохимических, геоморфологических и др. методов исследования. Особого внимания заслуживает изучение гидрохимической (карстовой) денудации. Широкое развертывание исследований карста Западной Грузии диктуется нуждами народного хозяйства.



Не менее важной проблемой является рациональное использование района в хозяйственном отношении. Гребневая часть массива (субальпийские и альпийские луга), длительное время используется под выпас скота, что, как и частая распашка маломощных почв, содействует удалению рыхлых четвертичных накоплений и усилению карстового процесса. В этом же аспекте следует рассматривать и безхозяйственную вырубку леса, проводимой Гантиадским и Гагрским леспрохозами. Сведение леса приводит к увеличению поверхностного стока за счет подземного и к порче луговых и пахотных угодий в стоковых ложбинах [Гвоздецкий, 1969].

Одним из важных вопросов в дальнейшем изучении массива Арабика является выявление минеральных вод, что на много увеличит значение морских климатических курортов Гагрского побережья. Перспективы выявления больших запасов минеральных вод в исследуемом районе уже намечены.

Небезынтересно отметить также одну важную проблему, значение которой не так давно было оценено соответствующим образом. Это использование карстовых пещер в туристических целях, для чего следует расширить спелеологические исследования, изыскать новые объекты для оборудования и благоустройства. В этом аспекте у нас большие возможности.

ЛИТЕРАТУРА

Абашидзе Е. М. 1963. Лабораторные исследования выщелачивания и растворения в трещинах глауконитового известняка Шаорского водохранилища. Тр. Всесоюз. совещ. по методике изучения карста, вып. 2, Пермь.

Абашидзе Е. М. 1965. К вопросу экспериментальных исследований растворимости стенок трещин глауконитовых известняков криптокристаллической структуры. В кн.: «Пещеры Грузии», т. III, Тбилиси.

Альбов Н. М. 1893. Отчет о ботанических исследованиях Абхазии за 1890 г. ЗКОИРГО, т. 15.

Анучин Д. Н. 1895. Карст. Энциклоп. словарь, изд. Брокгауз и Ефрон, т. XIV—A (№ 28), С.—Петербург.

Атлас Грузинской ССР, 1964, АН ГССР, Ин-т географии им. Вахушти, Тб.—М.

Белоусов В. В. 1954. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М.

Бендукидзе Н. С. 1959. К стратиграфии верхнеюрских рифовых известняков Западной Абхазии и ущелья Мзимта. Сб. тр. Геол. ин-та АН ГССР, Тбилиси.

Бендукидзе Н. С. 1960. Верхнеюрские кораллы Западной Абхазии ущелья Мзимта. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, т. XI (XVI), Тбилиси.



Бирштейн Я. А. 1940. Пещерные бокоплавы Абхазии. Сб. тр. Зоологического музея МГУ, вып. 6, М.

Бирштейн Я. А. 1940 а. К фауне пещерных бокоплавов Абхазии. *Biospeleologica Sovietica*, III, Бюлл. МОИП, т. XLIX, № 3—4, М.

Бирштейн Я. А. 1950. Пещерная фауна Западного Закавказья. Зоологический журнал, т. XXIX, вып. 4.

Боруцкий Е. В. 1940. Сороподы—Наррактикоиды из пещер Крыма и Закавказья. *Biospeleologica Sovietica*, II, Бюлл. МОИП, т. XLIX, № 3—4.

Боруцкий Е. В. 1950. Наземные Isopoda пещер Кавказа и Крыма, I, сем. Ligiidae. *Biospeleologica Sovietica*, XII, Бюлл. МОИП т. LV, № 6.

Боруцкий Е. В. 1966. Новые данные о распространении рода *Isopoda terrestria* в пещерах Западного Закавказья. В кн.: «Пещеры Грузии», т. IV, изд. «Мецниереба», Тбилиси.

Брашнина И. А. 1963. О возможности изучения субмаринной разгрузки электрокоротажным методом. Новости карстоведения и спелеологии, № 3, М.

Буачидзе И. М. 1949. Подземные воды Грузии. Диссерт. на соиск. степня доктора геол.-минер. наук, Тбилиси.

Буачидзе И. М. 1955. Гидрогеологическое районирование территории Грузии. Тр. ГПИ, № 3 (38).

Буачидзе И. М. 1958. К вопросу формирования подземных вод в горно-складчатых областях. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем им. Саваренского, т. 1-6, М.

Буачидзе И. М. 1963. Некоторые закономерности формирования и распространения подземных вод в горно-складчатых областях. Тр. науч.-иссл. лабор. гидрогеол. и инж.-геол. проблем, № 2, Тб.

Буачидзе И. М. 1964. Гидрогеология. В кн.; «Атлас Грузинской ССР», Тб.—М.

Буачидзе И. М., Мелива А. М. 1967. К вопросу разгрузки подземных вод в Черное море в районе Гагра. Тр. науч.-исслед. лабор. гидрогеол. и инж.-геол. проблем, № 3, Тб.

Варданянц Л. А. 1933. О четвертичной истории Кавказа. Изв. Гос. геогр. общ-ва, т. 65, вып. 6.

Варданянц Л. А. 1948. Плейстоценовая история Кавказско-Черноморско-Каспийской области. Изд. АН Арм. ССР, Ереван.

Варсанофьева В. А. 1915. Карстовые явления в северной части Уфимского плоскогорья. «Землеведение» т. 22, кн. 4.

Варсанофьева В. А. 1916. Карстовые явления в южной части Уфимского плоскогорья. «Землеведение», т. 23, кн. 3—4.

Вассоевич Н. Б. 1934. О времени проявления на Кавказе орогенических фаз альпийской эры дислокаций, Тр. НГРИ, вып. 10.

Вахания Е. К. 1940. Геологические исследования в приморской зоне Абхазии. Тр. ГПК, Грузнефть, № 2.

Вахушти 1941. География Грузии (Описание Царства Грузинского). Изд. Тбил. Гос. ун-та.

Вернадский В. И. 1933, История минералов земной коры. т. II. История природных вод, ч. I, вып. I, Госхимтехиздат.

- Владимиров Л. А. 1962. Средний годовой сток рек Грузии. Изд. АН ГССР, Тб.
- Владимиров Л. А. 1962 а. Гидрологические основы подсчета потенциальных гидроэнергетических ресурсов Грузинской ССР. В кн.: «Природные ресурсы Грузинской ССР», т. IV, АН ГССР, М.
- Владимиров Л. А. 1964. Питание рек и внутригодовое распределение речного стока на территории Грузии. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Гамкрелидзе П. Д. 1951. Общие соображения о геотектоническом строении Грузии. На груз. яз. Сб. Ин-та геол. и минералог. АН ГССР.
- Гамкрелидзе П. Д. 1957. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., т. X (XV).
- Гамкрелидзе П. Д. 1959. Некоторые особенности расположения тектонических зон складчатой системы Южного склона Большого Кавказа. Тр. Ин-та геологии АН ГССР Тб.
- Гамкрелидзе П. Д. 1960. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны Юга СССР. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол., пробл. 18.
- Гамкрелидзе П. Д. 1964. Тектоника. В кн.: «Геология СССР», т. X, Грузинская ССР, ч. I, Изд. «Недра».
- Гвоздецкий Н. А. 1947. Карстовые области Большого Кавказа, Тезисы докл. Пермск. карстов. конфер. 26—31 янв. 1947 г. Пермь.
- Гвоздецкий Н. А. 1948. Вопросы географического изучения карста и задачи советского географического карстоведения. Вестник Моск. ун-та, № 2.
- Гвоздецкий Н. А. 1949. Особенности ландшафтов известняковых карстовых областей. Вопросы географии, т. 16.
- Гвоздецкий Н. А. 1950. Ледяные образования Балаганской пещеры в Приангарье. «Природа», № 9.
- Гвоздецкий Н. А. 1952. Опыт районирования карста Большого Кавказа. Географический сб. т. I, АН СССР.
- Гвоздецкий Н. А. 1954. Карст. Географгиз, М.
- Гвоздецкий Н. А. 1958. Физическая география Кавказа. Курс лекций, ч. 2, Изд. Моск. ун-та.
- Гвоздецкий Н. А. 1962. Вопросы географического районирования карста на территории СССР. Общие вопросы карстоведения, М.
- Гвоздецкий Н. А. 1963. Применение некоторых методов при геоморфологических исследованиях карста. Методика изучения карста, вып. 2, Пермь.
- Гвоздецкий Н. А. 1965. Карст Кавказа в сопоставлении с карстом других горных областей СССР. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXXIX, № 1.
- Гвоздецкий Н. А. 1966. Некоторые проблемы и задачи изучения карста Западного Закавказья. Кратк. содер. докл. VI науч. сессии спелеологов, Изд. «Мецниереба», Тб.
- Гвоздецкий Н. А. 1968. Некоторые результаты геоморфологических наблюдений в пещерных районах Абхазии. Кратк. содер. докл. VIII науч. сессии спелеологов. Изд. «Мецниереба», Тб.

- Гвоздецкий Н. А. 1968а. Особенности развития карста в горах. Вопросы географии, сб. 74.
- Гвоздецкий Н. А., Чикишев А. Г. 1966. Районирование карста Русской равнины. В кн.: «Вопросы изучения карста Русской равнины». М.
- Гвоздецкий Н. А., Чикишев А. Г. 1969. Народнохозяйственное значение изучения карста. Землеведение, сб. МОИП, нов. серия, т. VIII (XLVIII), изд. Моск. Ун-та.
- Геология СССР, т. X. 1964. Грузинская ССР, ч. I, геологическое описание изд. «Недра», М.
- Георгадзе Д. Ш. 1964. К вопросу водоснабжения причерноморской полосы Абхазской АССР (Между г. Очамчире и курортом Гагра) на базе подземных вод. Тр. ГПИ, № 1 (94), Тб.
- Гергедава Б. А. 1967. Метеорологические наблюдения в карстовых пещерах массива Арабика. На груз. яз. Тр. Геогр. об-ва ГССР, т. IX—X.
- Гигинейшвили Г. Н. 1965. Генетическая схема гидрологической типизации карстовых рек Западной Грузии. Сб. «Пещеры Грузии», т. III, Тб.
- Гигинейшвили Г. Н. 1965а. Формирование и режим стока рек карстовой области Абхазии и Мегрелии. Автореферат на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Баку.
- Гидрогеология СССР. 1970. Грузинская ССР, т. X, под редакцией И. М. Буачидзе. Изд. «Недра», М.
- Горбунова К. А. 1958. Карстовые районы Пермской области. Докл. IV Всеуральского совещ. по физико-геогр. и экон.-геогр. районированию. Пермь.
- Горбунова К. А. 1960. Подземная химическая денудация и активность карста восточной части Уфимского вала. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. XX, вып. I.
- Горбунова К. А. 1964. Карстовые озера Пермской области. В сб.: «Гидрогеология и карстование», вып. 2.
- Горбунова К. А. 1965. Особенности гипсового карста. (Путеводитель по Кишертско-Суксунскому карстовому району). Пермь.
- Гулисашвили В. З. 1964. Природные зоны и естественно-исторические области Кавказа. Изд. «Наука», М.
- Девдариани А. С. 1960. Моделирование выноса поверхностных отложений в карстовые полости. Материалы комиссии по изуч. геол. и геогр. карста. Информац. сб. № 1, М.
- Джавахишвили А. Н. 1947. Геоморфологические районы Грузинской ССР. Типы рельефа и районы их распространения. М.—Л.
- Джанелидзе А. И. 1926. Материалы для геологии Рачи. Вестник Тбил. гос. ун-та, т. VI.
- Джанелидзе А. И. 1930. Рецензия статьи Б. Ф. Мефферта «Геол. исследование в Рачинском уезде Западной Грузии». Изв. Музея Грузии, т. V.
- Джанелидзе А. И. 1941. Геологический комплекс горы Асхи. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. II, № 1—2, Тб.



- Джанелидзе А. И. 1942. К вопросу о возрасте надглауконитовых (орбулиновых) известняков среднего мела Западной Грузии. На груз. яз. Сообщ. АН Груз. ССР, т. III, № 5, Тб.
- Джанелидзе А. И. 1956. Фораминиферы нижнего миоцена Абхазии. Тр. Сект. палеобиологии АН Груз. ССР, т. III, Тб.
- Джишкариани В. М. 1970. О карстовой денудации р. Цачхури (массив Асхи, Западная Грузия). Сообщ. АН Груз. ССР, т. 60, № 2, Тб.
- Дзоценидзе Г. С. 1948. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т геол. и минералог. АН Груз. ССР, моногр. I, Тб.
- Добрынин Б. Ф. 1936. Террасы Абхазии (геоморфологический очерк). Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 5.
- Дубянский В. В. 1915. К геологии Кавказа. Гагринское побережье. Изв. КОРГО, т. XXIII, № 2.
- Думитрашко Н. В. 1937. Основные вопросы четвертичной геологии и геоморфологии Северного Кавказа. Пробл. физ. геогр., т. 4, изд. АН СССР, М.—Л.
- Думитрашко Н. В. 1960. Основные проблемы геоморфологии Кавказа. М.
- Дьячков-тарасов А. Н. 1904. Гагры и их окрестности. Зап. КОРГО, кн. XXIV, № 1.
- Зайцев И. К. 1940. Вопросы изучения карста СССР. Л.—М.
- Зенкович В. П. 1948. Потоки береговых наносов Кавказского побережья Черного моря. Докл. АН СССР, т. 60, № 2.
- Зенкович В. П. 1958. Берега Черного и Азовского морей. Географгиз, М.
- Зенкович В. П. 1962. Основные учения о развитии морских берегов. Изд. АН СССР, М.
- Зесашвили В. И. 1964. Средняя юра. В кн.: «Геология СССР, т. X, Грузинская ССР, ч. I, геологическое описание». Изд. «Недра», М.
- Зубащенко М. А. 1938. Карстовые явления в верхнеюрских гипсах на северном склоне Западного Кавказа. Изв. Воронежск. гос. пед. ин-та, т. 4.
- Зубащенко М. А. 1939. Опыт районирования карста на территории Европейской части СССР и Кавказа. Изв. Воронежск. гос. пед. ин-та, т. V, вып. I.
- Зубащенко М. А. 1947. Опыт районирования карста Восточно-Европейской равнины. Тезисы докл. Молотовской карстовой конферен.
- Иванов Б. Н. 1961. Изучение карста Горного Крыма комплексной карстовой экспедицией АН УССР. Новости карстоведения и спелеологии № 2, М.
- Иванов Б. Н. 1961а. Особенности геосинклинали карста на примерах Крыма, Кавказа и Карпат. Региональное карстоведение, М.
- Игнатович Н. К. 1930. Гидрогеологические особенности Гагринского района. Курортно-санаторное дело, № 3—4.
- Иосебидзе Д. Г. 1964. К изучению палеогеографии верхней юры Западной Абхазии. Сообщ. АН СССР, т. XXXVI, № 2.
- Иосебидзе Д. Г. 1965. Фауна верхнеюрских карбонатных отложений Абхазии и ее экология (канд. диссертация), Тб.



- Кавказ. 1966. Изд. «Наука», М.
- Кавришвили К. В. 1960. К ландшафтному анализу бассейна р. Арабика (Северо-Западная Грузия). Изв. Всесоюзн. геогр. Об-ва, т. 92, № 6.
- Кавришвили К. В. 1963. К ландшафтной характеристике Бзыбского и Абхазского хребтов. На груз. яз. Тр. ТГУ, т. 50, Тб.
- Кавришвили К. В. 1965. Об Абхазском типе высокогорного карстового ландшафта и карстообразовательных явлениях этого типа. «Пещеры Грузии», т. III, Тб.
- Кахадзе И. Р. 1947. Грузия в юрское время. Тр. Геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., т. III (VIII), Тб.
- Качаравა И. В. 1944. Рача-Лечхумский и соседние с ними районы в палеогеновое время. На груз. яз., Тр. Геол. ин-та АН ГССР, т. II (VII), Тб.
- Кесслер Х. 1964. Подземные водотоки карстового района Агтелек (Северная Венгрия). Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь.
- Кикнадзе Т. З. 1962. Некоторые спелеологические наблюдения на известняковом массиве Арабика. На груз. яз. Кратк. содерж. докл. II науч. сессии спелеологов, изд. АН ГССР, Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1963. Новая карстовая пещера в известняковом массиве Арабика. «Пещеры Грузии», т. I, изд. АН ГССР, Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1963а. Спелеологические исследования на известняковом массиве Арабика. «Пещеры Грузии», т. II, изд. АН ГССР, Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1963б. Образования пещерного льда в карстовой пропасти Вахушти Багратиони (известняковый массив Арабика, Гагрский район). Сообщ. АН ГССР, т. XXXI, № 2, Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1964. Некоторые закономерности развития карстовых полостей в известняках (на примере массива Арабика). Кратк. содерж. докл. III науч. сессии спелеологов, изд. «Мецниереба», Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1965. Гидрогеологические особенности развития карста на массиве Арабика. «Пещеры Грузии», т. III, изд. АН ГССР, Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1966. О карстовых явлениях массива Арабика. Кратк. содерж. докл. VI науч. сессии спелеологов. Изд. «Мецниереба».
- Кикнадзе Т. З. 1966а. О спелео-карстовых явлениях массива Арабика. «Пещеры Грузии», т. IV, изд. «Мецниереба», Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1967. Пропасти Арабика. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Кикнадзе Т. З. 1968. Гидрогеологические особенности развития карста на массиве Арабика (Кавказ, Западная Грузия). Proceedings of the 4 th International Congress of Speleology in Yugoslavia, Vol. III, Ljubljana.
- Кикнадзе Т. З., Пулина М. 1965. Особенности развития карстовой пропасти Гюзле на массиве Арабика. Сообщ. АН ГССР, т. XXXIX, № 2, Тб.
- Кипиани Ш. Я. 1939. К геоморфологии Шаорской котловины. Диссертация на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. На гр. яз., ТГУ, Тб.
- Кипиани Ш. Я. 1959. К геоморфологии карстового ландшафта Арабика-Абхазского хребта. Тр. геогр. об-ва Грузии, т. V, Тб.



- Кипиани Ш. Я. 1960. Географическая изученность карста Грузии и основные задачи. Тез. док. I научн. сессии спелеологов. Изд. АН ГССР, Тб.
- Кипиани Ш. Я. 1962. Условия образования карстовых пещер Гумиста-Келассурского водораздела. Кратк. содер. докл. II научн. сессии спелеологов. Изд. АН ГССР, Тб.
- Кипиани Ш. Я. 1963. Геоморфологическая характеристика современного карстового ландшафта Келассур-Кодорского водораздела. На груз. яз. Тр. Геогр. об-ва Грузии, т. VII, Тб.
- Кипиани Ш. Я. 1964. Геоморфологическая характеристика современного карстового рельефа Лечхуми. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XX, физ. геогр. серия. Тб.
- Кипиани Ш. Я. 1965. О геоморфологических типах карста Грузии. «Пещеры Грузии», т. III, изд. «Мецниереба». Тб.
- Кипиани Ш. Я. 1965а. Опыт геоморфологического районирования карста Грузии. Труды геогр. об-ва Грузии, т. VIII, Тб.
- Кипиани Ш. Я., Дондуа Г. Д. 1961. Геоморфологическая характеристика северо-западной части Абхазии. На груз. яз. Тр. ин-та географии им. Вахушти, физ. геогр. серия, Абхазская АССР, т. XIV, Тб.
- Кипиани Ш. Я., Тинтилозов З. К. 1961. К геоморфологии карстовых пещер окрестностей Цебельды. На груз. яз. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XIV, Тб.
- Кипиани Ш. Я., Тинтилозов З. К. 1961а. К геоморфологии карстовых форм известнякового массива Охачкуе. На груз. яз. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XIV, Тб.
- Кипиани Ш. Я., Тинтилозов З. К. 1962. Карстовые пещеры окрестностей Кутаис-Навенахеви. Тр. ин-та геогр. им. Вахушти. т. XVII, Тб.
- Кипиани Ш. Я., Тинтилозов З. К. 1963. Карстовые пещеры окрестностей Сатаплиа-Цхалтубо. На груз. яз., «Пещеры Грузии», т. I. Тб.
- Кипиани Ш. Я., Тинтилозов З. К., Окроджанашвили А. А., Джишкарцани В. М. 1966. Кадастр карстовых пещер Грузии Изд. «Мецниереба». Тб.
- Ковалев В. Ф., Ковальчук А. И. и др. 1962. К вопросу формирования химического состава природных вод района Блявинского медноколчеданного месторождения. Труды ин-та геологии УФАН СССР, вып. 62, Свердловск.
- Конюшевский Л. К. 1913. Из наблюдений в карстовой области Сухумского округа. Бюлл. Тифлисск. об-ва любителей природы. № 1.
- Конюшевский Л. К. 1915. Отчет о геологических исследованиях в Сухумском округе и смежных частях Черноморской губернии и Кубанской области, произведенных в 1909, 1910 и 1911 годах. Материалы для геологии Кавказа, ССР IV (1914), кн. 4, вып. 1.
- Кордзахия М. О., Джавахишвили М. И., 1961. Климат Абхазии. На груз. яз. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XIV.
- Костин П. А., 1966. Карст передового хребта и полосы Куэст Северо-

- Краснов А. Н. 1901. Береговая полоса Сочинского района и особенность распределения ее почв и растительности. Кавказский календарь на 1902 г., VII год, II отдел.
- Крубер А. А. 1900. О карстовых явлениях в России. Землеведение. т. VII, кн. 4.
- Крубер А. А. 1910. К изучению карстовых явлений. Дн. XII съезда русских естествоисп. и врачей в Москве, № 10.
- Крубер А. А. 1911. Караби-Яйла и массив Арабика. Землеведение, т. 18-й, кн. 3.
- Крубер А. А. 1912. Поездка на Арабику. Естествознание и география, № 1.
- Крубер А. А. 1912а. Из наблюдений над карстом в окрестностях Гагра и Караби-Яйла. Землеведение, т. 19, кн. 1—2.
- Крубер А. А. 1913. Гидрография карста. «Сб. в честь 75-летия проф. Д. Н. Анучина». М.
- Крубер А. А. 1915. Карстовая область горного Крыма.
- Лаптев Ф. Д. 1939. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы и бетон. Тр. Всесоюзн. конторы спец. геол. картирования, вып. I, ГОНТИ.
- Латышев П. П. 1964. Некоторые особенности гидрогеологических условий Пристанского карстового района. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь.
- Левушкин С. И. 1963. Биоспелеологические исследования в Западном Закавказье летом 1960 г. Новости карстования и спелеологии, № 3. М.
- Левушкин С. И. 1966. Фауна двух пещер Гагрского района. «Пещеры Грузии», т. IV. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Макеев З. А. 1948. О глубинном распределении и передвижении подземных вод. Тр. Лаборат. гидрогеол. проблем. т. 3.
- Максимович Г. А. 1945. Классификация льдов пещер. Изв. АН СССР, т. 9, № 5—6.
- Максимович Г. А. 1946. Кунгурская ледяная пещера. Тезисы докл. карстово-спелеолог. конференции. Молотов.
- Максимович Г. А. 1947. Пещерные льды. Изв. Всесоюзн. геогр. об-ва. т. 79, в. 5. М.
- Максимович Г. А. 1953. Генетические типы карстовых образований. Доклады АН СССР, т. 90, № 6.
- Максимович Г. А. 1955. Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер и рудников. «Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва», т. 84, № 1.
- Максимович Г. А. 1956. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземных вод карста. Тезисы докл. на научн. совещ. по изучению карста. вып. V. М.
- Максимович Г. А. 1957. Основные типы гидродинамических профилей

- Максимович Г. А. 1958. Районирование карста СССР. Доклады IV Всеуральского совещания по физико-географическому и экономическо-географическому районированию, Пермь.
- Максимович Г. А. 1960. Спелеологическое районирование Пермской области. Докл. 5 Всеуральск. совещ. по вопросам геогр. и охраны природы Урала, Пермь.
- Максимович Г. А. 1961. Карстовые районы СССР. Третье совещание по подземным водам и инженерной геологии Сибири и Дальнего Востока, вып. II. Иркутск.
- Максимович Г. А. 1962. Распространение и районирование карста СССР. Гидрогеология и карстование, вып. I, Пермь.
- Максимович Г. А. 1962а. Закономерности распространения карста карбонатных пород в Восточном полушарии. Общие вопросы карстования. Изд. АН СССР, М.
- Максимович Г. А. 1963. Основы карстования. Пермь.
- Максимович Г. А. 1964. Гидрогеохимические зоны платформ. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4) Пермь.
- Максимович Г. А. 1965. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитогенез). Сб. «Пещеры», вып. 5(6). Пермь.
- Максимович Г. А. 1966. Некоторые особенности геоморфологии и гидрогеологии горных районов. Кратк. содерж. докл. VI научн. сессия спелеологов. Тб.
- Максимович Г. А. 1968. Типы и площади горных карстовых бассейнов, бассейнов пластово-карстовых вод и карстовых водоносных систем. Кратк. содер. докл. VIII научн. сессии спелеологов. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Максимович Г. А. 1969. Основы карстования, т. II, Пермь.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. 1958. Карст Пермской области. Пермь.
- Максимович Г. А., Горбунова К. А. 1965. Типы карста Урала, Тр. МОИП, т. XV, изд. «Наука», М.
- Максимович Г. А., Кикнадзе Т. З. 1967. Субмаринные источники Черного моря и некоторых карстовых областей Средиземноморья. Сообщения АН ГССР, т. XLVII, № 3.
- Максимович Г. А., Кикнадзе Т. З. 1972. Гидрогеологические особенности карстового массива Арабика. Сб. «Пещеры Грузии», т. V. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. 1941. Характеристика льда Кунгурской ледяной пещеры. ДАН СССР, т. 35, № 5.
- Марголиус А. М. 1905. К вопросу о водоснабжении Гагринской климатической станции. Матер. для геол. Кавказа. сер. III, кн. 6, Тифлис.
- Марков К. К. 1949. Проблемы геоморфологии. М.
- Мартонн Э. 1950. Физическая география Франции. ИЛ, М.

- Маруашвили Л. И. 1949. Естественные пещеры Южной Грузии. Природа, № 3.
- Маруашвили Л. И. 1957. Спелеологические исследования в Грузии. Предисловие грузинского издания книги Н. Кастере «Десять лет под землей».
- Маруашвили Л. И. 1959. Геоморфологическая характеристика Лечхуми. Тр. ин-та географии им. Вахушти. т. XII.
- Маруашвили Л. И. 1961. Географические черты высокогорного карста Западной Грузии. Изв. АН Азербайджанской ССР, № 2.
- Маруашвили Л. И. 1961а. Краткий геоморфологический очерк Кодорского бассейна. На груз. яз. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XIV. Тб.
- Маруашвили Л. И. 1963. Опыт географической и спелеологической характеристики карстовой полосы Западной Грузии. «Пещеры Грузии», т. I, Тб.
- Маруашвили Л. И. 1963а. О возрасте карстовых форм рельефа Большого Кавказа. ДАН СССР, т. 151, № 4. М.
- Маруашвили Л. И. 1970. Карстосфера, ее размеры и отношение к другим геосферам. Сообщ. АН ГССР, т. 57, № 2, Тб.
- Маруашвили Л. И., Тинтилозов З. К. и Чангашвили Г. З., 1961. Результаты спелеологических исследований, проведенных в 1960 г. на известняковом массиве Арабика. Известия АН ГССР, т. XXVI, № 5.
- Маруашвили Л. И., Тинтилозов З. К., Чангашвили Г. З. 1962. Карст и древнее оледенение на Арабике. Кратк. содер. докл. II науч. сессии спелеологов, АН ГССР, Тб.
- Маруашвили Л. И., Тинтилозов З. К. 1963. Результаты новейших спелеологических исследований в карстовой полосе Западной Грузии 1957—1960 гг. Землеведение, сб. МОИП. новая серия, т. VI, изд. МГУ.
- Маслов Н. Н., Науменко В. Г. К вопросу о карстообразовании. Тезисы докл. на Совещании по изучению карста, вып. 7. М.
- Мачавариани К. Д. 1914. Город Сухуми и Абхазия в настоящем и прошлом. Естествознание и география, год XIX, № 4.
- Мгеладзе К. Г. 1961. О некоторых подземных реках Абхазии. Региональное карстование, изд. АН СССР, М.
- Мордвилко Т. А. 1937. К геологии окрестностей Гагр. Межд. геол. конгр. XVII сессия. Эск. по Кавк. Черноморское побережье. Л—М.
- Мушкетов И. В. 1888. Физическая геология. Т. II. Геологич. деятельность атмосферы и воды (Денудационные процессы). С.-Петербург.
- Николаев Н. И. 1941. О четвертичных тектонических движениях и возрасте рельефа Центрального Кавказа и Предкавказья. Докл. АН СССР, т. 30, № 1.
- Николаев Н. И. 1946. Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора. Сов. Геология, ст. № 10.



- О х а п к и н В. Г., Щ е г л о в В. Д. 1963. Химический состав озерной воды и льда Кочменской пещеры. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь.
- П а н ю т и н П. 1927. Известняковый Гагринский район. Землеведение, т. 29, в. 1—2.
- П е р е л ь м а н А. И. 1961. Геохимия эпигенетических процессов. М.
- Подземный сток на территории СССР. 1966. под редакцией Б. И. Куделина, изд. МГУ.
- П о п о в И. В. 1965. Инженерная геология СССР. Ч. II. Европ. часть СССР; Изд. МГУ, М.
- П р о ч у х а н Д. П. 1956. Проблема растворения природного гипса в гидротехническом строительстве. Тезисы докл. на Совещании по изучению карста, вып. 7. Москва.
- П ч е л и н ц е в В. Ф. 1934. Некоторые данные о фауне мезозоя Зап. Грузии. Тр. ВГРО, вып. 252.
- Р а д д е Г. И. 1886. Путешествие в Мингрельских альпах и в 3-х их верхних продольных долинах. Зап. КОРГО, т. 7.
- Р а к в и а ш в и л и К. Ш. 1965. Некоторые вопросы изучения ледяных пещер Грузии. «Пещеры Грузии». т. III. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Р а к в и а ш в и л и К. Ш. 1968. Некоторые вопросы изучения ледяных пещер Грузии. Тр. IV Межд. Спел. Конгр. Люблина.
- Р е й н г а р д А. Л. 1917. К вопросу о делении Кавказа на морфологические области (Предварительное совещание). Изв. КОРГО, т. 25, вып. 2—3.
- Р е н г а р т е н В. П. 1926. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Всесоюз. минер. об-ва, т. V. вып. 2.
- Р е н г а р т е н В. П. 1930. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Изв. ГГРУ, т. XIX, № 2.
- Р е н г а р т е н В. П. 1931. Орбитонды и пуммулиты Южного склона Кавказа. Тр. ГГРУ, вып. 24.
- Р е н г а р т е н В. П. 1937. Военно-Грузинская дорога. Тр. XVII сессии МГК, экскурс. по Кавк. Ростов-Тбилиси.
- Р е н г а р т е н В. П. 1939. Общий очерк тектоники Кавказа. Тр. XVII сессии МГК, 1937, т. II.
- Р е н г а р т е н В. П. 1941. Верхнеюрские отложения Южного склона Большого Кавказа. Геология СССР, т. X, Закавказье, ч. I, М.
- Р о д и о н о в Н. В. 1949. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. Тр. лаб. гидрогеол. пробл. т. VI.
- Р о д и о н о в Н. В. 1958. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. Госгеолтехиздат, М.
- Р о д и о н о в Н. В. 1962. Карстовые явления в верхнемеловых отложениях центрально-черноземных областей. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М.
- Р о д и о н о в Н. В. 1963. Карст Европейской части СССР, Урала и Кавказа. Госгеолтехиздат, М.
- Р у б и н ш т е й н М. М. 1951. К проблеме геотектонического расчленения



Грузии. Юбилейный сборник Ин-та геол. и минералог. АН ГССР, Тбилиси.

- Рыжиков Д. В. 1954. Природа карста и основные закономерности его развития. Тр. горно-геол. ин-та УФАИ СССР, вып. 21.
- Сабашвили М. Н. 1936. Почвы Грузии.
- Сабашвили М. Н. 1965. Почвы Грузинской ССР. На груз. яз. Изд. «Мецниереба», Тбилиси.
- Семенов М. П. 1956. К вопросу о динамике процессов карстообразования. Тезисы докладов на Совещании по изучению карста, вып. 7, М.
- Сергеев М. В. 1904. Гагры. Условия распределения пресных вод в ближайшем к климатической станции района. Горный журнал, № 7.
- Соколов Д. С. 1955. Схемы классификации карстовых форм и субтерральных отложений. Бюлл. МОИП, отд. геолог., т. 30, в. I.
- Соколов Д. С. 1959. Основные условия развития карста. Автореферат докторской диссертации, МГРИ, М.
- Соколов Д. С. 1962. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, М.
- Соколов Н. И. 1960. Типологическая классификация карста. Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста, инф. сб. № 1.
- Соловьев Б. Л. 1968. О тектонической деформации четвертичных террас у г. Новая Гагра. Бюллетень МОИП, отд. геологии, т. X III(6).
- Соловьев Л. Н. 1961. О возрасте карста Северо-Западного Кавказа. Региональное карстоведение, ст. III, М.
- Сохадзе Е. В. и М. Е. 1965. К ботанико-географической характеристике Гагрского известнякового хребта. Проблемы географии Грузии. Изд. «Мецниереба», Тбилиси.
- Сохадзе Е. В. 1968. Ботанико-географический очерк известняковых гор Западной Грузии. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Ступишин А. В. 1953. Вопросы терминологии и классификации в карстоведении. Уч. зап. Казан. ун-та, география т. 113, кн. 2.
- Ступишин А. В. 1956. Карст Среднего Поволжья. Докторская диссертация. М.
- Ступишин А. В. 1958. Пещерные льды Среднего Поволжья и природа их образования. Спелеология и карстоведение. Изд. МОИП, М.
- Табидзе Д. Д. 1968. О карстовом массиве Рихва. Кратк. содер. докл. VIII научн. сессии спелеологов, Изд. «Мецниереба», Тб.
- Табидзе Д. Д., Кикнадзе Т. З. 1972 О подземных бассейнах карстовых вод известнякового массива Арабика. «Пещеры Грузии», т. V, изд. «Мецниереба», Тб.
- Тебенков В. П. 1935. Новые данные о карстовых явлениях в Кизеловском районе. Материалы карстовой конференции, ОНТИ, М.—Л.
- Тинтилозов З. К. 1960. Некоторые новые сведения о карстовых пещерах Западной Грузии. Тез. докл. I науч. сессии спелеологов, АН ГССР, Тб.
- Тинтилозов З. К. 1961. Редкие сталактитовые формы и конкреции в карстовых пещерах Западной Грузии. На груз. яз., Тезисы докл. науч. сессии ин-та географии им. Вахушти, Тб.



- Тинтилозов З. К. 1963. Спелеологические черты известняково-карстовой области Южного склона Большого Кавказа. Тезисы докл. Всесоюз. совещ. по палеогеограф. антропогена и геоморф. Кавказа, Тб.
- Тинтилозов З. К. 1963а. Итоги двух спелеологических экспедиций на Арабике. Тез. докл. науч. сессии Ин-та географии им. Вахушти Тб.
- Тинтилозов З. К. 1964. Некоторые спелеологические особенности известнякового массива Гумишхи. На груз. яз. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XX, Тб.
- Тинтилозов З. К. 1965. К спелеологии карстовой области Южного склона Б. Кавказа. «Пещеры Грузии», т. III, изд. «Мецниереба», Тб.
- Тинтилозов З. К. 1966. Спелеологический очерк карстовой полосы Западной Грузии. На груз. яз. Предисловие «Кадастра пещер Грузии». Изд. «Мецниереба», Тб.
- Тинтилозов З. К. 1968. Анакопийская пропасть. Изд. «Мецниереба», Тб.
- Тинтилозов З. К. 1969. Спелеологические и гидрогеологические наблюдения в периферийных частях известнякового массива Арабика. Очерки по физгеогр. Грузии, изд. «Мецниереба», Тб.
- Тинтилозов З. К., Чангашвили Г. З., Окроджанашвили А. А. 1965. Карстово-спелеологические черты известнякового массива Арабика. На гр. яз. Б кн.: «Проблемы географии Грузии». Изд. «Мецниереба», Тб.
- Толстихин Н. И. 1959. Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран. Тр. II Совещ. по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири, вып. I, Иркутск.
- Уклеба Д. Б. 1961. К физико-географическому районированию Абхазской АССР. На гр. яз. Тр. ин-та географии им. Вахушти, физ. геогр. серия, Абхазская АССР, т. XIV, Тб.
- Федоров П. В. 1963. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря... Тр. ГИН АН СССР, вып. 88.
- Химшиашвили Н. Г. 1957. Верхнеюрская фауна Грузии. Изд-во АН ГССР, Тб.
- Хмаладзе Г. Н. 1959. Тепловой режим речных вод Закавказья. Тр. Тбил. гидромет. ин-та, т. 5, М.
- Цагарели А. Л. 1954. Верхний мел Грузии. Ин-т геол. и минер. АН Груз. ССР, Монография № 5, Тб.
- Цагарели А. Л. 1964. Четвертичная система. В кн.: «Геология СССР», т. X, Грузинская ССР, ч. I. Изд. «Недра».
- Церетели Д. В. 1961. Четвертичные отложения Абхазии. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XVI. Ф. Г. С.
- Чангашвили Г. З. 1961. Краткий геоморфологический очерк бассейна р. Бзыби. Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. XIV.
- Чикишев А. Г. 1965. Типы карста Русской равнины. В кн.: «Типы карста в СССР». М., «Наука».

- Чикишев А. Г. 1966. Карст Кулойского плато. В кн.: «Вопросы изучения карста Русской равнины», М.
- Чихелидзе С. С., Когошвили Л. В. 1957. Гидрогеология полосы третичных отложений Абхазии (в связи с их возможной нефтеносностью). Ин-т геологии АН ГССР.
- Чуринов М. В. 1959. Формирование подземных вод юго-западной части главной гряды Крымских гор. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб. 16, М.
- Чхаидзе Г. Т. (1967). Подземные воды междуречья Жове-Квара — Западная Гумиста и условия их формирования. Диссер. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минер. наук. Тб.
- Шанцер Е. В. 1939. Новое о террасах Черноморского побережья Кавказа. (предварительное сообщ.). Тр. сов. сек. межд. ассоц. по изуч. четвертичн. периода. Вып. IV.
- Швецов М. С. 1911. Предварительное сообщение о геологических исследованиях побережья Черного моря. Ежегодн. по геол. и минералог. России, т. XI, вып. 8.
- Швецов М. С. 1913. Нижнемеловые белемниты Абхазии. Ежегодн. по геол. и минералог. России, т. XV, вып. 2—3.
- Щукин И. С. Общая морфология суши. т. I. 1933.
- Щукин И. С. 1964. Общая геоморфология. Изд. Моск. ун-та, т. II.
- Эберзин А. Г. 1940. О фауне из морских террас Абхазии. Бюлл. Ком. по изуч. четвертичн. периода, № 6—7.
- Элиава И. Я. 1966. Нематоды двух пещер Гагрского района. «Пещеры Грузии», т. IV, изд. «Мецниереба», Тб.
- Эристави М. С. 1951. Нижнемеловые зоны Грузии. Сб. тр. ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР.
- Эристави М. С. 1952. Грузинская глыба в нижнемеловое время. Тр. геол. ин-та АН Груз. ССР, сер. геол., т. VI (XI).
- Эристави М. С. 1955. Нижнемеловая фауна Грузии. Сб. тр. ин-та геол. и минералог. АН Груз. ССР, монограф. № 6.
- Эристави М. С. 1959. К геологической истории Кавказа и Крыма в нижнемеловое время Сб. тр. геол. ин-та АН Груз. ССР.
- Эристави М. С. 1960. Нижний мел Кавказа и Крыма. Тр. Геол. ин-та АН Груз. ССР, монограф. № 10.
- Эристави М. С. 1964. Нижний мел. В кн.: «Геология СССР. т. X, Грузинская ССР, ч. I. Изд. «Недра».
- Эристави М. С., Цагарели А. Л. 1953. Состояние и задачи стратиграфии меловых отложений Грузии. Тр. геол. ин-та АН ГССР, геол. сер. т. VII (XII), Тб.
- Vaucic I. 1965. Hydrological characteristics of the Dinaric Karst in Croatia. Nase jame, 1—2, Ljubljana.
- Bögli A. 1960. Kalklösung und Karrenbildung. Internationale Beiträge zur Karstmorphologie. Supplementband 2 zur Zeitschrift für Geomorphologie. Göttingen.
- Corbel J. 1957. Karsts Hauts Alpines. Revue de géographie de Lyon, N 2.

- Corbel J. 1959. Les grands cavités de France et leurs relations avec les facteurs climatiques. *Ann. Speleol.*, N 1—2, 14.
- Corbel J. 1961. Sur la dissolution du calcaire. *Revue Géographique de l'est*, N. 4.
- Corbel J. 1964. L'érosion terrestre, étude quantitative. (Méthodes—Techniques—Résultats). *Annales de Géographie*. N. 398—XXIII^e année. Paris.
- Corbel J. 1965. Karst de Yougoslavie (et notes sur les karsts tchèques et polonais). *Revue Géographique de l'est*, t. V. N. 3.
- Corbel J., Stchouzkoy T., Franck J.—C., Muxart R. 1965. Chemical Erosion in the Moravian Karst. *Problems of the Speleological Research*. Academia, Prague.
- Cvijič J. 1893. Das Karstphenomen.—*Geograph. Abhandl.* heraus gegeben von Prof. A. Penk. Bb. V, Heft 3. Wien.
- Cvijič J. 1925. Types morphologiques des terrains calcaires. Le Holokarst.—*Compt. rend. Acad. Sci.*, t. 180.
- Gams I. 1967. Facteurs et intensité de la corrosion des roches carbonatées dans les karsts Dinarique et Alpin Slovène (Yougoslavie). *Spelation—Carso*. *Revue de Spéléologie et de Karstologie*. N. 6.
- Georges R., NUFFER R. 1960. La grotte de Chauveroché. *Sous-placer*, n. 2—3.
- Grund A. 1903. Die Karsthydrographie. *Studien ans Westbosnien Geogr. Abhandl.*, hg. von A. Penk, N. 7, 3, Leipzig.
- Grund A. 1910. Das Karstphänomen. *Geologische Charakterbilder*, N 3, Berlin.
- Grund A. 1914. Der Geographische Zyklus im Karst. *Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde*. Berlin.
- Groom G. E., WILLIAMS V. H. 1965. The solution of limestone in South Wales. *Geogr. Journ.* vol. 131, part I. London.
- Jakucs P. 1956. Korrosodás és növényzet. *Földr. Közl.*, 4, N 3. Budapest.
- Holland H. D., Kirsipu Th. V., Huebner J. S., Oxburgh U. M. 1964. On some aspects of the chemical evolution of cave waters. *J. Geol.*, v. 72, N. 1.
- Katzer F. 1905. Bemercungen zum Karstphänomen.
- Katzer F. 1909. Karst und Karsthydrographie. *Zur Kunde der Balkanhalbinsel* heraus gegeben von Dr. Parsch. Saraevo.
- Kiknadze T. Z. 1964. Néktère zakonitosti vyvoje krasu masivu Arabika (Kavkas, Zap. Grusie). *Mezinarodni speleologicke konference*. Brno.
- Kiknadze T. Z. 1965. Some conditions affecting the karst development in the Arabika massif. *Problems of the speleological research*. Prague.
- Kiknadze T. Z. 1965a The hydrogeological characteristics of Karst phenomena in the Massives of Arabik (Caucasus). *Summaries of lectures 4 th International Congress Speleology in Yugoslavia*. Ljubljana.



- Knebel W. 1956. Höhlenkunde mit Berücksichtigung der Karstphänomene. Sammlung natur wissenschaftlicher und mathematischer Monographien. Braunschweig.
- Kosačk H. P. 1952. Die Verbeizung der Karst—und Pseudokarsterscheinungen Über die Erde. Ein Beitrag zur karstforschung und hydrographie.—Petermanus Geogr. Mitteil. N. I.
- Kraus F. 1894. Höhlenkunde. Wien.
- Kunsky J. 1950. Kras a jeskyne. Praha.
- Lehmann H. 1954. Das Karstphänomen in verschiedenen Klimazonen. Erdkunde 2, Bonn.
- Lehmann O. 1932. Die Hydrographie des Karstes. Enzyklopädie der Erdkunde. Leipzig.
- Markowicz—Loninowicz M. 1968. Procesy Współczesnej korozji krasowej masywu Wapiennego Jury Czestochowskiej. Speleologia, T. III, Nr. 2, Warszawa.
- Martel E. A. 1894. Les Abimes. Les Eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie. Paris.
- Martel E. A. 1896. Applications géologiques de la spéléologie origine et role des cavernes, leurs variations climatiques, leurs rapports avec les filons. Annales des Mines, 9 serie, t. X, 7-me livraison, Paris.
- Martel E. A. 1900. La spéléologie ou science des cavernes, Scientia, N, 8, Paris.
- Martel E. A. 1905. Universalité et ancienneté des phénomènes caverneux du calcaire. La spéléologie au XX siècle, Speliunca, t. VI.
- Martel E. A. 1908. L'évolution souterraine. Paris.
- Martel E. A. 1909. La Côte d'Azur Russe (Riviera du Caucase). Paris Chapitre XVI. Le massif de L'Arabika.
- Muxart R., Stehouzkoy T. 1967. Contribution a l'étude de la dissolution des calcaires dans les eaux naturelles. Prepublication. C. N. R. S. Equipe de Recherches: Karstologie et Géohydrologie
- Penck A. 1900. Geomorphologische Studien ans der Herzegovina. Zeitschrift. D. u. Ö. Alpenvereins. Wien.
- Petrovič B., Prelevič B. 1965. Hydrologie characteristics of the Karst area of Bosnia and Herzegovina and a part of Dalmatia. Nase jame, VII, 1—2, Ljubljana.
- Pous J. M. 1961. Die untermeerischen Riesenquellen des Massive von Gaaraf. Höhle, 12, 2—3, Wien.
- Pulina M. 1966. Zjawiska krasowe w Zachodnim Kaukazie. Czasopismo Geograficzne, XXXVII, 4.
- Pulina M. 1968. Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii. Prace geograficzne. Nr. 70, Warszawa.
- Roglič J. 1965. The Depth of the Fissure circulation of Water and the Evolution of Subteranean Cavities in the Dinaric Karst. Problems of the Speleological Research. Academia, Prague,
- Rooques H. 1963. Sur la répartition du CO₂ dans les Karsts. Annales de Spéléologie, XVIII, 2, 141.



CARST DU MASSIF ARABICA

Résumé

Sur la pente méridionale de la grande chaîne de Caucase, dans les limites de la Géorgie les crêtes calcaires s'étendent de la région du lac Erzoan nord—ouest jusqu'à la rivière de Psou. Parmi les centaines de grands et de petits massifs de carst, le massif Arabica se trouve à l'extrémité nord—ouest et représente la partie la plus haute et, d'après son caractère des structures géo-
go-tectoniques et hydrogéologiques, la plus compliquée de cette région.

La superficie de ce massif est de 540 km², dont 329 km² sont occupés par les roches carbonats, c. t. d. 61% de toute cette surface. Les dépôts carbonats sur le massif sont représentés par les couches jurassiques et crétacés, situées sur les dépôts moyens jurassiques, bayosse et porfiritique.

La monographie est consacrée aux problèmes des conditions géologiques et hydrogéologiques de développement du carst du massif Arabica, basée sur les recherches de l'auteur au cours de 8-ans et sur les sources publiés.

Certains types du relief sont considérés du point de vue génétique, notamment: pétrogène, tectogène, érosif, accumulatif, glacial, maritime et de carst.

Le massif calcaire Arabica appartient au type des systèmes de carst littorales, versants, abaissés, aquifères; il est caractérisé par le haut contenu des eaux douces hydrocarbonats et calcaires. Le massif étudié, d'après ses particularités hydrogéologiques ressemble beaucoup au massif de carst Dynaride à la côte Adriatique, mais il est une formation plus compliquée, avec les bassins superposés locaux de carst.

La position du massif dans la zone des élévations intensives néotectoniques conditionne le déplacement des drains de carst à une profondeur importante et détermine le développement incomplet



des étages des formes profondes de carst situées dans la zone d'aration.

Dans le massif on n'observe pas un miroir unique des eaux souterrain ayants danst certains cas une liaison hydraulique. Le niveau des eaux de carst S'élève brusquement au cours de la periode douce et s'abaisse pendant les froids. Dans les limites du massif Arabica nous avons relevé 9 bassins souterrains indépendants des eaux de carst, qui sont ravitaillés de divers régions de la surface du massif. La répartition spatial des sources de carst coïncide avec les muldes des plis synclinaux. Les sources sortent dans les lieux des destructions érosives de ces plis, dans les points de jonction des roches de carst avec les lits hydrofuges ou encore plus haut, dans la direction d'abaissement des axes des plis. Les niveaux des eaux suspendus de carst sont les vestigens des anciens niveaux aquifères, qui existaient aux périodes des extinctions temporaires des mouvements tectoniques ascendants et correspondaient aux fondements d'érosion existant a ce temps.

Le carst est le type pruncipal du relief du massif Arabica et cela détermine le développement, presque de tous les autres facteurs de la formation du relief.

Dans la zone de haute montagne il empêche l'érosion, car les eaux atmosphériques sont absorbés par les formes de carst.

Les processus de carst out exercé leur influence aussi sur le plaçage de Vurme parce que le carst avait précédé le glaçage et les anciens glaciers s'étaient localisés dans les immences formes négatives du relief, créés par les processus de carst. On peut admettre, que certains formations de carst aux fonds des gorges érosif étaient labourer par les glaciers, tandis que les parties supérieures des entonnoirs et des puits étaient décomposés par l'énergie mécaniques des glaciers.

Le rôle particulier dans le processus contemporain de formation des carsts dans la partie des cretes jeunes la jone neige durcie restée dans les formes de carst, qui effectue la corrosion des mur et des fonds.

Le développement irregulier des processus de carst sur la surface et au fond des massifs est déterminé par la diversité structurale, par la différence dé l'intensivité de la formation des crevasses tectoniques dans les blocs de carst, par la différence de la

composition chimiques des couches carbonats, ainsi que, par le caractère des zonens d'absorption de l'écoulement de surface et de la quantité de celui-ci.

La formation intensive de carst de surface est remarqué dans les couches carbonats jurassiques (titon), tandis que la formation de fond, très rare, est remarquée dans les couches des calcaires cretaces (barem).

Le profondeur du développement des processus de carst sur le massif Arabica (différence entre les zones d'absorption de décharge) est de 2400—2500 m.

La dénudation chymique contemporaine de certains bassins de carst du massif correspond à la morphologie contemporaine du relief de carst et des formes de carst souterrains. Dans la partie de haute montagne l'intensivité de la dénudation chymique est de 2 fois plus grande, que dans la partie littorale de la Mer Noir, ce qui est conditionné, dans le premier cas, par la présence du carst dénudé et par l'intensivité des précipitations atmosphériques. Dans le carst du massif Arabica on a trouvé une grande quantité des dénudations chymiques.

La quantité de la dénudation générale de carst, compté d'après le procédé de J. Corbel varié dans les limites de 91—164 m³/km²/ an pour la zone littorale de la Mer Noir, tandis que pour la zone de haute montagne—202—310 m³/ km²/ an ce qui montre, que le massif Arabica ressemble beaucoup aux carsts européens des mêmes latitudes géographiques.

L'âge des formations de carst du massif Arabica se rapporte en général, au période quaternaire, pourtant, il y a des éléments des plus anciens générations, formées au pliocène et même au tard miocène.

Une quantité immense de l'eau donc descend dans la mer.

Le développement du region de Gagra et Gantiadi, ainsi que la construction du complexe des station climatiques de Gagra—Pizunda exige des volumes immenses de l'eau. Les eaux de carst de cette zone peuvent être utilisés pour l'alimentation en eau de la zone littorale tandis que les eaux de carst suspendus et les eaux des bassins de carst de Atchmardine, Sandripch et d'autres peuvent être employés pour l'alimentation en eau des pâturages en haut montagne de la station de sky, ainsi que pour des petits station

électriques, comme par exemple, la station hydroélectrique Djirkhya fonctionnant sur le torrent de cave dans le défilé de Bzibi.

Il est nécessaire de développer les recherches des carsts de la zone calcaire de la Géorgie occidentale pour définir les régularités de leur développement et de leur superficie. Ces recherches doivent être faites sur la large base géologotectonique, avec l'application des méthodes géophysiques, hydrogéologiques, hydrochimiques, géomorphologiques et d'autres méthodes de recherches. Une attention particulière doit être consacrée à l'étude de la dénudation hydrochimique (de carst).

Un large développement des recherches des carsts de la Géorgie occidentale est dicté par les besoins de l'économie nationale.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	5
Глава I. Краткий физико-географический очерк массива Арабика	8
Географическое положение	8
Орография и гидрография	9
Климат	10
Атмосферные осадки	14
Глава II. История геолого-гидрогеологического и карстологического изучения массива Арабика	16
Глава III. Геологическое строение массива Арабика	22
Стратиграфия	22
Тектоника	35
История геологического развития	45
Глава IV. Геоморфология массива Арабика	50
Литогенный рельеф	52
Тектогенный рельеф	54
Эрозионный рельеф	57
Террасы	61
Аккумулятивный рельеф	61
Гляциальный рельеф	63
Морской рельеф	68
История развития рельефа	70
Глава V. Районирование и типизация карста Большого Кавказа и место в нем массива Арабика	74
Глава VI. Гидрогеологические условия развития карста массива Арабика	86
Краткий обзор теорий о подземных карстовых водотоках	86
Карстовые бассейны альпийской складчатости	89
Карстовые бассейны массива Арабика	92
Гидрогеологическая зональность	103
Зона некарстовых вод	105
Зона карстовых вод	112
Минеральные воды массива Арабика	125
Глава VII. Области поглощения, подземного стока и разгрузки карстовых вод и связанные с ними карстовые явления	128
Карстовые формы области поглощения	129
Карстовые формы области подземного стока	148

Карстовые формы области разгрузки	166
Глава VIII. Субтерральные отложения	167
Остаточные отложения	171
Обвальные отложения	171
Водные механические осадки	172
Водные хемогенные отложения	173
Снежно-ледяные образования	179
Глава IX. Химическая денудация и современная активность карста массива Арабика	180
Глава X. Факторы развития карста и возраст	204
Тектонический фактор и карст	205
Химический состав пород, литология и карст	208
Почвенно-растительный покров и карст	214
О возрасте карста	218
Основные выводы	223
Литература	227
Резюме на французском языке	243



Кикнадзе Тамаз Захарьевич
КАРСТ МАССИВА АРАБИКА

Напечатано по постановлению Редакционно-Издательского Совета
Академии наук Грузинской ССР

*

Редактор К. В. Джавришвили
Редактор издательства О. А. Самсония
Техредактор Э. Б. Бокерия
Художник Г. А. Надирадзе
Корректор Н. Мамулашвили

Сдано в набор 12.10.1971; Подписано к печати 7.3.1972;
Формат бумаги 60×90¹/₁₆; Печатных л. 15.88; Уч.-Издат. л. 15.19;
УЭ 00960; Тираж 1200; Заказ 2417;
Цена 1 руб. 48 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19.

საქ. სსრ მეცნ. აკადემიის სტამბა, თბილისი, 380060, კუტუზოვის ქ., 19
Типография АН ГССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19.

