

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ
И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

«МЕЦНИЕРЕБА»

1977

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ჰიდროგეოლოგიისა და საინჟინრო გეოლოგიის სექტორი
СЕКТОР ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ



საქართველოს ჰიდროგეოლოგიისა
და სეისმური გეოლოგიის
პრობლემები

გამომცემლობა „მეცნიერება“

თბილისი

1977

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

2659

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕ»
ТБИЛИСИ
1977



П 78I

В сборнике рассмотрены основные вопросы гидрогеологии и инженерной геологии отдельных районов Грузии, имеющие важное теоретическое и народнохозяйственное значение.

Освещены проблемы формирования подземных вод и их применения в целях водоснабжения, содержание в них фтора, редких металлов и газов, вопросы контура месторождений минеральных вод. Ряд статей посвящен гидрогеохимическому районированию подземных вод Грузии, основным параметрам теплового поля и термальным водам, а также денудационной деятельности подземных вод карбонатных отложений.

Рассмотрены вопросы изучения и мер предотвращения развития оползневых процессов и просадочных явлений в основаниях различного рода сооружений, изучена роль процессов выветривания в образовании оползней, геологического развития шельфа Черного моря; доказана роль тектонических факторов и их инженерно-геологическое значение на трассе транскавказской железнодорожной магистрали.

Сборник рассчитан на специалистов гидрогеологов и инженеров-геологов.

П $\frac{20806}{M 607(03) - 77}$ 27-77

© Издательство
"Мецниереба"



Г.И.Буачидзе, Н.А.Годерцаишвили, М.П.Шаоршадзе

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ ТЕПЛОвого ПОЛЯ И ТЕРМАЛЬНЫЕ ВОДЫ ПРИБИЛИССКОГО РАЙОНА

В формировании теплового поля большую роль играют естественные факторы, основными из которых являются физико-географические, литолого-стратиграфические, тектонические и гидрогеологические.

Зона восточного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы (прибильсский район) расположена в бассейне среднего течения р.Куры и охватывает территорию от Лисского меридиана до Самгорской долины, и Мцхетской параллели с севера до Густавской - на юге. Правобережье Куры представлено низкоросло-холмистым, а левобережье - равнинно-холмистым рельефом.

Прибильсский район характеризуется переходным климатом от сухого к нормально-влажному с жарким летом.

Самыми древними отложениями, вскрытыми в районе сваяжинами, являются осадки верхнемелового возраста, которые представлены известняками, алевролитами и мергелями. Осадки палеоцена и нижнего эоцена образуют единую флишоидную терригенную толщу. Средний эоцен представлен в основном туфогенными образованиями, а верхний эоцен - чередованием глин и песчаников. Олигоцен слагается преимущественно глинистыми породами. Значительную часть Прибильсского района занимают отложения неогена, представленные разнообразными осадками. Четвертичные отложения в районе развиты в виде аллювиальных, делювиальных, пролювиальных и озерных образований.

В пределы исследованного района, являющегося крайне восточной частью Аджаро-Триалетской складчатой системы, своими восточными

окончаниями входят два крупных структурных элемента: Ормянни-Манглисский синклиниорий и Бедено-Телетский антиклинарий (по Д.Ю.Папавя). Наиболее крупной складкой в Ормянни-Манглисском синклинории является Ормянская синклираль; за ней к югу следуют Лисская антиклиналь и Сабурталинская синклираль. Крупные складки Бедено-Телетского антиклинария - Таборская и Телетская антиклинали и расположенная между ними симметричная и неглубокая Крцанисская синклираль - получают развитие на участке с.Коджори и прослеживаются на восток до ст.Вазиани. Все эти структуры воздымаются в районе с.Телети, а потом плавно погружаются на восток.

Согласно гидрогеологическому районированию территории Грузии (И.М.Буачидзе, 1970), исследуемый район входит в состав Тбилисской водонапорной системы трещинных и трещинно-карстовых вод.

Все основные геологические образования воздымаются и обнажаются в западной части, к востоку погружаются на значительные глубины. На западе, в области питания, выпадает большое количество атмосферных осадков. Зона питания располагается на высоте 2000-2500 м, а зона разгрузки - на 400-600 м. Все это создает благоприятные условия для формирования напорных водоносных горизонтов в отложениях палеогена.

Верхнеэоценовые отложения являются в основном водоупором, но имеются отдельные пласты, которые содержат в себе значительные ресурсы подземных вод.

Отложения среднего и нижнего эоцена и палеоцена составляют единый водоносный комплекс, к которому приурочены термальные воды Тбилисского месторождения. В этом комплексе можно выделить две подзоны: I - правобережье р.Куры, где встречаются в основном мало-минерализованные (до 1,0 г/л) воды пестрого химического состава;

П - левобережье р.Куры, где преобладают хлоридные натриевые воды минерализацией 2,5 - 5,0 г/л.

При решении различных вопросов геологии определяющее значение придается распределению температур.

Для характеристики теплового поля Земли, или его отдельных участков, необходимо знание геотермических параметров: распределение температуры в разрезе и плане, изменчивость геотермического градиента, теплопроводность горных пород и глубинный тепловой поток.

Из них важнейшим параметром является глубинный тепловой поток q , так как он отражает глубинные процессы, недоступные непосредственным наблюдениям. Величина q находится как произведение двух экспериментально определяемых параметров - геотермического градиента и теплопроводности λ горных пород.

$$q = - \lambda \text{ grad } T$$

Для определения температурного градиента необходимы замеры температур в скважинах. Точность измерения температуры, исходя из формулы ошибок, $0,01^{\circ}\text{C}$. Это достигается с помощью термисторного датчика и высокочувствительной измерительной аппаратуры. Нами были использованы термистор ММТ-4 и электрический мост МО-62.

Как известно, процесс бурения создает зону нарушения естественных температур пород. Поэтому важен вопрос о выстойке скважин перед температурными измерениями. Как показали теоретические расчеты и опыты, при определении теплового потока с точностью 5%, время выстойки скважин должно быть того же порядка, что и время циркуляции жидкости. В нашем случае оно в I - I,5 раза превышало время циркуляции бурового раствора.

Определены теплофизические параметры горных пород Притобилис-

ского района (207 образцов). Эти образцы сгруппированы по литологическим и стратиграфическим принципам. Обработка данных методами математической статистики дала следующие результаты:

Таблица 1

Наименование литологической группы	n_i	$\lambda \cdot 10^3$ кал/см.сек $^{\circ}\text{C}$
Известняки	17	5,31
Мергели	35	5,02
Глины	60	4,33
Песчаники	67	4,69
Вулканиды(туфы)	28	3,78

Таблица 2

Наименование группы по возрасту	n_i	$\lambda \cdot 10^3$ кал/см.сек $^{\circ}\text{C}$
Верхнемеловая	14	5,57
Палеоцен-н.эоценовая	122	4,88
Среднеэоценовая	41	3,98
Верхнеэоценовая	30	3,46

Расчитанные значения глубинных тепловых потоков приводятся в табл.3.

Таблица 3

Наименование скважины	Тепловой поток q мккал/см ² сек
Тбилиси, скв. I	$1,20 \pm 0,06$
"- скв. 9	$1,34 \pm 0,08$
"- скв. II	$1,22 \pm 0,05$
"- скв. I2	$1,31 \pm 0,07$
"- скв. I3	$1,22 \pm 0,06$
"- скв. 2I	$1,21 \pm 0,05$
"- скв. 22	$1,04 \pm 0,05$
Рустави, скв. I	$1,05 \pm 0,04$
Самгори, скв. 4	$1,12 \pm 0,06$

Поправки внесены только на температуру и давление, так как возмущающим влиянием других факторов (осадконакопление, влияние водных бассейнов и др.) можно пренебречь (на глубине 1000 м их влияние 1%).

На основе точных температурных замеров составлены карты: распределения температур на срезе - 100 м, на кровле среднего эопцена, на кровле верхнего мела и карта распределения геотермических градиентов.

Карта распределения температур на срезе - 1000 м показывает, что температура 45°C наблюдается в центральной части города между мостами им. Карла Маркса и им. Сталина. К юго-западу отсюда температура плавно повышается из-за повышения рельефа (перепад высот - 400-500 м). К востоку и югу температура также повышается, ее темп нарастания наибольший в восточном направлении. В районе скв. I (з-д "Металлист") температура достигает 70°C. Это объясняется закры-

тостью гидрогеологических структур, что подтверждается увеличением минерализации вод на одних и тех же стратиграфических уровнях.

Для исключения влияния пересеченного рельефа была составлена карта геотермических градиентов в интервале 100 - 1000 м. Изолинии довольно четко оконтуривают оси антиклиналей. Как известно, над сводами тектонических структур происходит увеличение температуры и градиентов. Для Притбилисского района получена обратная картина. Это объясняется ведущей ролью литологического фактора по сравнению с геоструктурным в верхней зоне мощностью 1 км.

Для геотермических градиентов характерно закономерное увеличение градиента с запада на восток. В районе скважин 2 и 19 градиент температуры составляет 20 - 21°C/км, на центральном участке его значения повышаются до 28 - 33°C/км и дальше на востоке в полосе скв. 5, 22, 23, он равен 38 - 40°C/км.

Так как геотермический градиент прямо пропорционален тепловому потоку, надо было ожидать увеличения теплового потока в восточном направлении. Т.к. тепловой поток отражает глубинные процессы, здесь мы получили закономерную картину распределения тепловых потоков. В пределах складчатых систем тепловые потоки имеют повышенные значения по сравнению с платформенными и глыбовыми участками земной коры. Для восточного погружения Грузинской глыбы $\bar{q} = 0,87 \pm 0,21$ / мккал/см²сек, для Притбилисского района $\bar{q} = 1,19 \pm 0,11$ / мккал/см²сек. Кроме того, в самом районе, который занимает промежуточное положение, замечается тенденция уменьшения тепловых потоков к глыбе.

От скважины 2 до скв. 11 обнажаются породы среднего эоцена и отсюда эти выходы тянутся полосой на запад. В северном, восточном и южном направлении они быстро погружаются и на небольшом рассто-

янии глубина залегания кровли среднего эоцена достигает 2500 м. Температура плавно повышается от 20°C вокруг выходов среднего эоцена до 100°C на периферии. На температурные условия влияют и глубина и мощность слабтеплопроводящих отложений верхнего эоцена.

С практической точки зрения это обстоятельство интересно тем, что в полосе распространения изотермы 100°C можно ожидать получения высокотермальных вод (естественно, при допущении о сохранении коллекторских свойств на глубинах до 3000 м).

Породы верхнего мела до последнего времени считались сильно-водоносными. Последние данные поколебали это мнение и в любом случае не должна вызывать сомнения сильная гидрогеологическая закрытость этих пород. Кроме того, как предполагается, в этих отложениях должны быть распространены газовые и, возможно, нефтяные залежи. Поэтому прогноз температур для этих отложений имеет большое практическое значение.

Кровля верхнего мела вскрыта единичными скважинами, а достоверных термограмм очень мало, поэтому карта составлена по данным термограмм, замеренных в породах палеогена с дальнейшей экстраполяцией их с учетом теплопроводности и значений тепловых потоков, поэтому карта является прогнозной и должна показывать лишь тенденцию картины распределения температур по кровле верхнего мела. Основным фактором, определяющим распределение температур, является глубина залегания. Это и естественно, так как эти породы залегают на глубинах порядка 3-6 км и в разрезе такой мощности различие литологических разностей нивелируется, что вытекает из формулы:

$$\lambda_{ср} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i}$$

На западе, где поверхность верхнего мела воздымается до - 1000 м, температура понижается до 40°C, в пределах г.Тбилиси составляет 80 - 140°C, а на востоке (меридиан Густави) и севере (Ормони), где глубина залегания верхнего мела увеличивается до 6 км, температура повышается до 220°C.

Как известно, Тбилисское месторождение термальных вод входит в состав Тбилисской водонапорной системы трещинных и трещинно-карстовых вод. Эти воды по газовому составу разделяются на две группы: азотные и метановые (по ведущему газовому компоненту). По своему химическому составу Тбилисские термы можно разделить на два типа (по классификации Иванова В.В.): Тбилиси I и Тбилиси II.

Азотные термы минерализацией от 0,28 до 0,75 г/л входят в тип Тбилиси I, а метановые термы минерализацией больше 2 г/л входят в тип Тбилиси II (химический состав вод приводится в табл.4).

До последнего времени тбилисские термы использовались исключительно в бальнеологических и гигиенических целях. В настоящее время созданное Грузинское управление по использованию глубинного тепла Земли Мин.Газ.пром.СССР проводит большие работы по тепло-снабжению города термальными водами. В Сабуртало два квартала, а также новая республиканская больница обеспечены термальными водами. Заложена и находится в процессе бурения специальная скважина в Дигоми. Кроме того, геотермические параметры должны использоваться при планировании буровых работ на нефть, которые в последнее время интенсивно развиваются в Притбилисском районе.

Таблица 4

Наименование источников и скважин	Геологический возраст вмещающих пород	Температура воды, °С	Дебит воды, л/сек	Микрокомпоненты		Формула химического состава
				SiO ₂	H ₂ S	
Азотные термы, тип Тбилиси I						
Тбилиси, ист. " "	P ₂ ²	34	0,01			M _{0,6} SO ₄ ⁵⁵ HCO ₃ ²³ Cl ²² Na ¹⁵⁵ Ca ³⁸
"- ист. "А"	"	45	0,8			M _{0,34} HCO ₃ ⁴⁰ Cl ³⁹ Na ⁸⁶
"- скв. I негл.	"	31	1,56	32		M _{0,49} SO ₄ ⁶⁸ Cl ²¹ HCO ₃ ¹⁷
"- скв. 2 "	"	41,4	2,0	21		M _{0,57} Na ⁷⁵ Ca ²⁸ HCO ₃ ⁵⁵ Cl ⁴³
"- скв. 6 "	"	21,4	11,0	22		M _{0,47} Na ⁸⁶ HCO ₃ ⁶⁴ Cl ³²
"- скв. 7 "	"	41	6,6	28		M _{0,67} SO ₄ ⁶⁷ HCO ₃ ²⁸ Ca ⁶⁹ Na ²⁸
"- скв. 8 "	"	45	5,8	34		M _{0,29} HCO ₃ ⁵⁸ Cl ⁴⁰ Na ²³
"- скв. I гл.	P ₂ ^{I+2}	46,6	10	31	10	M _{0,28} HCO ₃ ⁴² Cl ²⁷ Na ²⁶
"- скв. 3 гл.	P ₂ ²	38	1,4	30	16,8	M _{0,7} SO ₄ ⁴⁴ Cl ³³ HCO ₃ ²¹ Na ⁵⁹ Ca ³⁴
"- скв. 8 гл.	"	50,5	6,8	41	31,4	M _{0,4} SO ₄ ⁴⁰ HCO ₃ ³⁷ Cl ²¹ Na ⁶⁸ Ca ²⁰
Метановые термы, тип Тбилиси II						
Тбилиси, скв. 2 гл.	P ₂ ^{I+2}	29,5	4,1	30		M _{2,1} Cl ⁹⁷ Na ⁵⁹ Ca ³⁷
"- скв. 5 "	"	43,0	5,0	36		M _{4,2} Cl ⁹⁸ Na ⁶² Ca ³⁸
"- скв. 7 "	"	39	8,1	32	3,1	M _{2,9} Cl ⁹⁸ Na ⁶⁴ Ca ³⁵

Л и т е р а т у р а

1. И.М.Буачидзе. Гидрогеология СССР, т.Х, изд-во "Недра", 1970.
2. И.М.Буачидзе, Г.И.Буачидзе, Н.А.Годердзишвили, Б.С.Мхеидзе, М.П.Шаоршадзе. Отчет по теме "Тепловое поле Грузии". Гос.рег. № 69031291, 1971.

Г.И.Буачидзе, Б.С.Мхеидзе

К ГЕОХИМИИ ПРИРОДНЫХ ГАЗОВ АДЖАРО-ТРИАЛЕТСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ

Аджаро-Триалетская складчатая зона, зажатая между Грузинской и Артвино-Болнисской глыбами, протягивается в широтном направлении от Черного моря на западе до ущелья р.Иори на востоке. Мезозойский чехол зоны в основном сложен вулканогенно-осадочными, терригенными, карбонатными и эффузивными образованиями мела, палеогена и неогена. Антиклинорное сооружение Аджаро-Триалетии разделяется на три сегмента (Ш.А.Адемия, И.П.Гамкрелидзе и др., 1972). Центральный сегмент характеризуется наличием срединного блокового поднятия, что является отражением структуры фундамента (И.П.Гамкрелидзе, 1970). По обе стороны поднятия развиты протяженные складки с довольно острыми замками. Пликативная тектоника сильно осложняется взбросами и надвигами. В восточном и особенно западном сегментах происходит значительное утолщение чехла и общее упрощение складчатых структур.

Особенности геологического строения Аджаро-Триалетской складчатой зоны наложили отпечаток на закономерности распространения и формирования природных газов в ее недрах. В районе выделяются три группы газовых ассоциаций, в которых ведущими компонентами являются: углекислый газ, метан и азот.

Зона углекислых газов охватывает центральную часть Аджаро-триалетии. Наиболее мощный очаг углекислых проявлений наблюдается в Боржомском районе, где газовый фактор достигает до I4 (Цагвери). Далее на восток и юг его количество уменьшается, но все же остается

ся значительным. Наименьшей интенсивностью обладает группа Аджарских источников. Зона горячих газов охватывает крайне восточную и западную погруженные части Аджаро-Триалетии. Наряду с металлом, они содержат и тяжелые углеводороды. Следует отметить, что горячие газы в этих районах генетически связаны с залежами нефти. Азотные газовые ассоциации встречаются почти повсеместно. Наиболее яркие их представители связаны с низкоминерализованными термальными водами.

Содержание редких (инертных) газов в газопроявлениях Аджаро-Триалетии в общем невелико. Лишь в двух источниках - Бугаура и Саггери - количество гелия доходит до 0,3%, но общий дебит газов здесь невелик. По генетическому коэффициенту (табл. I) четко выделяется атмосферное происхождение азотных ассоциаций и органогенное - горячих газов. По возрастному коэффициенту исследованные газы делятся на самые молодые - азотные и самые старшие - углеводородные; углекислые газы занимают промежуточное положение.

Таблица I

№ по каталогу	Газопроявление	Содерж. в % по об.			a	He/Ar
		He	Ar	N ₂		
844	Боржоми, скв. 4I-a	0,0087	0,0460	2,9	1,3	0,19
854	Вашловани, скв. 25	0,0465	0,1782	15,1	1,0	0,26
867	Ахалдаба, скв. I6	0,0228	0,9980	100	0,9	0,02
790	Абастумани, Богатырь	0,0727	1,1793	100	1,0	0,06
576	Сурами, скв. I5	0,0273	0,0498	7,5	0,6	0,55

Использование изотопного состава кислорода в качестве критерия термальных и минеральных вод различного генезиса имеет на се-

годняшний день широкое распространение. Нами были проанализированы 57 образцов, отобранных из месторождений Зваре, Тбилиси и Боржом.

Таблица 2

Район исследования	$\delta^{18}O$	S	N
Зварское месторождение	-1,07	0,058	12
Боржомское —"	-1,19	0,048	30
Тбилисское —"	-0,99	0,040	15

Для сопоставления приведем значения $\delta^{18}O$, полученные в нашей лаборатории; для вод: Черного моря - 0,15 и р.Куры -1,22, а также для пресных грунтовых вод Боржомского района -1,10. Данные изотопного состава кислорода вод указывают на полностью инфильтрационное происхождение вод месторождений Зваре и Боржом; в водах же Тбилисского месторождения присутствует небольшая седиментационная составляющая.

Генезис углекислоты, главной газовой составляющей минеральных вод молодых горно-складчатых областей, всегда привлекал внимание исследователей. Общеизвестным считается ее связь с процессами вулканизма и метаморфизма. Однако количественный вклад этих процессов оценивается по-разному и в очень грубом приближении.

Сравнение величин, полученных на исследованной территории, с данными из других регионов показывает, что в Адажро-Триалетии изотопный состав углерода сравнительно утяжелен ($\delta^{13}C_{\text{ср.}} = -0,2\%$). Это положение должно указывать на значительную роль процессов преобразования карбонатного материала при формировании CO_2 .



Таблица 3

№ по каталогу	Газопроявление	С13%
770	Кокотаури	-0,05
776	Хихадзири	-0,14
733	Набеглави, скв.	-0,38
739 ^а	Саирме, скв. I2	-0,20
739 ^б	Саирме, скв. I6	-0,24
798	Ахалцихе, скв. I	+0,09
795	Татаниси	+0,10
871 ^а	Зваре, скв. 4-п	+0,06
833	Цагвери, скв. 5	-0,25
837 ^а	Боржоми, скв. I	-0,45
852	Боржоми, скв. 4 ^а	-0,45
844	Боржоми, скв. 4I ^а	-0,33
852 ^а	Боржоми, скв. 54	-0,31
838	Боржоми, скв. 59	-0,39
854	Вацловани, скв. 25	-0,68
856	Квибиси, скв. 37	-0,69
857	Квибиси, скв. 38	-0,64
858	Квибиси, скв. 47	-0,66
720 ^а	Дихашко, скв. 46	-0,22

Самым легким оказался изотопный состав углекислоты Боржомского месторождения, при этом отклонения от среднего лежат в пределах ошибки метода или незначительно превосходят ее. Наиболее тяжелый состав углерода обнаружен в водах Ахалцихского района и Зваре.

Применяя аналитическую формулу (Г.И.Буачидзе, 1975), находим, что отношение мантийной доли к метаморфической в целом для Адажаро-Триалетской складчатой зоны равно 1:2, для Боржомского месторождения 1:1, для Ахалцихского района 1:12. Отсюда можно заключить, что газы Боржомского месторождения являются наиболее глубинными в этом регионе.

Рассмотрение данных по изотопному составу углерода метана (табл.4) позволяет сделать некоторые предположения генетического характера.

Таблица 4

№ по каталогу	Газопроявление	$\delta C^{13}\%$	Компоненты горючих газов	
			CH ₄	Σ ТУ
524 ^а	Сартичала, скв. 4	-3,61	90,9	9,0
524 ^б	Сартичала, скв. 7	-2,93	72,5	24,1
554	Тбилиси, скв. II	-4,39	98,1	-
555	Тбилиси, скв. I3	-4,55	97,9	-
561	Лиси, скв. I	-4,14	67,5	-
856	Квибиси, скв. 37	-5,00	41,6	-
707 ^а	Шромисубани, скв. 48	-3,96	83,6	14,2

По геохимическим параметрам углеводородные газопроявления Притбилисского района относятся к нефтегазоносной провинции восточного окончания Грузинской глыбы. Характерным для нефтяных месторождений Южной Кахетии является значение $\delta C^{13} = -4,0\%$ и наличие большого количества предельных тяжелых углеводородов (Г.И.Буачидзе, Б.С.Мхеидзе, 1973). В то же время "чисто" метановые газопро-

явления Восточной Грузии имеют более легкий изотопный состав. Газ Сартичальских скважин обнаруживает сходство с газами, связанными с нефтью. Это предположение, сделанное в 1973 г., было подтверждено в дальнейшем, когда в августе 1974 г. в скв. № 7 Сартичала был получен первый приток нефти. Судя по данным скв. 48 Шромисубани, газопроявления Гурийской депрессии обнаруживают сходство с нефтегазоносной провинцией Западной Грузии.

Глубокие скважины Тбилиси II и I3 характеризуются отсутствием гомологов метана и изотопным составом углерода $\delta C_{\text{ср}}^{13} = -4,47\%$. Эти данные указывают на катагенетический путь образования метана на значительных глубинах при соответствующих им повышенных температурах. На структуре теплового поля (Г.И.Буачидзе, 1974) здесь на границе меловых и палеогеновых отложений развиты температуры порядка 100–150°C, при которых процессы катагенетического превращения органических веществ протекают весьма интенсивно. К этой же группе относится углеводородная часть газов Лисской скв. I.

Самый легкий состав углерода имеет метан углекислых минеральных вод Боржоми. Его значение указывает на возможность образования метана на средних глубинах в результате метаморфизма органического вещества, рассеянного во вмещающих породах.

Особенности генезиса газовых ассоциаций обуславливают горизонтальную и вертикальную зональность.

Учитывая связь CO_2 с процессами метаморфизма и вулканизма, приуроченность зоны углекислых газов к центральной части Аджаро-Триалетии становится понятной, особенно если иметь в виду наличие здесь приподнятого блока фундамента. Зона горючих газов охватывает наиболее погруженные части Аджаро-Триалетии – Гурийскую депрессию и Притбилисский район, характеризующиеся относительно за-

крытыми гидрогеологическими условиями. Азотные газы атмосферного происхождения связаны с водами активной циркуляции, которые в зависимости от глубины проникновения тектонической трещиноватости, образуют гамму низкоминерализованных вод с различной температурой.

Самыми глубинными являются углекислые газы, вертикальная миграция которых происходит по тектоническим каналам глубокого заложения. Горючие газы значительного возраста занимают низкий этаж осадочных отложений, а верхний этаж занимает атмосферные азотные газы современного возраста.

Л и т е р а т у р а

1. Ш.А.Алания, И.П.Гамкрелидзе и др. Место Аджаро-Триалетии в Альпийском складчатом поясе. В сб. "Проблемы геологии Аджаро-Триалетии". Тбилиси, 1974.
2. Г.И.Буачидзе. Первые измерения изотопного состава углерода метановых газопоявлений Грузии. Сообщения АН ИССР, 76, № 3, 1974.
3. Г.И.Буачидзе. К вопросу о генезисе углекислого газа. В сб.: "Закономерности формирования и распространения минеральных вод СССР", Изд-во "Наука", М., 1975.
4. Г.И.Буачидзе, Б.С.Мхеидзе. Геохимия природных газов Грузии. Фонды ГПИ и Сектора ГГ и ИГ, Тбилиси, 1973.
5. И.П.Гамкрелидзе. К механизму складчатости Триалетского хребта. Сообщения АН ИССР, 60, № 1, 1970.

Г.Т.Чхаидзе, М.В.Мзарелишвили

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ИНТЕНСИВНОГО ВОДООБМЕНА
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ГРУЗИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ
ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДЛЯ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

Исследованная область занимает обширную межгорную депрессию, ограниченную с севера предгорьями Аджаро-Триалетской складчатой системы, и значительную территорию Южной Кахетии, охватывающую среднее и нижнее течение р.Алазани.

Район исследования характеризуется умеренно-влажным засушливым и континентальным климатом с небольшим количеством атмосферных осадков (200-750 мм/год).

В геотектоническом отношении район расположен в восточных частях Болнисской зоны Артевинско-Болнисской (Сомхитской) глыбы и восточной (молассовой) зоны погружения Грузинской глыбы [3].

В геологическом строении района принимают участие мезокайнозойские отложения, которые преимущественно образуют пологие покровные складки. Западная и юго-западная части территории осложнены отдельными разрывами взбросо-надвигового характера со значительными амплитудами и смещением блоков с севера на юг.

По гидрогеологическому районированию [1] территории Грузии район исследования охватывает два артезианских бассейна: поровых и трещинных вод - Марнеули-Гардабанский и Иори-Ширакский.

Ввиду сравнительно малого количества атмосферных осадков и слабых коллекторских свойств большинства пород, распространенных в западной и юго-восточной частях территории, они характеризуются слабой обводненностью.

В западной части района отложения эоцена, олигоцена и миоцена практически безводны.

В Марнеули-Гардабанском артезианском бассейне лагунно-континентальные отложения верхнего миоцена-плиоцена (чередование рыхлых конгломератов и плотных глин) содержат восемь горизонтов напорных вод. Эти воды приурочены к конгломератам. В пределах Марнеульской равнины эти водоносные горизонты являются субартезианскими, а на Гардабанской равнине они носят артезианский характер. Вышеотмеченные горизонты содержат пресные и слабосоленоватые воды. По химизму воды преимущественно гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевого. Общая минерализация, в основном, варьирует в пределах 0,33-0,99 г/л; реже достигает 4,78 г/л.

Эти воды пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Долеритовые покровы (нижняя часть миоплиоцена) в районе г. Марнеули и в долине р. Дебеда на глубине 300-400 м содержат напорные пресные воды. Общая минерализация этих вод варьирует в пределах 0,35 - 0,99 г/л. Воды этого горизонта сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниевого, сульфатные кальциево-натриево-магниевого, реже гидрокарбонатные натриево-магниевого.

К аллювиальным отложениям, слагающим поймы и пойменные террасы рр. Храми, Машавера, Алгети, Дебед и Куры, приурочен мощный грунтовый поток пресных вод. Этот поток питается за счет инфильтрации речного стока, атмосферных осадков и вод верхних горизонтов миоплиоцена. Водообильность аллювиальных отложений средняя и высокая. Приуроченные к этим отложениям подземные воды гидрокарбонатные кальциевого и гидрокарбонатно-сульфатные натриево-кальциевого. Общая минерализация не превышает 1,0 г/л.

Общие естественные ресурсы вод района, рассчитанные по гидрографу, а также гидродинамическим методом, составляют $17 \text{ м}^3/\text{сек} / 2/$, большая часть которых приходится на грунтовые воды.

В Иори-Ширакском артезианском бассейне выделяются следующие водоносные комплексы и горизонты: четвертичных аллювиально-пролювиальных и делювиальных образований, конгломератовых и песчано-галечных отложений верхнего отдела мирзаанской свиты, красноколдской свиты, акчагыльского и апшеронского ярусов, песчано-глинистых отложений миоцена и нижнего отдела мирзаанской свиты и брекчиевидных известняков верхней юры.

Водоносный комплекс четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений характеризуется высокой водообильностью (галечники пойм и первых надпойменных террас). Воды эти пресные, в основном, гидрокарбонатные кальциевые, с общей минерализацией $0,5-0,6 \text{ г/л}$.

Галечники верхних террас, в основном, слабо водообильные и содержат разноминерализованные (от $0,5$ до $1,9 \text{ г/л}$) воды, в основном, сульфатно-гидрокарбонатного натриево-кальциевого или гидрокарбонатно-сульфатного кальциево-натриевого состава.

Песчано-галечные и конгломератовые отложения верхнего отдела мирзаанской и красно-колдской свит, акчагыльского и апшеронского ярусов характеризуются слабой водообильностью. Пески, галечники и конгломераты (верхний отдел мирзаанской свиты) содержат напорные подземные воды с незначительным дебитом источников и скважин ($0,1 - 0,3 \text{ л/сек}$).

Воды источников имеют повышенную минерализацию (до $2,9 \text{ г/л}$) и сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав. Напорные воды этих отложений высокоминерализованные хлоридные натриевые.

Водоносный горизонт песчано-глинистых отложений миоцена и

нижнего отдела мирзаанской свиты (типсоносные глины, глинистые сланцы и песчаники) характеризуются слабой водообильностью.

Подземные воды интенсивного водообмена характеризуются повышенной минерализацией (до 1,9 г/л; реже до 4,5 г/л) и сульфатным и сульфатно-гидрокарбонатным натриевым составом. В зоне замедленного водообмена эти воды становятся более высокоминерализованными и имеют хлоридный натриевый состав.

Водоносный горизонт брекчиевидных известняков верхней юры характеризуется средней и высокой водообильностью.

Воды, приуроченные к этому водоносному горизонту, пресные, с общей минерализацией 0,4 – 0,6 г/л. По химическому составу эти воды, в основном, гидрокарбонатные кальциево-натриевые и кальциево-магниевые.

Естественные ресурсы подземных вод этого бассейна не превышают $5 \text{ м}^3/\text{сек}$ [2].

Из вышеизложенного видно, что в Марнеули-Гардабанском артезианском бассейне подземные воды интенсивного водообмена, ввиду ее спорадической обводненности, для целей водоснабжения имеют местное значение. Напорные подземные воды верхнего миоцена-плиоцена могут обеспечить только мелких потребителей. Надежным источником водоснабжения крупных потребителей являются грунтовые воды подруслых потоков пойменных отложений.

Как отмечали выше, естественные ресурсы подземных вод Иори-Шаорского артезианского бассейна не превышают $5 \text{ м}^3/\text{сек}$ [2], причем наибольшая их часть находится в пойме р.Иори и незначительная – на остальной обширной территории района. В общем здесь наблюдается острый недостаток питьевой и хозяйственной воды.

Возможность использования подземных вод для питьевых целей, наряду с их физико-химическими свойствами, с условиями их залега-

ния и ресурсами, оцениваются также содержанием в них биологически активных элементов, в частности фтора. Поэтому особый интерес представляет установление содержания фтора в подземных водах, применяемых для хозяйственных целей исследуемого района.

Фтор широко распространен в земной коре. В литосфере, в почве, по распространенности он занимает 16-е место. Фтор содержится в породах, в почвах, в речных, озерных, подземных, морских и океанических водах.

Фтор относится к числу элементов, биологически активно участвующих в жизненных процессах.

Основным источником поступления фтора в организм являются питьевые воды. В результате многочисленных исследований установлено, что содержание фтора в питьевых водах не должно превышать 1,5 мг/л (ГОСТ-2874-54).

Употребление воды с содержанием фтора менее 0,5 мг/л вызывает кариес зубов. Концентрация фтора в 1,5-2,0 мг/л вызывает флюороз зубов.

Исходя из актуальности данного вопроса, мы поставили перед собой задачу изучить содержание фтора в подземных водах исследуемого района.

Нами были опробованы 191 источник на содержание фтора. Анализ вод опробованных источников показал, что из 191 пробы только в 29 пробах оказался фтор в количестве от 0,5 до 1,2 мг/л, в остальных же его содержание варьирует в пределах 0,16 - 0,48 мг/л (Табл. I).

Из вышеизложенного видно, что по содержанию фтора из 191 источника только 29 удовлетворяют потребностям к хозяйственным водам, остальные же непригодны для питья. Длительное применение таких вод

должно вызвать кариес зубов.

Применение таких источников для питья возможно только после доведения содержания фтора до оптимальной нормы. Так как искусственное фторирование весьма дорогостоящий процесс, можно довести до оптимальной концентрации фтор в воде более дешевым способом — смешиванием вод с различными содержаниями фтора, безусловно, там, где это возможно.

Чем же вызвано столь малое количество фтора в подземных водах района?

Анализ условий формирования фтора в подземных водах показывает [3, 5, 6, 7, 8], что главной причиной обогащения их фтором является выщелачивание водовмещающих пород.

Атмосферные осадки на первых этапах формирования подземных вод интенсивно выщелачивают фтор из пород, но по пути движения в осадках эти воды обогащаются и основными ионами (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca , Mg , Na), которые по-разному действуют на растворение и на миграцию фтора.

В исследованном районе распространены подземные воды, в составе которых наряду с другими компонентами участвуют и MgSO_4 , Na_2SO_4 и NaCl , которые не благоприятствуют выщелачиванию фтора. Исключение составляет NaCl , который до минерализации вод в 2,5 г/л, увеличивает растворимость фтора, после чего его растворимость резко падает. Поскольку этот компонент в водах исследуемого района присутствует относительно мало, роль его в растворении фторсодержащих минералов невелика.

Вот причины столь низкого содержания фтора в подземных водах интенсивного водообмена изучаемой территории.

Исходя из вышесказанного, и учитывая физико-химические свой-

ства подземных вод региона, наиболее перспективными участками для получения пригодной для питья воды являются: северная часть Марнеули-Гаргабанского артезианского бассейна, Сагареджойский и Сигнахский районы Иори-Ширакского артезианского бассейна. В этих районах содержание фтора, удовлетворяющее потребность к хозяйственным водам, содержится, в основном, в подземных водах, приуроченных к отложениям мио-плиоцена, олигоцена и четвертичным образованиям. С количественной стороны, самыми надежными источниками водоснабжения являются подземные воды четвертичных аллювиальных отложений.

Таблица I

Содержание фтора в подземных водах

Местоположение водопункта	Геологические условия выхода подземных вод	Дебит воды л/сек	Содержание фтора в мг/л	Химический состав подземных вод
1	2	3	4	5
Квие с. Котоши Тетри-Цкарройского района на 1,5 км, родник	Сланцеватые глины и песчаники, верх. олигоцен-н. миоцен	0,003	0,6	M _{3,14} $\frac{SO_4 65 \text{ Cl } 25}{K+Na/58 \text{ Ca } 23}$
С. Верх. Кошаклиса (Марнеульский р-н) фильтр р. Хреми	Аллювиальные отложения; современные	0,6	0,6	M _{0,49} $\frac{HCO_3 54 \text{ SO}_4 38}{Ca 34 \text{ Mg } 33 \text{ K+Na/32}}$
С. Садахло (Марнеульский р-н); родник	Лорифристовая свита байоса	0,03	0,6	M _{0,67} $\frac{HCO_3 80 \text{ SO}_4 17}{Ca 54 \text{ K+Na/25 Mg } 21}$
Севернее с. Телети (Тетри-Цкарройский р-н); родник	Глины и песчаники; верх. эоцен	1,5	0,5	M _{0,44} $\frac{HCO_3 65 \text{ SO}_4 29}{Ca 68 \text{ K+Na/21}}$
С. Мухран-Телети (Тетри-Цкарройский р-н); родник	Глины и песчаники; верх. эоцен	3	0,5	M _{0,51} $\frac{HCO_3 66 \text{ SO}_4 30}{Ca 62 \text{ K+Na/29}}$

1	2	3	4	5
Южнее с. Верхн. Телети (Тетрицарофский р-н), родник	Глины и песчаники; в. эоцен	0,6	0,6	$M_{0,6} \frac{HCO_3 60 SO_4 34}{Ca 69 / Na+K 128}$
Севернее сел. Кумиси (Тетрицарофский р-н), родник	Глины и песчаники; верх. эоцен	0,03	0,6	$M_{0,91} \frac{SO_4 52 HCO_3 45}{Ca 53 / Na+K 134}$
Северо-западнее с. Мелазни (Гурджаанский р-н) на 2,5 км; окв.	в. палеоцен	-	0,56	$M_{0,82} \frac{HCO_3 58 SO_4 24}{/ Na+K 166 Ca 26}$
С. Сакобао (Сигнахский р-н); окважина	эоцен	0,9	0,5	$M_{0,57} \frac{HCO_3 71 SO_4 18}{/ Na+K 164 Ca 22}$
Северо-восточнее с. Н. Магаро (Сигнахский р-н) на 300 м; родник	Глины верх. майкоп	-	0,88	$M_{0,6} \frac{HCO_3 70 SO_4 24}{/ Na+K 153 Ca 25 Mg 22}$
Севернее с. Ульяновка (Сигнахский р-н); родник	Доломитальные отложения; четвертичные	0,2	0,7	$M_{0,8} \frac{HCO_3 51 SO_4 38}{Ca 41 Mg 39 / Na+K 120}$
Северо-восточнее с. Ульяновка (Сигнахский р-н) на 200 м; родник	Доломитальные отложения; четвертичные	0,2	0,7	$M_{0,7} \frac{HCO_3 57 SO_4 30}{/ Na+K 157 Ca 28 Mg 15}$
Севернее с. Ниж. Бодбе (Сигнахский р-н) на 300 м; родник	Глины, в. майкоп	0,2	0,6	$M_{0,5} \frac{HCO_3 77 SO_4 15}{/ Na+K 141 Ca 36 Mg 23}$
Севернее с. Верх. Бодбе (Сигнахский р-н) на 1,4 км; родник	Глины; в. майкоп	-	1,2	$M_{0,58} \frac{HCO_3 85 SO_4 11}{Ca 74 Mg 25}$
Северо-западнее с. Мелазни (Гурджаанский р-н) на 500 м; родник	Глины; в. палеоцен	0,07	1,0	$M_{0,77} \frac{HCO_3 89 SO_4 8}{Ca 51 / Na+K 132}$
Севернее с. Мелазни (Гурджаанский р-н) на 400 м; родник	Глины; в. палеоцен	0,15	1,2	$M_{0,82} \frac{HCO_3 83 SO_4 14}{Ca 43 / Na+K 138}$

1	2	3	4	5
С.Нукрианис Калоев (Сигнахский р-н); колодец	Аллювиальные отложения; четвертичные	-	1,0	$M_{0,74} \frac{HCO_3 71 SO_4 18}{Na+K/47 Ca 35}$
Западнее Сигнахи; родник	Глины; верх. майкоп	-	0,6	$M_{0,62} \frac{HCO_3 69 Ce 21}{Ca 65 Mg 21}$
В центре с.Кодало (Сагареджойский р-н); родник	"-"	0,15	0,6	$M_{0,8} \frac{HCO_3 63 SO_4 18 Ce 18}{Ca 71 Mg 23}$
Севернее с.Наниани (Сагареджойский р-н); родник	Глины; верх. плиоцен	-	0,65	$M_{0,47} \frac{HCO_3 84 SO_4 9}{Ca 63 Na+K/16}$
В центре с.Нижн. Кандаур (Сагареджойский р-н); родник	Песчаники; ср. сармат	0,4	0,62	$M_{0,85} \frac{HCO_3 70 SO_4 19}{Ca 68 Mg 22}$
Западнее с.Качрети (Сагареджойский р-н) на 1,5 км; родник	Глины; верх. майкоп	-	0,6	$M_{0,66} \frac{HCO_3 80 SO_4 13}{Ca 56 Na+K/24 Mg 20}$
В южной части с. Цхаростани (Сагареджойский р-н); родник	Аллювиальные отложения; четвертичные	1,5	0,6	$M_{0,5} \frac{HCO_3 78 Ce 16}{Ca 63 Mg 29}$
Западнее с.Нижн. Бодбе (Сигнахский р-н); родник	Глины; верх. майкоп	0,2	0,8	$M_{0,6} \frac{HCO_3 66 SO_4 28}{Ca 41 Na+K/36 Mg 23}$
Восточнее с.Вашловани (Тетрицкарский р-н); родник	Туфо-песчаники; ср. эоцен	0,3	0,2	$M_{0,3I} \frac{HCO_3 78 SO_4 20}{Ca 59 Na+K/29}$
Севернее с.Эрети (Тетрицкарский р-н); родник	Песчаники и глины; верх. эоцен	0,5	0,2	$M_{0,3I} \frac{HCO_3 79 SO_4 17}{Ca 50 Na+K/40}$
Западнее с.Тамариси (Болнисский р-н) у слияния рр. Машавра и Храми; фильтраты	Аллювиальные отложения; четвертичные	280,0	0,12	$M_{0,5I} \frac{HCO_3 64 SO_4 29}{Ca 47 Na+K/41}$

1	2	3	4	5
С. Сеид-Ходжало, (Марнеульский р-н); колодец	Проловиально-делювиальные отложения; четвертичные	-	0,4	$M_{0,93}$ $\frac{SO_4 52 HCO_3 23}{Ca 70 / NaK / 19}$
Южнее с. Сеид-Ходжало (Марнеульский р-н); скважина	"-	0,2	0,4	$M_{0,83}$ $\frac{SO_4 50 HCO_3 26 Cl 24}{Ca 77 Mg 22}$
С. Кама-Ходжали (Марнеульский р-н); колодец	Аллювиальные отложения; четвертичные	-	0,4	$M_{0,88}$ $\frac{SO_4 50 HCO_3 26 Cl 24}{Ca 68 Mg 22}$
С. Мосла-Отлы (Марнеульский р-н); родник	"-	0,1	0,3	$M_{0,6}$ $\frac{HCO_3 77 SO_4 18}{Ca 48 / NaK / 30}$
С. Кирач-Муганло (Болинский р-н) родник	"	1,2	0,4	$M_{2,75}$ $\frac{SO_4 71 Cl 16}{NaK / 43 Ca 42}$
Южнее с. Б. Муганло (Марнеульский р-н) у слияния рр. Храми и Дебеда; фильтр	"	1300-1400	0,4	$M_{0,65}$ $\frac{SO_4 42 HCO_3 38 Cl 20}{Ca 74 Mg 21}$
С. Талети (Тетрикарский р-н); родник	Гипсоносные сланцевые глины и песчаники; верх. эоцен	3,6	0,48	$M_{0,86}$ $\frac{SO_4 54 HCO_3 41}{Ca 67 / NaK / 18}$
С. Сабирекенд (Марнеульский р-н); фильтраты р. Алгети	Аллювиальные отложения; Четвертичные	6,8	0,27	$M_{1,42}$ $\frac{SO_4 64 HCO_3 30}{Ca 43 / NaK / 31}$

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М. Гидрогеологическое районирование. Гидрогеология СССР, т.Х, Грузинская ССР, Изд-во "Недра", М., 1970.
2. Буачидзе И.М., Зедгенидзе С.Н. Естественные ресурсы подземных вод. Гидрогеология СССР, т.Х, Грузинская ССР, Изд-во "Недра", М., 1970.

3. Ворошилов Ю.И. Гесхимические особенности поведения фтора в подземных водах Московской области. "Геохимия", 1966, № 3.
4. Гамкредидзе П.Д. Тектоника Грузии. Геология СССР, т.Х, ч.І. Геология Грузии. Изд-во АН СССР, М., 1964.
5. Гельфер Б.А. Гидрохимические факторы, определяющие различное содержание фтора в природных водах. "Гидрохимические материалы", вып.40, 1965.
6. Крайнов С.Р. О геохимии фтора, вольфрама и германия в азотных термальных водах кристаллических пород. "Геохимия", 1965, № II.
7. Петраков Б.В. Геохимия фтора в водах Молдавского артезианского бассейна. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата химических наук. 1973.
8. Салецкий Ю.Б., Николаева К.Н. Фтор в природных водах района Хибинских месторождений. Тр.Науч.исслед.ин-та горно-химического сырья, вып.10, 1965.

ФТОР В ПИТЬЕВЫХ ВОДАХ ГРУЗИИ

Важное значение фтора для жизнедеятельности организма было отмечено давно. В сороковых годах нынешнего столетия советскими и зарубежными исследователями было доказано, что причиной эпидемического заболевания зубов (пятнистой эмали) является наличие повышенных концентраций фтора в воде пораженных местностей [1]. В дальнейшем выяснилось, что действие фтора на организм человека не ограничивается только этой болезнью. Фтор медленно накапливается в организме, оказывает влияние на фосфорно-кальциевый обмен, тормозит ферментативные процессы. Недостаток же фтора вызывает кариес зубов [2].

В связи с важным значением фтора в жизни человека, разработаны нормы его потребления. Оптимальная доза фтора в суточном рационе человека равна 2,5-3,5 мг/л. В питьевых водах предельная доза фтора 0,7-1,5 мг/л [3].

Установлено, что большую часть фтора организм получает с водой, поэтому изучение содержания фтора в питьевых водах является необходимым.

Исходя из актуальности вопроса, мы поставили перед собой задачу изучить содержание фтора в водах питьевого водоснабжения.

За 1972-1975 гг. нами было опробовано 300 проб питьевых вод из разных населенных пунктов республики, включая города республиканского и местного значения.

Исследованные нами воды на содержание фтора характеризуются небольшой пестротой. В питьевых водах городов республиканского

значения (Тбилиси, Рустави, Гори, Цхинвали, Кутаиси, Ткибули, Зугдиди, Поти, Батуми, Сухуми) максимальное значение фтора 0,36 мг/л, минимальное же 0,16 мг/л (табл. I).

Таблица I

Фтор в питьевых водах городов республиканского значения

Наименование объекта	Химический состав	Фтор, мг/л
1. Тбилиси (фильтрат родников ущелья р. Арагви)	$M_{0,3}$ $\frac{HCO^3 81 SO^4 14}{Ca 53 Mg 24}$	0,2
2. Рустави (фильтрат р. Дебеда)	$M_{0,6}$ $\frac{HCO^3 44 SO^4 30}{Ca 60 Mg 21}$	0,25
3. Чиатура	$M_{0,57}$ $\frac{HCO^3 79 SO^4 14}{Ca 204 Mg 28}$	0,32
4. Поти	$M_{0,28}$ $\frac{HCO^3 96}{Ca 71 Na 21}$	0,2
5. Кутаиси (источник Парцханаканеби)	$M_{0,22}$ $\frac{HCO^3 51 SO^4 44}{Ca 57 Na 23}$	0,2
6. Зугдиди	$M_{0,3}$ $\frac{HCO^3 70 SO^4 21}{Ca 58 Na 31}$	0,16
7. Гори (фильтрат р. Лиакви)	$M_{0,35}$ $\frac{HCO^3 89}{Ca 52 Mg 30}$	0,28
8. Ткибули (Шаорское водохранилище)	$M_{0,27}$ $\frac{HCO^3 96}{Ca 77 Na 19}$	0,2
9. Батуми (фильтрат р. Ортав-Батуми)	$M_{0,44}$ $\frac{HCO^3 18 Cl 20}{Ca 55 Na 30}$	0,2
10. Сухуми (фильтрат р. Гумиста)	$M_{0,16}$ $\frac{HCO^3 86 SO^4 9}{Ca 66 Mg 23}$	0,25
11. Цхинвали (фильтрат р. Лиакви)	$M_{0,15}$ $\frac{HCO^3 76 SO^4 13}{Ca 77 Mg 13}$	0,36

Эти количества фтора гораздо ниже нормативов, установленных ГОСТ-ом 2874-54 "питьевая вода". Солевой состав исследуемых вод в основном обусловлен гидрокарбонатом(51-96 мг.экв%) и кальцием(52-77 мг.экв%). Только в питьевой воде Кутаиси ведущее место с гидрокарбонатом занимает и сульфат ион(44 мг.экв%). Минерализация этих вод в пределах 0,1-0,6 г/л, Рн воды 6,5-7,1.

Низкими показателями фтора(0,08-0,4 мг/л) характеризуются также питьевые воды районных центров(Каспи, Мухрани, Боржоми, Болниси - фильтрат р.Машавера, Душети, Марнеули, Ленингори, Карели, Хашури, Знаури, Джава, Вале, Аспиндза, Адигени, Тианети, Гурджаани, Лагодехи, Ахмета, Телави, Сагареджо, Кварели, Тетри-Цкаро, Сачхере, Маяковски, Зестафони, Самтредиа, Чохатаури, Тержола, Цхалтубо, Ланчхути, Чхороцку, Цаленджихи, Гегечкори, Гагра, Очамчире и Шуахевская питьевая вода. Минерализация вышеперечисленных вод в пределах 0,07-0,32 г/л, тип воды гидрокарбонатно-кальциевый. Исключение составляет только Очамчирская питьевая вода, в солевом составе которой в анионах вместе с гидрокарбонатом(47 мг.экв%) ведущее место занимает хлор ион(47 мг.экв%), в катионах же на первом месте натрий ион(58 мг.экв%).

Количество фтора достигает 0,5 мг/л в питьевых водах Цалки, Ткварчели, Хуло, Цхакая, Марнеули, Они. Химизм этих вод в основном обусловлен ионами гидрокарбоната, кальция и натрия. Минерализация их колеблется в пределах 0,07-0,3 г/л. В исследуемых водах низкой минерализацией выделяется Ткварчельская питьевая вода(0,07 г/л).

В пределах нормы количество фтора(0,6-0,8 мг/л) в питьевых водах Ахалкалаки, Кобулети, Цители-Цкаро, Гудаута, Пасанаури, Хоби, Вани, Душети(Санахширо), Кеда, Болниси(Мананас-цкаро). Воды

по составу гидрокарбонатно-кальциевые. Исключение составляет питьевая вода Болниси, которая характеризуется повышенной минерализацией и сульфатно-кальциевым составом.

В Болниси для питья используется как фильтрат р.Машавери, так и вода родника "Мананы". Эти воды однотипные, отличаются только по содержанию фтора. В воде источника "Мананы" содержание фтора достигает 0,7 мг/л, тогда как в фильтрате р.Машавера всего 0,2 мг/л.

Аналогичное положение наблюдается и в Душети. Тут для питья используется как Булачаурская вода, так и вода "Санахширо". В воде "Санахширо" содержание фтора составляет 0,5 мг/л, тогда как в Булачаури 0,2 мг/л.

Особый интерес представляет установление содержания фтора в родниковых водах, которые занимают значительное место в водоснабжении населения. С этой целью были изучены воды Юго-Восточной Грузии (Иоро-Ширакокого и Марнеули-Гардабанского артезианских бассейнов), участка Набеглави-Бахмаро и Мегрело-Абхазской известковой полосы.

Было опробовано всего 230 источников, из них только в 35 пробах оказался фтор в количестве 0,5 - 1,2 мг/л, т.е. в пределах нормы. В остальных же содержание фтора в порядке 0,15-0,4 мг/л [4].

Подводя итоги проделанной работы, следует отметить, что большинство из исследуемых вод характеризуется значительным дефицитом фтора. Следовательно, население городов республиканского значения и районных центров пользуется водой, в которой содержание фтора ниже нормы, вследствие чего не исключено повышенное заболевание населения кариесом зубов.

Основным источником поступления фтора в организм является

питьевая вода, поэтому воды, в которых содержание фтора ниже нормы, следует фторировать до физиологически полезной организму нормы/5/. Фторирование воды производится во многих больших и малых городах, как в нашей стране, так и за рубежом/6/. Доза фтора в воде при ее фторировании фтористым натрием доводится до 1 мг/л.

Исследованиями ученых подтверждено, что вследствие фторирования воды заболеваемость кариесом намного снижается. При этом длительное пользование обогащенной фтором воды безвредно.

Фторирование воды в первую очередь должны произвести в городах республиканского значения.

Л и т е р а т у р а

1. С.Н.Черкинский, Р.М.Заславская. Фтор в подземных водах РСФСР, как фактор заболеваемости населения флюорозом и кариесом, "Гигиена и санитария", № 5, 1953.
2. И.Г.Лукомский. Фтор в медицине, 1940.
3. Р.Д.Габович. Фтор и его гигиеническое значение, 1957.
4. М.В.Мзареулишвили, Нанадзе И.В. Фтор в природных водах некоторых районов Грузии, Тр.Сектора гидрогеологии АН СССР, т.У, 1976.
5. Р.Д.Габович, Г.И.Николадзе, Н.И.Савельева. Фторирование и обесфторирование питьевой воды, 1968.
6. С.Н.Черкинский, Н.И.Трахтман. К вопросу фторирования питьевой воды, "Гигиена и санитария", № 1, 1958.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД МЕЖДУРЕЧЬЯ
ПСОУ-ЦХЕНИС-ЦКАЛИ

Особенности геологического строения исследуемого региона определяются тем, что его территория располагается в пределах следующих трех геотектонических единиц: Антиклинория Главного хребта Большого Кавказа, складчатой системы Южного склона Большого Кавказа и Грузинской глыбы.

В пределах Антиклинория Главного хребта Б.Кавказа обнажается комплекс метаморфических образований, прорванных различными по составу и возрасту интрузивами (доюрские образования).

В пределах складчатой системы Южного склона Б.Кавказа и Грузинской глыбы распространены юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения, которые представлены вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями [3]. Эти отложения, представленные в основном глинистыми сланцами, песчаниками, порфиритовой свитой, карбонатной фацией, чередованием глин, песчаников и конгломератов и аллювиально-делювиальными образованиями, являются осадочным чехлом региона.

По гидрогеологическому районированию территорий Грузии [1] исследуемый регион располагается в пределах следующих гидрогеологических областей: грунтовых трещинных вод кристаллического субстрата Б.Кавказа, водонапорных систем складчатой зоны Южного склона Б.Кавказа и артезианских бассейнов Грузинской глыбы.

Гидрогеологическая область грунтовых (трещинных) вод кристаллического субстрата Б.Кавказа занимает высокогорную часть хребта.

Здесь комплекс кристаллических и метаморфических пород подвержен интенсивному физическому выветриванию, в результате чего подножия гор и их склоны сложены мощным шлейфом делювиальных, коллювиальных и гляциальных образований.

В этой области преимущественно развиты грунтовые воды трещинной циркуляции (табл. I, № I-6).

Водообильность трещиноватых интрузивных и метаморфических пород низкая, дебиты родников варьируют в пределах 0,01-1,0 л/сек. Однако встречаются родники с дебитом 30 л/сек и более (верховья р. Авадхара). Высокодебитные родники (10-50 л/сек) встречаются в верховьях рек Бзыби, Ингури, Цхенис-Цкали и др.

Эти воды характеризуются низкой минерализацией (0,1-0,4 г/л); они в основном гидрокарбонатные, изредка гидрокарбонатно-сульфатные, кальциево-натриевые.

Ниже зоны экзогенной трещиноватости по тектоническим трещинам циркулируют напорные минеральные воды. Выходы этих вод приурочены исключительно к тектоническим зонам разломов.

Вышеотмеченные воды характеризуются повышенной минерализацией (до 5,6 г/л) и содержанием большого количества углекислоты (свободная CO_2 до 2 г/л).

По химическому составу эти воды гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-натриевые, натриевые и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые.

Гидрогеологическая область водонапорных систем складчатой зоны Южного склона Б.Кавказа, в которую входит три гидрогеологических района (Абхазская и Сванетская трещиноватые водонапорные системы и район трещиноватых грунтовых вод Келасурского кристаллического массива) занимает горную и предгорную территории.

Здесь преимущественно развиты юрские и меловые отложения, которые образуют изоклинальные складки и разрушены многочисленными продольными и поперечными разломами.

Благодаря высокому морфологическому положению территории, глубокой расчлененности рельефа и сильной дислоцированности отложений, здесь воды проникают глубоко и поэтому большим развитием пользуются воды зоны интенсивного водообмена. Эти воды низкоминерализованные, гидрокарбонатные кальциевые и натриевые.

Зона затрудненного водообмена характеризуется, в основном, водами гидрокарбонатного натриевого состава, с которыми нередко смешаны воды зоны интенсивного водообмена. Эта гидрогеологическая область является типичной провинцией углекислых вод.

Минерализация грунтовых вод низкая и не превышает 0,5 г/л. По составу эти воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые. Водообильность пород этой гидрогеологической области (зоны интенсивного водообмена) различна и варьирует от незначительной до нескольких литров в секунду.

Выходы минеральных вод приурочены преимущественно к тектоническим разрывам и сводовым частям антиклинальных структур. Общая минерализация этих вод колеблется в широких пределах (0,3 - 18 г/л); свободная углекислота достигает количества 2,5 г/л. Все они являются низкотемпературными (7-12°C).

По химическому составу воды этой гидрогеологической области в основном гидрокарбонатные кальциевые и натриевые. Встречаются и воды гидрокарбонатного магниевого (Сакени), квасцового (Башкадарская) и сульфатно-хлоридного натриево-кальциевого (Ходжали) составов.

Минеральные источники характеризуются, в основном, незначи-

тельными дебитами (табл. I, № 7-15).

Гидрогеологическая область артезианских бассейнов Грузинской глыбы, включающая 5 гидрогеологических районов (Бзыбский, Кодорский, Мегрельский, Цхалтубский и Колхидский артезианские бассейны), характеризуется преобладанием низменностей и равнин с небольшими абсолютными отметками рельефа.

Здесь развиты широкие синклинали и узкие антиклинали. Высокоприподнятые антиклинали или моноклинали часто являются областями питания водоносных напорных горизонтов.

В этой гидрогеологической области развиты глубокоциркулирующие подземные воды порово-пластового, пластово-трещинного, трещино-карстового и карстового типов. Водоносные образования вмещают инфильтрационные, седиментационные и метаморфизованные воды.

В артезианских бассейнах наблюдается хорошо выраженная вертикальная и горизонтальная зональности в распределении подземных вод. Как правило, минерализация вод возрастает с глубиной и по падению пластов. В этих же направлениях гидрокарбонатные и сульфатные воды сменяются хлоридными. Однако в Кодорском, Мегрельском, Цхалтубском и Колхидском (севернее Квалонского надвига) бассейнах отмеченная закономерность нарушается и под высокоминерализованными хлоридными водами верхнемеловых отложений циркулируют современные инфильтрационные воды (н. мел)

В пределах артезианских бассейнов, в отложениях неогена, на южных крыльях брахиантиклиналей (Звандришская, Дуришская, Ахали-Афонская, Экская, Уртская, Сатаджишская и др.) встречаются высокоминерализованные, седиментационные хлоридные натриевые воды, а южнее, в пределах акватория моря, минерализация вод должна повышаться (табл. I, № 16-18).

В северных крыльях брахиантиклиналей, из верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта седиментационные хлоридные воды разгружены; в южных крыльях этих же брахиантиклиналей (вблизи сводов) формируются сероводородные хлоридные натриевые воды типа Менджи. А еще южнее, в пределах акватория моря, но севернее Квалонского надвига, должны ожидать высокоминерализованные бессероводородные хлоридные натриевые воды (табл. I, № 19-23).

Южнее Квалонского надвига верхнемеловой - нижнепалеогеновый водоносный горизонт в приконтактовой части надвига содержит слабоминерализованные воды. За его пределами в данном горизонте сохранились условия полной гидрогеологической закрытости.

Западнее Ахали-Афонского меридиана, как известно [4], нижнемеловые и верхнеюрские известняки слагают единый мощный водоносный горизонт.

В этом водоносном горизонте в зоне замедленного водообмена формируются подземные воды типа Мацеста (табл. I, № 34). Они распространены в полосе Сочи-Мацеста-Хоста-Адлер (за пределами исследуемого района) и в полосе Леселидзе-Гантиади-Пицунда за исключением Гагрского известнякового массива (табл. I, № 32, 33). Восточнее мыса Пицунда эти воды должны быть бессероводородными, так как нижнемеловые-верхнеюрские известняки здесь не содержат органику, нужную для образования сероводорода.

В зоне относительного застоя мы должны ожидать высокотермальные рассолы хлоридного натриевого-кальциевого состава.

По новым геофизическим данным (А.А. Терехов, К.Н. Мамюшина, Э.П. Москаленко, 1971), в районе Очамчире-Кулеви, намечается глубинный разлом широтного простирания, отделяющий морское продолжение Грузинской глыбы от глубоководной части Черноморской депрессии, а в

районе Сухуми наблюдается зона тектонического нарушения антикавказского простирания.

Мы предполагаем, что эти два нарушения являются очагами разгрузки подземных вод нижнемелового водоносного горизонта. Поэтому восточнее Ахали-Афонского меридиана и севернее Квалонского надвига в этом водоносном горизонте формируются термальные воды типов Цаиши-Ахали, Цхалтубо и др. (Табл. I, № 24-27). Южнее Квалонского надвига в нем формируются высокоминерализованные хлоридные натриево-кальциевые воды (Табл. I, № 29-31).

Водоносный горизонт байоса в гидрогеологически закрытых условиях содержит воду типа Дугела (табл. I, № 36-40).

Восточнее Ахали-Афонского меридиана эти воды должны быть более высокоминерализованными (влияние соленосной верхнеюрской пестроцветной свиты).

Водоносный горизонт лейаса в гидрогеологически закрытых условиях должен содержать высокоминерализованные хлоридные натриевые воды.

Таблица I

Минеральные воды района (по гидрогеологическим областям)

Местоположение водопункта	Литология водовмещающих пород	Дебит воды в л/сек	Температура воды в °С	Формула химического состава воды
I	2	3	4	5
Гидрогеологическая область грунтовых вод кристаллического субстрата Б.Кавказа				
1. Верховье р. Кислая (правый приток р. Бзыби)	Гранитоиды	0,2	5	$M_{0,06} \frac{HCO_3 76 Cl 20}{Ca 48 (Na+K) 40}$
2. Верховье р. Башта (правый приток р. Бзыби)	—	50	4	$M_{0,05} \frac{HCO_3 60 SO_4 21}{Ca 45 (Na+K) 40}$

I	2	3	4	5
3. Верховье р. Авадхара	Гранитоиды	30	4	$M_{0,1} \frac{HCO_3 47 SO_4 42}{(Na+K) 69 Ca 29}$
4. Верх. р. Хецквара (бассейн р. Кодори)	Метаморфические породы	0,1	7	$M_{1,0} \frac{HCO_3 95}{Ca 49 Na 40}$
5. Верховье р. Клыч (бассейн р. Кодори)	"-	0,05	7	$M_{2,6} \frac{HCO_3 63 Cl 25}{Ca 48 Na 29 Mg 23}$
6. Верховье р. Нанскра (приток р. Ингури)	Гранитоиды	0,5	8,8	$M_{3,5} \frac{HCO_3 96}{Ca 56 (Na+K) 24 Mg 20}$
Гидрогеологическая область водонапорной системы Б. Кавказа				
7. Сухумский р-н, р. Баю	Глинистые сланцы лейаса	0,1	10	$M_{1,9} \frac{HCO_3 94}{Na 53 Ca 34}$
8. Нижняя Сванетия, с. Шкид (мин. источник Стамлари)	Аспидные сланцы лейаса	0,02	12	$M_{3,4} \frac{HCO_3 98}{(Na+K) 83 Ca 10}$
9. Верхняя Сванетия, с. Лахмула	"-	0,1	8	$M_{5,7} \frac{HCO_3 97}{(Na+K) 71}$
10. Гудаутский р-н, кур. Авадхара, скв. 8 (глубина 700 м)	Глинистые сланцы лейаса	0,3	9	$M_{10,0} \frac{HCO_3 99}{Na 89}$
11. Гудаутский р-н Кур. Авадхара, скв. 4 (гл. 663 м)	Глинистые сланцы и песчаники лейаса	0,5	9	$M_{17,0} \frac{HCO_3 98}{Na 91}$
12. Восточнее с. Генцвиши на 12 км в пойме р. Сакени (лев. приток р. Кодори)	Аллювиальные отложения в лейаса	0,5	10	$M_{2,8} \frac{HCO_3 97}{Mg 67 Ca 17}$

1	2	3	4	5
13. Восточное слияние рек Пар- тегеле и Башка- пара (бассейн р. Бзын)	Аспидные слан- цы лейаса, на- громождение обломочного материала	-	9	$M_{I,6} \frac{SO_4 100}{Al_51 Fe_{32} Mg_8}$
14. В 800 м к северу от пос. Ходжал, на берегу правого притока р. Гализга; источ- ник	Порфиритовая свита байоса	0,2	32	$M_{0,5} \frac{SO_4 59 Ce 37}{Na 50 Ca 39 K 11}$
Гидрогеологическая область артезианских бассейнов Грузинской глубы				
15. С. Звандриш; источник	Толстоосло- ные кварцевые песчаники Са- караульского горизонта (неоген)	Ничтож.	16	$M_{I3,3} \frac{Ce 91 HCO_3 8}{Na 95 Mg 3}$
16. С. Дуриш; источник	Кварцевые пес- чаники неогена	"-	17	$M_{20,0} \frac{Ce 96}{Na 92}$
17. Поти; уч-к Поти-Набада, скв. № 17 (гл. 1535-1898 м)	Глины с просло- ями рыхлых пес- чаников и галь- кой (неоген)	0,23	46	$M_{76,7} \frac{Ce 100}{(Na+K) 90 Ca 10}$
18. С. Чаладиди скв. 4 (глуб. 2706-2260 м)	Глины с просло- ями мощных пла- стов песчаника и конгломератов (неоген)	0,4	-	$M_{32,8} \frac{Ce 100}{(Na+K) 90}$
19. Санаширо, скв. (глубина 240 м)	Мажестняки н. па- леогена-верхне- го мела	3,0	23	$M_{5,2} \frac{Ce 92 HCO_3 8}{Na 89 Ca 6}$
20. Сухуми; скв. (глуб. 600 м)	"-	5,0	29	$M_{30,0} \frac{Ce 98}{Na 90}$
21. Цаиши; скв. 9 (глуб. 600 м)	"-	1,2	33	$M_{2,8} \frac{Ce 83 HCO_3 15}{Na 94 Ca 4}$
22. С. Менджи; скв. № 1 (гл. 3-200 м)	"-	5,8	23	$M_{II,7} \frac{Ce 96}{(Na+K) 93}$

1	2	3	4	5
23. С. Чалалиди скв. I (гл. 1650-1850 м)	Известняки и песчаники н. палеогена-в. мела	0,12	38	$M_{56,5} \frac{Ce 97}{(Na+K) 81}$
24. г. Сухуми, скв. I-6 (гл. 1353-1740 м)	Известняки н. мела	I, I	42	$M_{1,5} \frac{SO_4 54 Ce 27 HCO_3 19}{Na 62 Ca 22 Mg 15}$
25. с. Нокалакени; скв. 2 (гл. 410-781 м)	"	II, 4	80	$M_{1,3} \frac{SO_4 71 HCO_3 15 Ce 14}{Ca 63 Mg 20 Na 17}$
26. Цхалтубо; скв. 18 (гл. II 9-163 м)	"	20	35,2	$M_{0,85} \frac{SO_4 38 HCO_3 36 Ce 26}{Ca 53 Na 24 Mg 23}$
27. Менджи; скв. 2 (гл. 1816-2057)	Известняки н. мела	44	55	$M_{2,1} \frac{SO_4 75 Ce 13 HCO_3 12}{Ca 59 Na 26 Mg 15}$
28. Чалалиди; скв. I (гл. 2504-3200 м)	"	II, 5	90	$M_{17,6} \frac{Ce 94}{(Na+K) 69 Ca 25}$
29. Хорга; скв. 2I (гл. 3088-3100 м)	"	4, 8	85	$M_{19,3} \frac{Ce 94}{Na 71 Ca 23}$
30. Квалони; скв. № 2I (гл. 3274-3326 м)	"	4, 6	82	$M_{75,4} \frac{Ce 99}{(Na+K) 61 Ca 31}$
31. Гагра; ущелье р. Гагриш, скв. 2 (гл. 970-1100 м)	Доломитизированные известняки н. мела-верхней юры	4	10,5	$M_{0,5} \frac{HCO_3 86}{Na 69 Mg 16 Ca 15}$
32. Гагра; скв. I (гл. 1300-2050 м)	"	35	44	$M_{2,2} \frac{SO_4 78 HCO_3 11}{Ca 61 Mg 32}$
33. Дипунда; скв. 2 (гл. 3085-3221 м)	"	0,2	95,5	$M_{43,5} \frac{Ce 96}{Na 80 Ca 17}$
34. Очамчире; скв. I (гл. 3240-3290 м)	Пестроцветная свита в. юры	0,6	21,5	$M_{330,0} \frac{Ce 99}{Ca 52 Na 43}$

1	2	3	4	5
35.с.Гумуриши; скв.(гл.386 м)	Порфиритовая свита байоса	0,01	22	$M_{240,0} \frac{ce 100}{Ca 26 (Na+K) 13}$
36.Цхалтубский р-н с.Меквена скв.3(гл.700 м)	"-	0,2	29	$M_{6,1} \frac{ce 85 SO_4 13}{(Na+K) 51 Ca 49}$
37.Цхалтубский р-н с.Парихана- Канеби, скв. I (гл.1050 м)	"-	Незн.	27,5	$M_{50,0} \frac{ce 99}{Ca 6.3 (Na+K) 37}$
38.Цхалтубский р-н, с.Цхункури скв. I (гл.366 м)	"-	0,08	17	$M_{96,3} \frac{ce 100}{Ca 84 (Na+K) 15}$
39.Чхороцкуйский р-н, с.Мукури, ист."Лугелá"	"-	0,24	12	$M_{52,6} \frac{ce 99}{Ca 87 (Na+K) 13}$

Условия формирования подземных вод в историческом аспекте нам представляются так.

Гидрогеологическая история мезо-кайнозойского комплекса осадочных пород характеризуется сложностью своего развития, что обусловлено частой сменой знака колебательных движений и палеогеографических условий [8].

Крупная предъюрская складчатость и связанная с ней регрессия сменилась нижнеюрской - лейасской трансгрессией.

В лейасское время море покрыло большую часть исследуемой территории, за исключением частично осевой зоны Главного хребта.

К концу лейаса началась регрессия (донецкая фаза), которая не привела к существенным изменениям в палеогеографической и тектонической обстановки.

Начало байоса знаменовалось интенсивным погружением геосинклинали Южного склона, а также срединных массивов Закавказья.

Одновременно происходили мощные подводные вулканические извержения, приведшие к образованию порфиритовой свиты байоса.

Начавшаяся к концу байоса регрессия все больше и больше обнажала сушу. С нею связаны расчленение геосинклинали Южного склона Б.Кавказа на два флишевых бассейна и возникновение крупной полосы возвышенностей вдоль южного края геосинклинали от Абхазии до Цив-Гомборского хребта, обладающей большими поднятиями [5].

Значительная часть этих возвышенностей до валанжинской трансгрессии не покрывалась морем.

Лейасские отложения, как и байосские, на стадии своего формирования содержали седиментационную воду нормального моря. Однако на байосское море большое влияние оказал подводный вулканизм (углекислота, эксгаляция, температура).

После отложения мощной байосской свиты на лейасские отложения, часть воды из лейаса отжимается в байосские отложения, которые еще более обогащаются, в основном, хлоридами натрия.

Начиная с верхнего байоса — бата байосские отложения, как отметили выше, в виде суши оставались до валанжина.

После превращения в сушу в верхней части разреза развивается и постепенно прогрессирует движение подземных вод атмосферного происхождения в зоне интенсивного водообмена, постепенно охватывая все более глубокие горизонты. В результате вытеснения седиментационных вод из пород байоса происходит их замещение атмосферными, т.е. богатыми ионами Са.

После валанжинской трансгрессии байосские отложения не обна-

жались до штирийской (предсреднемиоценовой) орофазы, когда в приподнятую сушу превратилась складчатая система Южного склона Б.Кавказа.

Гидродинамические условия на этой стадии развития артезианских бассейнов полностью определяются процессами уплотнения осадочных толщ.

При отложении морских песчано-глинистых толщ лейаса вместе с осадками, как отмечали выше, захороняются и хлоридные натриевые воды, содержащие сульфаты и магний. В стадии диогенеза происходит их десульфатизация за счет органического вещества с участием сульфатвосстанавливающих бактерий. В результате этого процесса накапливается гидрокарбонат кальция и сероводород. В связи с вступлением сероводорода в реакцию с металлами, образуются сульфиды и удаляется из раствора гидрокарбонат кальция.

В стадии диагенеза и в начальные фазы катагенеза в этих отложениях, в результате интенсивного разложения органического вещества, выделяются в большом количестве метан, углекислота и другие газы, в подземных водах накапливаются иод, бром и некоторые другие элементы.

По мере накладывания (отложения) на ниже- и среднеюрские отложения все более молодых осадочных отложений и по мере погружения этих отложений, происходит их уплотнение, сопровождающееся миграцией к дневной поверхности, а также в вышележащие породы огромных количеств подземных вод [8].

При уплотнении лейасских отложений мигрированная снизу хлоридная натриевая вода, соприкасаясь с байосскими отложениями, в результате обменной адсорбции превращается в хлоридную кальциевую.

В результате всех вышеперечисленных процессов морские хлоридно-сульфатные натриево-магниевые воды, захороненные вместе с ниже- и среднеюрскими отложениями, преобразуются в хлоридные натриевые (лейас) и хлоридные кальциевые (байос).

Высокая минерализация хлоридных кальциевых вод байоса объясняется влиянием галогенной пестроцветной свиты лузитан-титона, содержащей в огромном количестве легкорастворимые соли. Очевидно, высокоминерализованные воды этих отложений влияют на повышение минерализации байосских вод.

Таким образом, соленые (лейаса) и рассольные (байоса) воды в своем происхождении связаны с седиментационными процессами в водоемах различной солености и с процессами выщелачивания галогенных отложений с последующей метаморфизацией их в недрах земли.

Верхнеюрские-нижнемеловые известняки ввиду структурных особенностей самих пород сингенетических морских вод не могли содержать или содержали мизерное количество.

В них коллектируется основная масса воды лишь после многократного диастрофизма посредством отжима из нижележащих отложений. Мигрированная снизу вода, как отмечали выше, является морской водой нормальной солености.

Аналогично накапливаются морские воды верхне-меловых нижнепалеогеновых известняках, только миграция морских вод происходит сверху, из третичных отложений, которые содержали морскую воду нормальной солености.

Таким образом, известняки нижнего мела - верхней юры и верхнего мела - нижнего палеогена являются лишь коллекторами мигрированных в них подземных вод [4].

По данным палеогеогеологии [8], вышеотмеченные известняко-

вые водоносные горизонты до штирийской орофазы тектогенеза слага- ли гидрогеологически закрытые структуры.

В результате штирийской орофазы тектогенеза произошло подня- тие, размыв и обнажение вышестмеченных известняков в пределах северной известняковой полосы Абхазии и Мегрелии. Так формирует- ся область питания основных известняковых горизонтов. Но проник- новение инфильтрационных вод по всей мощности распространения пород не происходило из-за отсутствия основной области разгруз- ки.

Вследствие валахской орофазы тектогенеза интенсивно возды- мается как складчатая система Южного склона, вместе с основными областями питания известняковых водоносных горизонтов (северная известняковая полоса), так и южная известняковая полоса Зван- дрипшской, Ахали-Афонской, Экской, Цхалтубской и других брахи- антиклиналей, которые образовали область разгрузки. К этому же времени относится образование Черноморской глубокой впадины (ре- гиональный базис эрозии), что создало весьма благоприятные ус- ловия для интенсивной разгрузки подземных вод. Наряду с этим активизируются тектонические нарушения, именно к этому време- ни относится образование глубинных разломов западной части Гру- зинской глыбы [6], в том числе и вышеупомянутых нарушений в пре- делах Черного моря.

С этого времени началась разгрузка подземных вод нижнемело- вого-верхнеюрского известнякового водоносного горизонта склад- чатой системы Южного склона через Гагрский "гидрохимический язык" и Монахескварскую брахиантиклиналь; нижнемелового водоно- сного горизонта через глубинный разлом Очамчире-Кулеви, текто-

ническое нарушение в районе Сухуми, Квалонский сбросо-надвиг и Цхалтубскую брахиантиклиналь.

В результате этого процесса из нижнемеловых-верхнеюрских отложений, в зоне складчатой системы Южного склона Б.Кавказа, хлоридные морские воды давно отгружены и замещены современными инфильтрационными водами, а в зоне Грузинской глыбы, где после образования этого водоносного горизонта сохранилась гидрогеологическая закрытость структур, скоплектированы хлоридные натриево-кальциевые воды повышенной минерализации, а в пределах акватория моря (в зоне "застоя") рассолы и высокоминерализованные воды такого же состава (за исключением Гагрского известнякового массива).

Из нижнемелового водоносного горизонта посредством вышеотмеченных брахиантиклиналей и тектонических нарушений вся хлоридная вода давно отгружена в Черное море, за исключением района, расположенного южнее Квалонского сбросо-надвига. Здесь в результате этого надвига тектонически контактируют байосские отложения северного борта с нижнемеловыми известняками южного борта, что способствует переливу из байоса высокоминерализованных хлоридно-кальциевых вод в известняки нижнего мела.

Что касается подземных вод верхнемелового - нижнепалеогенового водоносного горизонта, то они в северных крыльях брахиантиклиналей и южнее (в контактовой зоне) Квалонского сбросо-надвига являются современными инфильтрационными в результате разгрузки древних хлоридных вод из сводов этих брахиантиклиналей и в результате перелива нижнемеловых инфильтрационных вод в верхнемеловые посредством их контактирования.

В южной части вышеотмеченных брахиантиклиналей (вблизи сводов) формируются смешанные сероводородные хлоридные натриевые

воды типа "Менджи". Еще южнее и южнее Квалонского надвига эти воды становятся бессероводородными, но более высокоминерализованными.

В процессе преобладающих восходящих тектонических движений приподнятые участки суши (геоантиклинорий и Южный склон Б. Кавказа) подвергаются денудации, в которой активно участвуют и подземные воды. Здесь выше местных базисов эрозии в первую очередь происходит вытеснение гравитационных седиментационных вод инфильтрационными метеорными. В результате этого процесса в зоне интенсивного водообмена формируются гидрокарбонатные воды. В местах же сульфидных оруденений или вкраплений формируются гидрокарбонатно-сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые пресные воды. В местах насыщения углекислотой водосодержащих отложений в них формируются углекислые нарзаны, содовые и смешанные воды. При наличии в отложениях сульфидных оруденений и алюмосиликатов формируются квасцовые воды (Башкапирская минеральная вода), а при прохождении водой магнийсодержащих пород она принимает гидрокарбонатный магниевый состав (сакенский минеральный источник).

Вышеотмеченные воды, проникая на глубину ниже местного базиса эрозии, в результате смешивания с водами седиментационного генезиса, превращаются в гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые воды.

Л и т е р а т у р а

И. И. М. Буачидзе. Гидрогеологическое районирование. "Гидрогеология СССР", т. 10, Грузинская ССР. М., Изд-во "Недра", 1970.

2. П.Д.Гамкрелидзе. Схема тектонического строения Грузии. Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР. М., Изд-во "Недра", 1964.
3. Геология СССР, т.Х, Грузинская ССР, М., Изд-во "Недра", 1964.
4. Д.В.Качарав, Г.Т.Чхаидзе. Некоторые вопросы формирования подземных вод статического режима Грузии. Тр.ПИИ им.В.И.Ленина, № 4(168), Тбилиси, 1964.
5. И.Р.Кахадзе. Грузия в юрское время. Тр. геол.ин-та АН ГССР, серия геол., т.3(8), Тбилиси, 1947.
6. М.М.Рубинштейн. Элементы истории геологического развития Грузии. Гидрогеология СССР Ю, Грузинская ССР. М., Изд-во "Недра", 1970.
7. С.С.Чихалидзе. Природные ресурсы Грузинской ССР, т.3, Минеральные воды. М., Изд-во АН СССР, 1961.
8. Г.Т.Чхаидзе. К палеогидрогеологии Абхазии. ХУП юбилейная научно-техническая конференция. Сб.аннотаций, Тбилиси, 1972.
9. Н.В.Церицадзе. Некоторые вопросы генезиса углекислых минеральных вод Верхней Сванетии. Тр.научно-исследовательской лаборатории гидрогеологических и инженерно-геологических проблем, № 3, Тбилиси, 1967.

Габачава Дж.Ш., Шаоршадзе М.П.

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КАРСТА В КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

Значительную часть территории Грузии (до 5000 км², т.е. около 7% всей территории) занимают верхнеюрские, меловые и нижнепалеогеновые карбонатные породы (известняки, доломиты и переходящие между ними разновидности), которые характеризуются интенсивным развитием карстовых явлений.

Карст в Грузии в основном представлен на южном склоне Б.Кавказа. Начиная с левобережья р. Псоу, полоса развития карстующихся карбонатных отложений распространяется на восток и юго-восток, доходя до истоков р. Квирила. Длина полосы превышает 300 км, а ширина наибольшего значения достигает в пределах Западной Абхазии (~ 20 км), массива Асхи (до 18 км) и Рача-Лечхуми (до 35 км).

Литологические особенности карбонатного карста Западной Грузии позволяют разделить его на два литологических типа: известняковый и доломитово-известняковый.

Известняковый тип карста распространен в верхнеюрских, нижнемеловых, верхнемеловых и нижнепалеогеновых известняках в пределах Западной и Центральной Абхазии, Мегрелии и Рача-Лечхуми.

Доломитово-известняковый тип карста развит в основном в лужитан-киммериджских (Зап. Абхазия) и валанжин-готеривских и баремских отложениях Восточной Абхазии.

Верхнеюрские карбонатные породы распространены в междуречье Псоу-Баклановка. Здесь известняковый тип карста представлен следующими подтипами: в северо-восточной части массива Арабика оли-

товыми и обломочными, в восточной части — брекчиевидными битуминозными подтипами, а в южной части массива Арабика — известняками со значительным содержанием терригенного материала; в пределах массивов Пшегышхва и Рихва оолитовым, а в северной части Бзыбского массива — брекчиевидными битуминозными подтипами.

В пределах развития оолитовых и битуминозных подтипов известнякового типа карста интенсивно развиты все без исключения типичные формы поверхностного и подземного карста, что отражается в высоком проценте подземного стока; так, по данным полного среднего многолетнего водного баланса (Дж.Ш.Габечавав, 1973) оказалось, что в пределах развития верхнеюрских карбонатных пород из всего количества выпадающих осадков на инфильтрацию идет от 15,6 до 42,3%, из которых 12,1–29,0% после циркуляции по подземным карстовым каналам вытекает в виде разноразмерных источников, а остальная часть питает глубокопогруженные артезианские горизонты.

Нижнемеловые отложения представляют собой мощную (до 950 м) толщу карбонатных пород, которые несогласно (за исключением Зап. Абхазии) залегают на глинисто-песчанистые породы верхней юры.

Они подразделяются на три основные группы: обломочную, органическую и хемогенную. В них нами выделены известняковый и доломитово-известняковый типы карста.

Известняковый тип карста в пределах Гагрского и Бзыбского массивов представлен в основном полидетритовым подтипом. Эти известняки тонкоосложистые, плотные, микрозернистые с примесью органического материала. Наличие последних, а также мелкодисперсного шлама тормозит растворение данного подтипа, но высокая пористость, достигающая иногда до 30%, способствует максимальному смачиванию, растворению и закарстовыванию пород.

Доломитово-известняковый тип карста в пределах развития нижне-

меловых отложений Западной Грузии представлен следующими подтипами: в северо-восточной части Бзыбского массива – микрозернистым доломитовым; в междуречья Баклановка–Окуми – микрозернистым известняковым, известковисто-доломитовым, органогенно-известняковым подтипами; на массиве Охачкуэ – известково-доломитовым и доломитовым, на массивах Гауча, Минагарии и Асхи – битуминозно-доломитовыми подтипами.

Одной из причин сравнительно слабого развития карста в нижнемеловых отложениях междуречья Баклановка–Окуми является значительное содержание в них нерастворимого остатка (плаггиоклазов, зерен кварца и т.д.). Отмеченные труднорастворимые примеси обволакивают поверхности кристаллов коллоидными пленками и затрудняют процесс растворения.

В пределах же развития битуминозных известковых доломитов и доломитовых известняков, распространенных на массивах Охачкуэ, Гауча, Минагария, Асхи, Накерала–Сацалике, развиты почти все формы классического карста, одной из главных причин которого является то обстоятельство, что битум, который в начале как бы тормозит ход растворения, впоследствии, как показывают исследования А.А. Колодяжной (1970), в ходе предварительных реакций в виде окисления пирита, образования сульфоновой кислоты и ее взаимодействия с карбонатными породами, способствует образованию легко растворимого в воде соединения – кальциевой соли сульфоновой кислоты. Растворению данной соли способствует распад H_2CO_3 и появление свободной CO_2 , которая, как известно, характеризуется агрессивными действиями по отношению к карбонатам.

В пределах Рачи (массив Тавшани) известняковый тип карста представлен в основном солитовым подтипом. Здесь доломитово-известняковый тип карста пользуется меньшим развитием.

Данные полного среднего многолетнего водного баланса показывают, что из всего количества осадков, выпадающих в пределах развития нижнемеловых пород, на инфильтрацию идет от 16,1 до 56%, из которых после циркуляции по подземным карстовым ходам от 4 до 26% вытекает в виде разноразмерных источников, а остальная часть питает глубокопогруженные артезианские горизонты.

В нижнепалеогеново-верхнемеловых отложениях развит известняковый тип карста, который представлен следующими подтипами: полидетритовым и глауконитовым (междуречье Псоу-Хашупсе), органогенным и песчаным (междуречье Бзыбь-Понрсцха, частично Овриба и верхняя Имеретия), брекчиевидным, полидетритовым и песчаным (междуречье Псырсцха-Мокви), псевдоолитовым, песчаным и пелитоморфным (междуречье Гализга-Ингури).

В данных отложениях карстовый процесс пользуется меньшим развитием, что отражается на результатах ориентировочно подсчитанного водного баланса: из всего количества осадков, выпадающих в районе развития данных отложений, инфильтрация составляет не более 23%, из которых 20 - 17% питает воды неглубокого карста и лишь 3 - 6% принимают участие в питании горизонтов глубокопогруженного карста.

Как известно (Д.С.Соколов, 1951; Г.А.Максимович, 1963; Н.А.Гвоздецкий, 1972; Н.В.Родионов, 1958 и др.), направление, скорость и форма проявления карстового процесса зависит от многих факторов, основными из которых являются: химический состав пород, пористость, характер цементного материала, величины зерен, количество нерастворимого осадка и др.

Для определения степени влияния некоторых из вышеотмеченных факторов на развитие карстового процесса произвели статистическую

обработку имеющихся у нас данных по 30 образцам литологических разновидностей карбонатных пород Западной Грузии.

Рассмотрение последних двух строк полученной корреляционной матрицы (табл. I) показывает, что в качестве статистической модели почти во всех случаях можно принять нормальное распределение; исключение составляет нерастворимый остаток, который умеренно отклоняется от нормального закона.

Таблица I

	Кальцит	Доломит	Нерастворимый осадок	Пористость	Сумма растворенных кальция и доломита
Кальцит		-0,952	-0,180	-0,864	-0,345
Доломит			0,021	0,866	0,331
Нерастворимый осадок				0,093	0,150
Пористость					0,356
Сумма растворенных кальция и доломита					
Выборочное среднее \bar{x}	60,1	34,4	3,71	7,50	29,84
Стандарт s	35,4	34,9	3,75	3,51	4,81
Коэффициент вариации v	58,79	101,47	101,03	46,79	16,11
A/s_A	-1,33	1,62	3,88	0,62	0,87
E/s_E	-1,65	-1,38	2,18	-1,17	-0,46

Суммарное содержание растворенных кальцита и доломита находится в значимой корреляционной зависимости от содержания в породе кальцита и доломита, а также от пористости пород.

Как известно, содержание в породе кальцита и доломита, а также пористость, находятся почти в функциональной зависимости (это подтверждается и данными табл. I), поэтому множественный коэффициент корреляции ($R = 0,38$) незначительно отличается от парных коэффициентов корреляции растворенных кальцита и доломита.

Несмотря на то, что нерастворимый остаток не обнаруживает значимую корреляцию ни с одним компонентом, множественный коэффициент корреляции достигает внушительной цифры ($R = 0,535$), означающей, что почти 30% нерастворимого остатка обусловлены действием факторов, указанных в табл. I.

Л и т е р а т у р а

1. Дж.Ш.Габачава. Гидрогеологические особенности развития карбонатного карста Западной Абхазии и района сооружения Ингури ГЭС. Канд. диссертация, Тбилиси, 1973.
2. Н.А.Гвоздецкий. Проблемы изучения карста и практика. М., 1972.
3. А.А.Колодяжная. Агрессивность природных вод в карстовых районах Европейской части СССР. М., 1970.
4. Г.А.Максимович. Основы карстоведения, т. I, Пермь, 1963.
5. Н.В.Родионов. Инженерно-геологические исследования в карстовых районах. М., 1958.
6. Д.С.Соколов. Основные условия развития карста. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., т. 26, 1951.

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ДЕНУДАЦИОННОЙ
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД
(на примере Западной Грузии)

Гидрохимические исследования подземных вод с целью количественной оценки их денудационной деятельности имеют как важное теоретическое значение в области исследования естественных ресурсов подземных вод, так и прогнозное практическое значение при решении различных народно-хозяйственных задач.

Одни авторы (Л.В.Бражникова, 1959; В.Я.Бременко, А.А.Зенин, Г.С.Коновалов, 1953 и др.) ограничиваются изучением речного стока растворенных веществ, хотя на основе этих данных можно было бы судить о денудационной деятельности вод (в данном случае речных), если бы, как отмечает О.А.Алекин (1951), "перед тем, как перевести весовые выражения показателя ионного стока в объемные... вычесть из него те части, которые не связаны с эрозией почв и пород".

Другие авторы, в основном работающие в области карста (Г.А.Максимович, 1969; А.Г.Чикишев, 1972 и др.), изучают скорости химической денудации суши, основываясь на данных величин слоя стекающих вод и стока определенных растворенных ионов, характерных для отдельного типа карста.

Коротко рассмотрим некоторые наиболее важные работы, проведенные для количественной оценки скорости гидрохимической денудации. К ним относятся работы Н.Р.Родионова (1949), И.Корбеля, М.Пулины (Н.А.Гвоздецкий, 1972) и др.

По Н.В.Родионову, относительная скорость химической денудации количественно может быть оценена процентным соотношением объ-

ема растворенной породы (ζ), выносимой подземными водами (как грунтовыми и артезианскими вместе, так и какими-либо из них. Дж. Г.) за определенный промежуток времени, к общему объему карстующихся пород (V)

$$A = \frac{\zeta}{V} \cdot 100 \quad (1)$$

Эта формула не дает возможности судить о денудационной деятельности речных вод, но, как отмечает Н.А. Гвоздецкий (1972), "если бы величину ζ исчислить по среднему химическому составу не только источников, но и поверхностных водотоков, как постоянных, так и временных, например, вод, стекающих с карстовой поверхности, то можно было бы рассчитать не только подземную, но и поверхностную денудацию тоже".

По Ж. Корбелю, скорость денудации в карбонатных породах можно определить по формуле

$$X = \frac{4 \cdot B \cdot T}{100}, \quad (2)$$

где B — высота слоя стекающей воды, т.е. норма осадков минус норма испарения в дм;

T — содержание в воде карбоната кальция в мг/л;

X — величина карстовой денудации, выражающаяся в м³/год км² или мм/1000 лет;

$\frac{4}{100}$ — коэффициент перевода весовых единиц в объемные через величину удельного веса кальцита, равного 2,5.

Данный метод позволяет судить о денудационной деятельности поверхностных и подземных (грунтовых) вод, вместе взятых. По нему невозможно рассчитать денудационную деятельность поверхностных, грунтовых и артезианских вод в отдельности, т.к. в значение B входит величина общего стока, складываемого, как известно, из суммы

поверхностного стока и подземного стока в реки.

По методу М.Пулины, скорость гидрохимической денудации можно определить по формуле:

$$D = 12,6 \frac{\Delta T \cdot Q}{P} \quad (3)$$

где D - химическая денудация в $\text{м}^3/\text{год}/\text{км}^2$ или $\text{мм}/1000$ лет;

$T = T_I - T_A$, где T_I - общая минерализация карстовых вод, T_A - минерализация атмосферных осадков;

P - площадь бассейна в км^2 ;

Q - сток в $\text{м}^3/\text{год}$;

12,6 - коэффициент, учитывающий удельный вес кальцита для пересчета весовых единиц в объемные.

Полученные из данной формулы результаты всегда завышены по сравнению с результатами, полученными по методам Ж.Корбеля, А.Г.Чикишева и др. Казалось бы, что раз в формуле учитывается химический состав атмосферных осадков, который в значении T вычтен из величины химической эрозии, полученные значения должны были бы сравнительно быть меньшими.

Данное обстоятельство обусловлено тем, что метод М.Пулины основан на общей минерализации природных вод, которая обусловлена суммой всех растворенных ионов, а коэффициент 12,6, примененный им, согласовывает все имеющиеся в формуле единицы измерения в том случае, когда учитывается количество растворенного в воде кальцита.

По карстово-гидрохимическому методу А.Г.Чикашева скорость карстовой денудации равна:

$$C = 0,0126 M T, \quad (4)$$

где C - скорость карстовой денудации, $\text{м}^3/\text{год}/\text{км}^2$;

M - модуль стока, $\text{л}/\text{сек}/\text{км}^2$;

T — содержание в воде карбоната кальция, мг/л;
 $0,0126$ — коэффициент, имеющий то же значение, что и коэффициент $12,6$ в формуле (3).

Имея данные по родниковому стоку интересующего бассейна и плоскости вод, по данной формуле можно судить о денудационной деятельности грунтовых вод, выражающейся в выщелачивании и выносе только растворенного карбоната кальция.

Общим недостатком всех вышеотмеченных методов является следующее:

I. Если даже допустить, что водный сток определяется решением среднего многолетнего водного баланса, то все равно судить о количестве артезианского стока невозможно, т.к. в уравнении водного баланса артезианский сток вообще игнорирован, о чем справедливо отмечал Б.И.Куделин (1960).

Уравнение среднего многолетнего водного баланса речного бассейна, как известно, имеет вид:

$$X_0 = Y_0 + Z_0 \quad (5)$$

где $X_0 = \frac{\sum x}{n}$ — норма осадков;
 $Y_0 = \frac{\sum y}{n}$ — норма стока;
 $Z_0 = \frac{\sum z}{n}$ — норма испарения.

Из вышеперечисленных элементов водного баланса Y_0 является суммой поверхностного стока и подземного стока в реки, т.е. общим речным стоком.

По уравнению (5) получается, что все количество выпадающих атмосферных осадков делится на две части — одна часть испаряется, а другая часть через грунтовый сток возвращается в реку, т.е. питание глубоко расположенных горизонтов не происходит. "Естественные ресурсы артезианского бассейна в таком случае равнялись бы

нулю, и глубокие водоносные горизонты не получили бы питания" (Б.И.Куделин, 1960).

Абсурдность подобного допущения очевидна. Среди других примеров можно было бы указать на то, что дебиты вод трещинно-карстовых и карстовых водоносных горизонтов, вскрытых скважинами в пределах Колхидской низменности (Западная Грузия) с глубины 1000 и более метров ниже базиса эрозии, составляют десятки и более литров в секунду (Подземные воды СССР, 1974).

2. При применении вышестеченных методов естественные ресурсы подземных (грунтовых) вод определяются по родниковому стоку. Полученные таким образом значения занижены и количество просачивающейся воды на самом деле намного больше, т.к. в этих расчетах не принимается во внимание количество воды, гидравлически связанное с речными водами и разгружающееся в руслах рек. Помимо этого не принимается во внимание и то количество воды, которое разгружается за пределами данного бассейна.

3. Из всех вышеперечисленных методов только в методе М.Пулины обращается внимание на то обстоятельство, что часть состава атмосферных осадков должна быть вычтена из величин химической денудации.

Как отмечает В.Н.Дублянский (1971), для карстовых вод Горного Крыма "исходная минерализация атмосферных осадков довольно значительна и может составлять до 10% от конечной минерализации вод источников".

На необходимость учета химического состава атмосферных осадков при рассмотрении вопроса химической денудации обращает внимание и Г.А.Максимович (1969), по подсчетам которого 107000 км^3 выпадающих на землю осадков приносит большое количество растворенных веществ.

Таким образом, обсудив имеющиеся положительные стороны и недостатки существующих методов, которые можно было бы применить для приблизительной оценки денудационной деятельности подземных вод, необходимо отметить, что, к сожалению, на сегодняшний день не существует методики, позволяющей оценить денудационную деятельность поверхностных грунтовых и артезианских вод, выражающуюся в выщелачивании, растворении и выносе отдельно взятой какой-либо или суммы всех солей, представленных главным образом хлористыми, сернокислыми и углекислыми соединениями с натрием, кальцием и магнием.

Это же зодит к тому, что некоторые исследователи (Е.А. Лушников, 1966) считают показателем денудации результат, полученный умножением минерализации поверхностных вод на модуль стока, что неправильно, т.к. по Ф.Кларку "вынос растворенных веществ с территории должен быть откорректирован прежде, чем на его основе будет рассчитан размер химической денудации" (О.А.Алекин, 1951).

Прежде чем количественно оценить денудационную деятельность поверхностных, грунтовых и артезианских вод, по нашему мнению, необходимо:

1. Вычисление значений поверхностного и грунтового стоков произвести путем составления и расчленения гидрографа. При этом необходимо учесть конкретные гидрогеологические условия речных бассейнов, а именно, "следует различать: 1) водоносные горизонты, имеющие гидравлическую связь с рекой; 2) водоносные горизонты, не имеющие гидравлической связи с рекой; 3) водоносные горизонты, имеющие периодическую гидравлическую связь с рекой" (Б.И.Куделин, 1960).

2. Вычислить значения артезианского стока путем составления

среднего многолетнего водного баланса, имеющего вид:

$$\pm W_0 = X_0 - Y_0 - Z_0 \quad (6)$$

где значения X_0, Y_0, Z_0 те же, что и в формуле (5), а "есть среднемноголетняя инфильтрация в глубокие водоносные горизонты в области питания артезианского бассейна или величина артезианского стока в области разгрузки" (Б.И.Куделин, 1960).

Путем составления полного среднего многолетнего водного баланса получим данные о модулях поверхностного, грунтового и артезианского стоков, интересующего нас бассейна.

Для оценки денудационной деятельности поверхностных вод, выражающейся в растворении карбонатных пород, нами предлагается формула, имеющая вид,

$$D_n = 0,0110 M_0^n \cdot \Delta T_0^n \quad (7)$$

где D_n - денудационная деятельность поверхностных вод, $\text{м}^3/\text{год}/\text{км}^2$;

M_0^n - модуль поверхностного стока, л/сек км^2 ;

ΔT_0^n - суммарное содержание в поверхностной воде растворенных кальцита и доломита, мг/л, с вычетом исходного содержания в атмосферной воде растворенных кальцита и доломита;

0,011 - коэффициент, учитывающий средневзвешенное значение удельных весов кальцита(2,7) и доломита(2,9) для их перевода в объемные веса.

Денудационную деятельность грунтовых вод с учетом растворения карбонатных пород предлагаем определить по формуле:

$$D_r = 0,0110 M_0^r \Delta T_0^r \quad (8)$$

а артезианских вод - по формуле

$$D_a = 0,0110 M_o^a \cdot \Delta T_o^a \quad (9)$$

В формулах (8) и (9) M_o^r , M_o^a , ΔT_o^r и ΔT_o^a обозначают соответственно модули грунтового и артезианского стоков в л/сек км² и суммарное содержание растворенных кальцита и доломита в грунтовых и артезианских водах в мг-л, с вычетом исходного содержания в атмосферных осадках растворенных кальцита и доломита.

По предложенной методике произвели оценку денудационной деятельности подземных вод нижнемелового водоносного горизонта Западной Грузии, который является одним из самых водообильных горизонтов республики.

Подсчет естественных ресурсов грунтовых вод произвели методом составления и расчленения гидрографа, в артезианских вод - методом решения уравнения водного баланса.

Необходимые для составления полного среднего многолетнего водного баланса (табл. I) значения атмосферных осадков, величины речного стока и годового испарения получены в результате обработки разнообразного фондового и литературного материала (Тр. геогр. общества, 1963; Основные гидрогеологические характеристики, 1967; А.Р. Константинов, 1968).

Путем использования данных таблицы I в зависимости от специфики развития водоносных отложений в пределах исследуемой территории в табл. 2 подытожены результаты оценки естественных ресурсов Западногрузинского нижнемелового водоносного горизонта.

Вставляя данные таблиц I и 2 в формулы (8) и (9), определили денудационную деятельность грунтовых и артезианских вод, выражающуюся в растворении карбонатных пород, слагающих нижнемело-

Таблица I

Полный средний многолетний водный баланс области питания некоторых артезианских бассейнов Западной Грузии

№ водно-балансовых участков	Река-пункт	Осадки (X_0) мм/г	Сток								Испарение (Z_0)		Величина инфильтрации $Y_0^H = Y_0^Г + Y_0^A$	
			общий (Y_0)		поверхностный ($Y_0^Г$)		грунтовый ($Y_0^Г$)		артезианский (Y_0^A)		мм/г	% от X_0	мм/г	% от X_0
			мм/г	% от X_0	мм/г	% от X_0	мм/г	% от X_0	мм/г	% от X_0				
1	Бзыби	2650	2185	82,4	1449	54,6	690	26,0	46	1,7	465	17,2	736	27,7
2	Гумиста	2400	1905	79,3	1209	50,3	425	17,7	271	11,3	495	20,7	1696	29,0
3	Кодори	2650	2195	82,8	1670	63,0	280	10,5	245	9,3	455	17,2	525	19,8
4	Галиага	2820	2350	83,3	1213	43,0	260	9,2	877	31,1	470	16,7	1137	40,3
5	Келасури	2650	2180	82,2	1568	59,1	345	13,0	267	10,1	470	17,8	612	23,1
6	Рioni	1800	1200	66,1	781	43,0	378	21,0	45	3,0	600	33,3	423	24,0
7	Квирила	1600	880	55,0	587	30,0	228	14,2	65	4,0	720	45,1	293	12,1

Таблица 2

Естественные ресурсы подземных вод нижнемелового
водоносного горизонта Западной Грузии

Наименование водоносного горизонта	Естественные ресурсы			
	грунтовых вод		артезианских вод	
	л/сек км ²	10 ⁶ м ³ /г	л/сек км ²	10 ⁶ м ³ /г
Нижнемеловой	17,0	2108	14,0	1736

вой водоносный горизонт Западной Грузии (табл.3).

Таблица 3

Денудационная деятельность подземных вод нижнемелового
водоносного горизонта Западной Грузии

С т о к	Естественные ресурсы под- земных вод л/сек км ²	Суммарное со- держание раст- воренных каль- цита и доломи- та, мг/л	Денудационная деятельность м ³ /год км ²
Грунтовый	17,0	155	28,98
Артезианский	14,0	630	97,02

Нами рассмотрена денудационная деятельность подземных вод для всей территории развития нижнемеловых пород Западной Грузии.

Для решения различных вопросов, касающихся гидродинамических и гидрогеологических аспектов данной проблемы, большой интерес будет представлять проведение аналогичных расчетов для конкретных бассейнов рек или воднобалансовых участков.

1. Алекин О.А. Ионный сток и средний остаток речной воды для территории СССР. Тр.ГИИ, вып.33(87), 1951.
2. Бражникова Л.В. Ионный сток рек Восточной части Большого Кавказа. Гидрохимические материалы, т.28, 1959.
3. Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М., 1972.
4. Гидрогеология СССР, т.Х, ГССР, 1970.
5. Дублянский В.Н. О характеристике и интенсивности химической денудации в Горном Крыму. Сб. "Гидрогеология и карстоведение", Пермь, 1971.
6. Еременко В.Я., Зенин А.А., Коновалов Г.С. Сток растворенных веществ р.Кубани. Гидрохимические материалы, т.21, 1953.
7. Константинов А.Р. Испарение в природе. Гидрометиздат, Л., 1968.
8. Куделин Б.И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. М., 1960.
9. Лушников Б.А. О влиянии состава пород и карстовых явлений на денудацию рек Урала. Сб. "Гидрогеология и карстоведение", Пермь, 1966.
10. Максимович Г.А. Основы карстоведения, ч.П. Пермь, 1969.
11. Основные гидрогеологические характеристики, т. IX, вып. I, Л., 1967.
12. Подземные воды СССР, М., 1974.
13. Родионов Н.В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. Тр. лаб. гидрогеологических проблем, т. VI, 1949.
14. Труды географического общества ГССР, т. У-УШ, Тбилизи, 1965.

Д.В.Качарава

ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

Для гидрогеохимического районирования территории, как известно, требуется решение вопросов, связанных с генезисом ионно-солевого, а также газового состава подземных вод и выявления закономерности их гидрохимического распределения в земной коре.

В этом направлении многое сделано. Собран большой материал по геологии и геохимии минеральных вод; немало сделано заключений по вопросам гидрогеохимии; И.Буачидзе выделил основные гидрохимические типы минеральных вод Грузии; установил их гидродинамическую зональность по вертикали; впервые произвел гидрогеологическое районирование территории Грузии.

Важны представления С.Чихелидзе о генезисе содовых и некоторых других минеральных вод, сопровождаемые экспериментальными работами; полезна его монография "Минеральные воды Грузии".

Заслуги А.Овчинникова и Н.Славянова весьма большие по выявлению гидрогеологических и гидрохимических условий Боржомо-Гуджаретского поднятия и Юго-Осетинской АССР, заслуживают большого внимания также экспериментальные работы И.Тугуши по моделированию формирования углекислых минеральных вод.

В многочисленных публикациях и научных отчетах: Ф.Мелива, М. Патава, Д.Качарава, Т.Чичуа, Ш.Чубинидзе, В.Джалишвили, Н.Церквадзе, Л.Харатишвили, Г.Буачидзе, И.Кварцхавя, Г.Чхидзе, О.Мантешавили, Т.Лазарашвили и многих других, затронуты вопросы генезиса ионно-солевого и газового состава минеральных вод отдельных

месторождений, отдельные геотектонических единиц или части их, или же Грузии в целом; некоторыми из перечисленных авторов выявлены зональность в гидрохимическом распределении подземных вод и произведено районирование территории.

Немало ценных заключений имеется по отмеченным выше основным вопросам в статьях и тематических отчетах молодых специалистов: И.Стуруа, Б.Мхеидзе, Д.Габечავа, Г.Сабхатарашвили, У.Звиаддзе и др.; их выводы нередко подкреплены экспериментальными работами.

Б.Зауташвили много сделано по гидрогеохимии редких элементов, их генезиса и распределения. В этом отношении немало заслуг и у М.Мзареулишвили; интересны взгляды этого автора о происхождении иононо-солевого комплекса подземных вод Тбилисских терм.

Почти все названные выше авторы одного мнения в том, что в пределах территории Грузии распространены подземные воды ссвременной метеорной и древнепогребенной генераций. Однако некоторые предполагают возможность наличия подземных вод и вулканического происхождения.

Специалисты, изучившие гидрогеологические условия области современного вулканизма (Иванов В.И. и др.), пришли к выводу, что хлоридные воды водоносных структур этих областей седиментационного происхождения. Известно, что Грузия — страна несовременного вулканизма.

Разумеется, нельзя допустить в вулканогенных формациях (в вулканогенном среднем эоцена, адигенской свите верхнего эоцена, в порфиритовой свите байоса и др.), в условиях гидрогеологической закрытости наличие погребенных хлоридных вод вулканогенного (магматического) происхождения, т.к. их возможная доля по сравнению с водами геосинклинального моря, на дне которого происходили вулка-

нические извержения, должна быть совершенно незаметной.

Таким образом, подземные воды Грузии могут быть: а) современные метеорные инфильтрационные и б) древние погребенные морского типа.

Экспериментальные работы по водным вытяжкам пород, а также данные по химизму вод глубоких буровых скважин сверху вниз показывают, что известковистые воды постепенно переходят в содовые или же, в зависимости от геохимии пород, в гипсовые — глауберовые, между ними формируются верхняя переходная гидрогеохимическая зона, в которой вода становится вначале кальциево-натриевой, далее натриево-кальциевой, последние сменяются "чисто" натриевыми водами в зоне затрудненного водообмена.

Установлено, что в одном и том же водоносном образовании переход от зоны затрудненного водообмена к зоне застоя происходит также не внезапно; между этими двумя зонами формируется нижняя переходная гидрогеохимическая зона. По-видимому, не трудно представить, что в этой зоне принимают участие воды обеих генераций; выходит, что эта зона занята водами смешанного типа. В областях углекислых вод в ней формируются воды типа есендуки (джавская, зварская, вардзийская и многие другие). В областях же неуглекислых вод в этой зоне распространены разбавленные (опресненные) "чисто" хлоридные воды (типа Менджи, Мацеста и др.).

Подобное изменение состава подземных вод наблюдается и по погружению складок и геотектонических единиц или по падению пластов водоносных образований.

Таким образом, в отмеченных направлениях хорошо улавливается зональное гидрохимическое распределение подземных вод. Гидрохимическая зональность совпадает с гидродинамической зональностью.

Как известно, эти зоны следующие: а) активная, б) затрудненная и в) застоя.

Мощность первой зоны очень большая в складчатых системах, например, на Южном склоне; минимальная же мощность наблюдается в областях платформенных или платформоидальных; мощность зоны застоя наибольшая на платформах и глыбах (Грузинская глыба), измеряемая километрами. Мощность зоны активной и затрудненной циркуляции в складчатых системах максимальная, потому что эти области тектонически и морфологически сильно приподняты, интенсивно складчаты и породы трещиноваты; водносные образования обнажены; система расчленена весьма глубокими ущельями, благоприятствующими ускорению фильтрации и дренажа. Этим объясняется то, что в нередких случаях зона застоя в этих областях отсутствует (см. ниже). Зона застоя, начиная от нижней переходной гидрогеохимической зоны, распространяется вглубь по всей мощности водоносного комплекса, если последний гидрогеологически совершенно закрыт или водоносные образования, имея основную область питания, не располагают основной областью разгрузки, т.е. нет благоприятной гидродинамической обстановки для сквозного движения подземных вод по всей мощности водоносных образований.

Выше было отмечено, что зональное гидрохимическое распределение подземных вод может быть наблюдаемо в осадках и по падению слоев и по погружению оси структур. Так, например, установлено, что пресные воды и углекислые нарзаны, широко распространенные в северной части Южного склона Большого Кавказа, южнее, ближе к межгорной депрессии Грузинской глыбы, сменяются солено-щелочным (в областях углекислых вод) или хлоридно-сульфатными или же "чисто" хлоридными, но опресненными (разбавленными) водами (в областях не-

углекислых вод); еще южнее, уже в пределах Грузинской глыбы, отмеченный комплекс Южного склона попадает под меловые и третичные осадки, в которых чередуются водоупорные образования; поэтому здесь он слагает гидрогеологически совершенно закрытую структуру. Восстановление палеогеографической и палеогидрогеологической картины показывает также, что здесь этот водоносный комплекс в период своего существования слагал закрытую гидрогеологическую структуру.

Приведем пример зональности и по погружению геотектонических структур. Как известно, в Грузии геотектонические единицы (с севера на юг: антиклинории Главного хребта, складчатая система Южного склона, Грузинская глыба, складчатая система Аджаро-Триалетии и Артвино-Болнисская глыба), примерно, в средней части морфологически и тектонически наиболее приподняты (район Мамисонского перевала, Окрибское поднятие, Дзирульский кристаллический массив, Гуджаретско-Боржомское поднятие, поднятия Храмского и Локского массивов); от этого, примерно, меридионального возвышения, где структуры гидрогеологически совершенно раскрыты, геотектонические единицы погружаются в восточном и в западном направлениях, т.е. в стороны региональных базисов эрозии Черного и Каспийского морей, следуя по плоскости наклона водоупорного кристаллического субстрата; и палеозойско-юрско-меловой водоносный комплекс, обнаженный на поверхности земли, в пределах восточного Азербайджана, восточного Предкавказья, Предкаспия, Алезанской и Иорской долин и в бассейне Черного моря, перекрывается молодыми, в том числе водоупорными кайнозойскими образованиями, слагая закрытую гидрогеологическую структуру.

На основе всего вышеизложенного можно заключить, что в Грузии в крупных геологических водопроводящих структурах, которые охарактеризованы областями питания и напора, устанавливается следующего характера закономерное гидродинамическое, гидрохимическое распределение подземных вод по вертикали и в плане: а) гидродинамическая зона активной циркуляции - раскрытая гидрогеологическая структура, которой соответствуют гидрокарбонатные, сульфатные или гидрокарбонатно-сульфатные кальциевые или щелочно-земельные воды; б) гидродинамическая зона затрудненной циркуляции - слабо-раскрытая гидрогеологическая структура, которой соответствуют те же анионы; но по катионному составу они "чисто" натриевые; в) верхняя переходная гидрогеохимическая зона. Отличается она от зон "а" и "б" тем, что содержит катионы как зоны "а", так и зоны "б", причем кальций-ион господствует в подземной воде в верхней части переходной зоны, а натрий-ион - в нижней части.

В зонах "а", "б" и "в" движутся исключительно современные метеорные инфильтрационные воды.

Гидрокарбонат и сульфат-ионы относятся к подземным водам современной метеорной генерации.

г) нижняя переходная гидрогеохимическая зона, как отмечено, является зоной контакта вод двух генераций и расположена между зонами затрудненной циркуляции и застоя.

В зоне застоя структура гидрогеологически совершенно закрыта, поэтому содержит древние седиментационные воды. Однако, как выясняется, местами зона застоя отсутствует. Так, например, ее нет в юрско-меловом водоносном комплексе складчатой системы Южного склона до Алазанской депрессии, где, как об этом выше было отмечено, водоносный комплекс юры и мела гидрогеологически закрыт; она от-

сутствует и в верхнемеловом – нижнепалеогеновом водоносном комплексе Западного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы, а также в Восточном погружении той же системы примерно до Тбилисского меридиана. Восстановление палеогеографических и палеогидрогеологических условий показывает, что после Валахской фазы тектогенеза формировались основные очаги разгрузки; Гагрско-гидрохимический язык, откуда и началась разгрузка древних хлоридных вод красно-мелового водоносного комплекса Западного погружения Южного склона и антиклинория в Черное море; в Аджарском гидрохимическом языке, начала разгружаться хлоридная вода из верхнемелового–нижнепалеогенового водоносного комплекса Западного погружения Аджаро-Триалетской складчатой системы Тбилисского гидрогеологического окна, через которое отгружены хлоридные воды из верхнемелового–нижнепалеогенового водоносного комплекса Триалетии.

Отсутствие естественных выходов сколько-нибудь минерализованных хлоридных вод в пределах отмеченных областей (они не были получены в глубоких скважинах) подтверждают эту установку.

Так как содовые или глауберовые воды не могут быть магматическими или седиментационными, то следует выяснить, как они формируются. Установлено, что непромытые или слабо промытые породы морских осадков, в особенности глинистые и мергелистые породы, содержат натрий, а промытые разности – кальций-ионы в поглощенном виде; происходит обменная реакция между катионами воды и пород. Исходя из этого, нетрудно утверждать, что в самой верхней части гидродинамической структуры, т.е. в области питания породы выщелочены, промыты и содержат поглощенные ионы кальция и, таким образом, породы морской фазы выщелачивания превращены

в континентальные. Чем глубже, тем богаче породы поглощенными ионами натрия. Выщелачивание керна дистиллированной водой показало тем более натриевый состав вытяжки, чем из большей глубины был доставлен керн; разведочное бурение на углекислые воды (например, на участках Уцери и Гуджаретского поднятия) показало, что известковистые нарзаны, полученные в зонах активной циркуляции, с глубиной постепенно превращались вначале в известково-содовые, а затем собственно-содовые воды.

Магниево-натриевые воды, которые весьма редко встречаются, формируются в результате обменной адсорбции между кальцием воды и магнием пород (Уравели, Вардзия и др.); местами раздоломчиванием доломитов и доломитизированных пород.

Как известно, в Грузии помимо хлоридно-натриевых вод встречаются и "чисто" хлоридные - "чисто" кальциевые воды, как например, Лугела, связанная с порфиритовым байосом в условиях гидрогеологической закрытости. О генезисе кальция в этих водах мнения расходятся. Среди них наиболее обоснованным нам кажется мнение, по которому кальциевость в этих водах - результат катионного обмена между натрием древней хлоридной воды и кальцием, поглощенным в континентальной фазе выщелачивания в породах порфиритового байоса; как известно, после батской орофазы тектогенеза кордильеры вулканогенного байоса в продолжительное время, как указывает на это восстановление палеогеографической картины, представляли сушу; они подверглись интенсивному выветриванию и выщелачиванию, в результате чего превратились в породы континентальной фации (с поглощенными ионами кальция); в дальнейшем произошло потопление кордильеров и миграция в них хлоридных седиментационных вод нижней юры и катионный обмен между натрием седиментационной мигриро-

ванной из нижней юры хлоридной воды и кальцием, поглощенным в породах порфиритового байоса.

Выше было отмечено, что углекислый газ в подземных водах вулканического (термометаморфического) происхождения. Но углекислый газ может быть и химического или биогенного (например, в сульфидных водах типа Менджи и Мацеста) происхождения. Азот, главным образом, атмосферного происхождения. Метан местами парагенетичен солености подземных вод современной генерации (Ткваарчельские термы, Мацестинского типа воды Грузии и др.); в подземных водах типа нефтяных месторождений метан также биогенного происхождения, но парагенетичен он солености древней хлоридной воды.

Много в природе смешанного типа подземных вод (в зонах разломов в результате смешения напорных вод разного горизонта). В таких водах и газы смешанные. Но к смешанному типу вод относятся и воды Менджи, Мацесты, Тбилисские термы и многие другие, которые формируются в нижней переходной гидрогеохимической зоне. В этих водах и газы смешанные. В областях углекислых вод они, как известно, солено-щелочные эссентуковского типа; здесь обычно углекислыми являются содовые, а метановыми — хлоридные составляющие смеси.

Воды типа Менджи и Мацеста "чисто" хлоридные; они местами значительно минерализованные, однако относятся, как отмечалось выше, к смешанному типу вод; в них, по сравнению с седиментационной водой, общая минерализация значительно низкая; они сульфидные и азотно-метановые, тогда как первые не сульфидные и "чисто" метановые. Установлено, что по падению водоносного горизонта воды Менджи и Мацесты сменяются непосредственно седиментационными водами. В водах типа Менджи и Мацесты разбавляющая вода современ-

ная метеорная; она сульфатная и азотная; сульфидность в них - результат десульфатизации, а некоторое повышение гидрокарбонатов - результат растворения карбонатных пород в присутствии углекислого газа биогенного происхождения, образованного в процессе десульфатизации.

Как известно, основная задача гидрогеохимического районирования территории заключается в размещении подземных вод разного ионно-солевого и газового состава в гидрогеологических структурах. Выше затронуты были все вопросы, связанные с проблемой гидрогеохимического районирования территории, это нам дало возможность прогнозировать, где и как распределены в геологических структурах Грузии разного состава минеральные воды, что, как нам кажется, позволяет произвести гидрогеохимическое районирование ее территории.

Из вышеизложенного вытекает, что каждый гидрогеохимический район должен характеризоваться своим постоянным специфическим ионно-солевым и газовым составом.

В выделенных районах, областях или подобластях некоторые гидрогеохимические зоны могут отсутствовать по указанной выше причине.

Гидрохимический разрез каждого гидрохимического района должен отличаться от соседнего гидрохимического района, подрайона.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА НА
РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

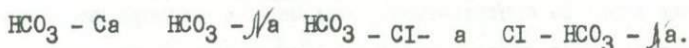
Современная промышленность потребляет в непрерывно возрастающем количестве такие химические элементы как йод, бром, бор, литий, рубидий, цезий, стронций, рений, германий, редкие земли и другие, основной сырьевой базой которых могут являться природные, преимущественно подземные промышленные воды. В настоящее время бром добывается из морской воды, рассолов озер и подземных вод. Для промышленной добычи йода используются подземные воды и месторождения селитры. Основными производителями брома и йода за рубежом являются США, Англия, Израиль, Япония, Чили и др. В СССР йод и бром добываются в основном из подземных вод. Кроме того, налаживается производство многих химических элементов и солей (лития, соды, буре, фосфорной кислоты, вольфрама и др.).

В настоящее время, помимо глубинных минерализованных вод межгорных впадин и платформ, являющихся основным объектом поисков промышленных вод, определенного интереса заслуживают горноскладчатые области, порой содержащие обогащенные редкими металлами подземные воды.

Среди многих структур альпийской складчатой системы, по высокому содержанию редких элементов в подземных водах, выделяется эвгеосинклиналь Южного склона Большого Кавказа.

В области водонапорных систем складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа преимущественно развиты юрские и меловые отложения. Характерной особенностью является интенсивная складчатость,

доходящая до изоклиальной, и наличие многочисленных продольных и поперечных разломов. В пределах этой области подземные воды активного водообмена представлены преимущественно трещинными и трещинно-карстовыми разновидностями. Это, главным образом, слабо-минерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды. Подземные воды затрудненного водообмена здесь имеют довольно широкое развитие, и их выходы, в основном, приурочены к тектоническим разрывам, имеющим общекавказское распространение, хотя в их появлении большую роль играют также и поперечные разломы, как наиболее глубокие и открытые нарушения. По газовому и химическому составу это, в основном, углекислые гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные, натриевые, местами довольно минерализованные (27-37 г/л), подземные воды. Здесь хорошо проявляется горизонтальная и вертикальная зональность, которая характеризуется сменой химического состава в такой последовательности:



В центральной высоко приподнятой части области эти воды представлены простыми типами, а в сторону западного и особенно восточного погружения структур, минерализация вод постепенно увеличивается и воды становятся содовыми и солено-щелочными. Такое изменение химического состава сопровождается и изменением газовой ассоциации: с увеличением общей минерализации и повышением роли хлора в водах, увеличивается содержание метана, а также появляется сероводород. Такая же зональность наблюдается и в меридиональном направлении. Отмеченный характер региональной зональности подземных вод местами нарушен под влиянием поперечных тектонических нарушений, обуславливающих разгрузку подземных вод с более больших глубин (участки Кароби, Уцера и др.).

Микроэлементный состав углекислых вод Южного склона Большого Кавказа имеет довольно многообразный вид, хорошо согласующийся с химическим составом вод и геолого-структурным характером очагов их разгрузки [1, 2]. Характерные содержания и относительные концентрации микроэлементов углекислых вод Южного склона Большого Кавказа приведены в таблице I, из которой следует, что наиболее обогащенными редкими элементами являются углекислые воды сланцевых отложений юры. Общей характерной чертой этих вод является то, что с повышением минерализации, параллельно со сменой химического состава в такой последовательности: $\text{HCO}_3 - \text{Ca}$ $\text{HCO}_3 - \text{Mg}$ $\text{HCO}_3 - \text{Cl}$ - а $\text{Cl} - \text{HCO}_3 - \text{Mg}$, происходит увеличение концентрации микроэлементов (B, Li, Rb, Cs, As и др.). Подтверждением этого является высокая корреляционная зависимость отмеченных микроэлементов с хлором, калием, натрием, гидрокарбонатом и минерализацией вод [2]. Здесь следует отметить, что в углекислых водах рассматриваемого региона концентрация микроэлементов полностью не соответствует вышеотмеченной зональности и на общем фоне выделяются отдельные участки с высокими содержаниями микроэлементов. Эти "аномальные" углекислые воды представляют участки сопряженных структур, продольных и поперечных глубинных разломов, в пределах которых наблюдается высокая тектоническая и геотермическая ($q \approx 3$ мккал/см²сек) напряженность мобилизирующая миграционную способность микроэлементов [2, 3, 4]. На этих участках редкие щелочные элементы в водах накапливаются настолько интенсивно, что опережают натрий и калий и миграционный ряд имеет следующий вид: $\text{Li} \geq \text{Cs} > \text{Na} > \text{Rb} > \text{K}$ Такой необычный характер распространения вызван локальными условиями, в которых по степени накопления в углекислых водах и подвижности

Таблица I

Содержание и относительные концентрации редких элементов в углекислых водах
Южного склона Большого Кавказа ($\frac{\text{среднее}}{\text{максимальное}}$)

Водоносные комплексы	Л и т и й		Р у б и д и й		Ц е з и й		Б о р		М ы ш ь я к	
	Содержание, мг/л	% минерализации	Содержание, мг/л	% минерализации	Содержание, мг/л	% минерализации	Содержание, мг/л	% минерализации	Содержание, мг/л	% минерализации
Сланцевые отложения ($У_1 - У_2$)	$\frac{1,89}{29,0}$	$\frac{0,046}{0,71}$	$\frac{0,14}{1,2}$	$\frac{0,003}{0,03}$	$\frac{0,26}{3,3}$	$\frac{0,006}{0,083}$	$\frac{76}{509}$	$\frac{1,4}{2,0}$	$\frac{0,6}{6,0}$	$\frac{0,015}{0,022}$
Карбонатный флиш ($У_3$)	$\frac{1,3}{3,3}$	$\frac{0,021}{0,05}$	$\frac{0,043}{0,1}$	$\frac{0,0007}{0,001}$	$\frac{0,066}{0,14}$	$\frac{0,001}{0,022}$	$\frac{24}{45}$	$\frac{0,7}{1,4}$	$\frac{0,043}{0,12}$	$\frac{0,00069}{0,0007}$
Терригенный и карбонатный флиш ($С_1$)	$\frac{5,26}{20}$	$\frac{0,05}{0,21}$	$\frac{0,139}{0,45}$	$\frac{0,0013}{0,0044}$	$\frac{0,07}{0,38}$	$\frac{0,0006}{0,0036}$	$\frac{86}{443}$	$\frac{0,9}{2,0}$	$\frac{0,222}{3,0}$	$\frac{0,0021}{0,019}$

в них, редкие щелочные элементы опережают близкие им в геохимическом отношении натрий и калий [3, 4], вследствие чего в этих водах понижены величины коэффициентов их соотношения Na/K (до 4), K/L (до 0,5), K/Rb (до 83), K/Cs (до 32), Rb/Cs (до 0,3) — что ниже подобных величин обогащенных ими в горных породах [4, 5].

Распространенность отмеченных редкометалльных промышленных вод в зависимости от вышеотмеченных факторов и свойств повышенной водной миграции в определенных геохимических условиях такова, что литий — борные воды занимают более обширные площади развития шовных зон, среди которых выделяются участки (узлы пересечения сопряженных глубинных нарушений) с повышенными содержаниями цезия и рубидия.

Резюмируя отмеченное выше, можно заключить, что в пределах эвгеосинклиальной зоны Южного склона Большого Кавказа в отношении наличия подземных вод с высокими содержаниями микроэлементов (Li, Cs, Rb, B, As и др.) наиболее перспективными являются шовные зоны (Главный надвиг и параллельные структуры), особенно на участках сопряженных структур.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М., Зауташвили Б.З. О закономерностях распространения промышленных подземных вод на территории Грузинской ССР. Тр. XV н/т конференции ГПИ им. В.И.Ленина, вып.6, 1970.
2. Зауташвили Б.З., О геохимических закономерностях распространения и концентрации редких щелочных элементов Li, Rb, Cs в углекислых водах Грузии. Сообщения АН СССР, 76, № I, 1974.

3. Крайнов С.Р., Петрова Н.Г., Батуринская И.В., О геохимических особенностях и условиях формирования углекислых вод Кавказа, обогащенных литием, рубидием, цезием. "Геохимия", № 3, 1973.
4. Эллис А.Д., Химия некоторых исследованных геотермических систем. В кн. "Геохимия гидротермальных рудных месторождений" "Мир", М., 1970.
5. Гинзбург А.И., Ставров О.Д., К геохимии цезия. "Геохимия", № 4, 1969.

О КОНТУРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОРЖОМСКОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ
ВОДЫ

В районе месторождения Боржомской минеральной воды в основном обнажены мощные свиты пород палеогенного возраста, а севернее месторождения, в районе горы Ломис-мта, на площади около 120 км² обнажены карбонатные отложения верхнего мела. Эта площадь должна считаться основной областью питания месторождения.

Эти породы весьма интенсивно дислоцированы, где развиты сложные системы разломов и трещин, которые создают благоприятные условия для циркуляции подземных вод.

Боржомская минеральная вода по сей день выявлена в пределах Боржомской антиклинали и следующей за ней к северу Баратхевской синклинали.

Имеются все основания для того, чтобы в результате проведения полноценных разведочных работ южнее Боржомской антиклинали и к северо-востоку от селения Квибиси будут выявлены дополнительные ресурсы Боржомской минеральной воды, и соответственно расширятся пределы распространения месторождения.

Результатами проведенных до сего времени разведочных работ установлено, что между отдельными действующими точками (скважинами) поучастково в основном быстрое и явное взаимное влияние, тогда как между разными участками такая связь в отдельных случаях носит сравнительно слабый и замедленный характер.

Как видно, совокупность геологических, гидрогеологических и гидрохимических условий Боржомского месторождения подтверждает

тот факт, что выявленная по сей день Боржомская минеральная вода принадлежит к единому месторождению.

Однако, в последнее время некоторые специалисты пришли к противоположному мнению и на выявленной до сего времени площади выделили 3 не зависящих друг от друга месторождения [3.11]: Вашловано-Квибисское, Боржомское и Ликанское - скважина № 2 (54).

Подобные утверждения интересны как с теоретической, так и с практической точки зрения и поэтому обязательно их объективное выяснение.

На наш взгляд, разделение месторождения Боржомской минеральной воды на несколько независимых месторождений лишено всякого основания по соображениям, изложенным ниже.

I. Вопрос о существовании Вашловано-Квибисского участка, как независимого месторождения

По утверждению ряда авторов, Вашловано-Квибисский участок представляет собой независимое месторождение [3], для обоснования чего приводятся следующие мотивы: между Вашловано-Квибисским и Центральными участками гидродинамической связи не наблюдается и изотопный состав углерода углекислого газа минеральной воды этих участков различен.

Объективное рассмотрение вышеотмеченных обоснований приводит нас к следующим выводам:

- а) Вопрос изотопного состава углерода углекислого газа Боржомской минеральной воды

Группа авторов (И.М.Буачидзе, Г.И.Буачидзе, И.Т.Тевзадзе) утверждает, что в соответствии с изотопным составом углерода уг-

лекислого газа Вашловано-Квибицкий участок является независимым месторождением [3]. Основанием служат изотопные определения углерода углекислого газа Боржомской минеральной воды 1967 и 1970 годов. Необходимо подчеркнуть, что в обоих случаях проведение определений на отдельных источниках было сделано не по несколько раз, а лишь по одному разу.

Известно, что весьма незначительное изменение содержания газа может вызвать значительные изменения. Проведение по несколько раз отмеченных определений на каждом отдельном источнике тем более необходимо в условиях Боржоми, так как углекислый газ Боржомской минеральной воды в основном вулканического происхождения, но в ней возможно также и наличие углекислого газа метаморфического происхождения. И в этих случаях изотопные составы углерода значительно разнятся друг от друга.

Кроме того, надо отметить, что для получения выводов результата проведенных определений авторами использованы выборочно: так, например, для вычисления изотопного состава углерода углекислого газа скважин № 1а, 4а, 25, 47, 54, 59 использованы результаты определений 1970 года, тогда как для скважин № 37, 38, 41а - результаты 1967 года. Этим авторы достигают уравнения данных изотопного состава углерода в углекислом газе, полученных на отдельных участках месторождения (рис. I).

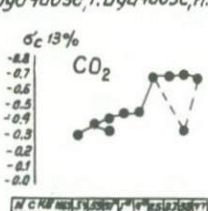
Выпущен из виду показатель определения за 1967 год изотопного состава углерода углекислого газа минеральной воды скважины № 5I Центрального участка, который составляет + 0,01%. Эта величина значительно отлична от показателей остальных источников и явно выходит за рамки колебания изотопного состава углерода вулканического углекислого газа [4]. Ясно, что так действовать недопустимо.

В результате неполноценно проведенных определений пределы колебаний изотопного состава углерода углекислого газа Боржом-

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА РАЗНЫХ ОБЪЕКТОВ

Изоотопный состав углерода CO_2 Баюжомского месторождения минеральных вод

(по И. Бучачидзе, Г. Бучачидзе, И. Тевзадзе)



Изоотопный состав углерода CO_2 в математических газах (В. Ланг, Г. Крейч и др.)



Изоотопный состав углерода морских известняков

(Э. Галлов, П. Джеффри и др.)



Зависимость изотопного состава углерода углеводородных газов от глубины их залегания (Р. Зартман и др. 1961)



Рис. I

ской минеральной воды установлены в рамках $-0,3 - 0,68\%$. Для Центрального участка этот показатель в среднем составляет $0,4\%$ а для Вашловано-Квибисского участка $-0,68\%$.

На основе таких незначительных различий в изотопном составе углерода углекислого газа минеральной воды Башловано-Квибисского и Центрального участков, выделено 2 независимых месторождения.

С одной стороны, как было отмечено, результаты определений не могут дать реальных данных. С другой стороны, колебания определений ($-0,4 - 0,68\%$) попадают в интервал установленных многочисленными исследованиями пределов колебания ($-0,2 - \text{до } -1,2\%$) изотопного состава углерода углекислого газа вулканического происхождения [4], поэтому они являются величиной одного порядка, ввиду этого на основе отмеченных данных выделение указанных участков как самостоятельных месторождений недопустимо.

Ввиду этого, мы считаем лишним всякого основания утверждение авторов: "Изотопный состав углерода минеральной воды Боржоми ($\delta^{13}C = -0,31 - 0,68\%$) попадает в интервал, определенный для эндогенной углекислоты. В то же время, по изотопному составу еще раз подтверждается наличие здесь двух обособленных месторождений минеральных вод со средними $\delta^{13}C = -0,4$ и $-0,68\%$ " [3].

б) О гидродинамической связи между Вашловано-Квибисским и Центральным участками

Необходимо отметить, что установление факта взаимовлияния отдельных участков имеет решающее значение при разрешении вопроса единства месторождения. Однако установление такой взаимосвязи иногда сильно затрудняется, что, в свою очередь, вызывает степень интенсивности водосодержащих трещин. На примере Бор-

жомского месторождения видно, что осевые полосы складчатых структур в значительно большей степени трещиноваты и разрушены, чем их крылья.

Поэтому в первом случае взаимосвязь между скважинами быстра и ясно выражена, тогда как во втором — слабо и замедленно. Отмеченным фактором определяется их водообильность, что хорошо видно на рис. 2.

На Вашловано-Квибисском участке скважина № 9 проведена в 1957 году, на северном крыле Боржомской антиклинали, в 1700 метрах от оси. Остальные действующие скважины (№№ 25, 37, 38, 47) проведены в осевой полосе Баратхевской синклинали и ее крыльях.

Из вышеотмеченных скважин буровая № 25 проведена в январе 1960 года; № 37 — в январе 1961 года; № 38 — в октябре 1961 года и № 47 — в июле 1962 года. Первоначальные дебиты минеральных вод этих скважин в отдельных случаях колебались в пределах 7–34 л/сек., тогда как дебит скважины № 9 характеризовался гораздо меньшей величиной.

Отмеченные скважины, кроме скважины № 9, с самого начала были переведены на крановый режим. В случае необходимости из них производился выпуск воды иногда полным или ограниченным дебитом. Аналогичным режимом производилась также в основном и эксплуатация скважин Центрального участка. Отсюда понятно, что точное установление взаимосвязи между отдельными участками в отмеченных условиях вообще представляло большую трудность, вследствие не проведения полноценных специальных наблюдений на месторождении.

С целью выяснения вопроса гидравлической связи между Вашловано-Квибисским и Центральным участками, в настоящий момент в первую очередь, мы обратились к материалам режима скважины № 9,

РЕЖИМ СКВ №9 ЗА 1960-1973 г.г.

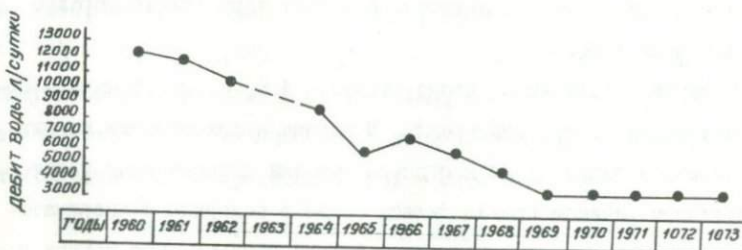
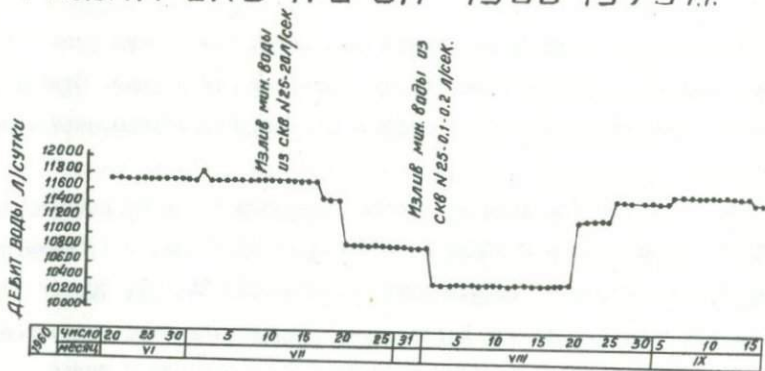


Рис. 2

эксплуатация которой с самого же начала производится в условиях свободного перелива минеральной воды. С помощью скважины № 25 была получена в январе 1960 года Боржомская минеральная вода большим дебитом (20 л/сек.). Самотек воды с помощью вентиля был искусственно совершенно закрыт.

Перелив минеральной воды полным дебитом из этой скважины был осуществлен 11 июля 1960 года, в результате чего ясно было замечено ее влияние на режим скважины № 9 (рис.2).

Как видно из рис.3, дебит скважины № 9 перед пуском полным дебитом (20 л/сек) скважины № 25 приблизительно составлял 11700 л/сут.

Аналогичный дебит сохранялся до 17 июля, т.е. в течение 6 дней с момента пуска скважины № 25. После дебит постепенно снижался и в первых числах августа дошел до 10400 л/сут. В это время самотек воды из скважины № 25 почти полностью был искусственно перекрыт (перелив достигал лишь 0,2 л/сек.). Дебит же скважины № 9 оставался без изменения до 20 августа, т.е. в течение 18 дней с момента перекрытия самотека из скважины № 25, в последующий период дебит начал расти и к середине октября достиг величины предпускового периода скважины № 25.

Отмеченное наглядно подтверждает факт влияния проведенной в осевой полосе Баратхавской синклинали скважины № 25 на режим скважины № 9, проведенной в крыле Боржомской антиклинали. Вместе с этим отмеченный факт подтверждает значительную замедленность гидродинамической связи.

Крупнодебитные скважины №№ 37, 38, 47 также оказали влияние на режим скважины № 9, дебит которой постепенно начал понижаться с 11700 л/сутки (1960 год) до 3500 л/сутки (1969 год). Начиная же

с этого периода по сей день, отмеченный дебит остается без изменения (рис.2). Как видно, гидродинамическое равновесие установлено.

Явное влияние проведенных в пределах Баратхевской синклинали скважин также замечено на скважине № 4а, расположенной приблизительно на I км южнее скважины № 9. Эта скважина проведена на северном крыле Боржомской антиклинали, приблизительно в 700 метрах от ее оси. Дебит скважины № 4а в условиях кранового режима в начале 1961 года составлял 70000 л/сутки. Вследствие постепенного понижения дебита, в соответствии с потребностями, минеральная вода выпускалась искусственно в больших количествах при помощи вентиля. В последний период перелив воды из скважины осуществлен без ограничения, но, несмотря на это, ее дебит в последнее время упал приблизительно до 11000 л/сутки.

Аналогичная картина наблюдается и в скважинах Центрального участка.

Вышеотмеченный сложный режим скважин Центрального участка в основном должен быть объяснен влиянием проведенных в пределах Баратхевской синклинали скважин, т.к. нигде в пределах месторождения, за исключением проведенной в 1966 году скважины № 59, буровыми работами Боржомская минеральная вода не была получена.

Правдивость вышеотмеченного подтверждается протоколом № 20 совещания Координационного совета по проведению гидрогеологических работ на Боржомском месторождении от 17 августа 1962 года. Это совещание было созвано в связи с падением дебита минеральной воды на Центральном участке в результате влияния скважин Вашловани-Квибисского участка [10].

Совещание, на котором присутствовали: С.В.Цомая, А.И.Джане-

лидзе, И.М.Буачидзе и другие, вынесло постановление: "Вследствие того, что самотек воды из проведенных на Вашловано-Квибисском участке скважин оказывает влияние на Центральный участок и в связи с необходимостью сохранения самотека в парке ... необходимо проведение следующих мероприятий" и т.д.

Все вышеизложенные факты ярко подтверждают, что между Вашловано-Квибисским и Центральным участками явно существует гидродинамическая связь.

2. О выделении Ликанского участка как самостоятельного месторождения

В соответствии со взглядами Т.Б.Чичуа, выделено самостоятельное Ликанское месторождение [II] на основании следующих аргументов: в результате действия скважины № 2 (54) не было замечено ее влияние на Центральный участок, т.е. Боржомское месторождение; общая минерализация воды Ликанской скважины № 2(54) варьирует в пределах 5,2-5,6 г/литр, тогда как общая минерализация минеральной воды Боржомского месторождения колеблется в пределах 6-7 г/литр; содержание магния-иона в минеральной воде скважины № 2 (54) достигает 12 мг·эквивалент процентов, тогда как в воде Боржомского месторождения его содержание достигает 6.

Рассмотрение вышеперечисленных аргументов дает следующую картину.

а) Вопрос влияния Ликанской скважины № 2 (54) на Центральный участок

I7/Ш - 1956 года введение в строй скважины № 2 с большим дебитом (6,7 литров в секунду) оказало быстрое и ясно выраженное влияние на режим наблюдательной скважины № 5 Центрального участ-

ка, проведенной в осевой полосе Боржомской антиклинали, на территории Ликанского санатория, приблизительно в двух километрах от Ликанской скважины № 2 (рис.3).

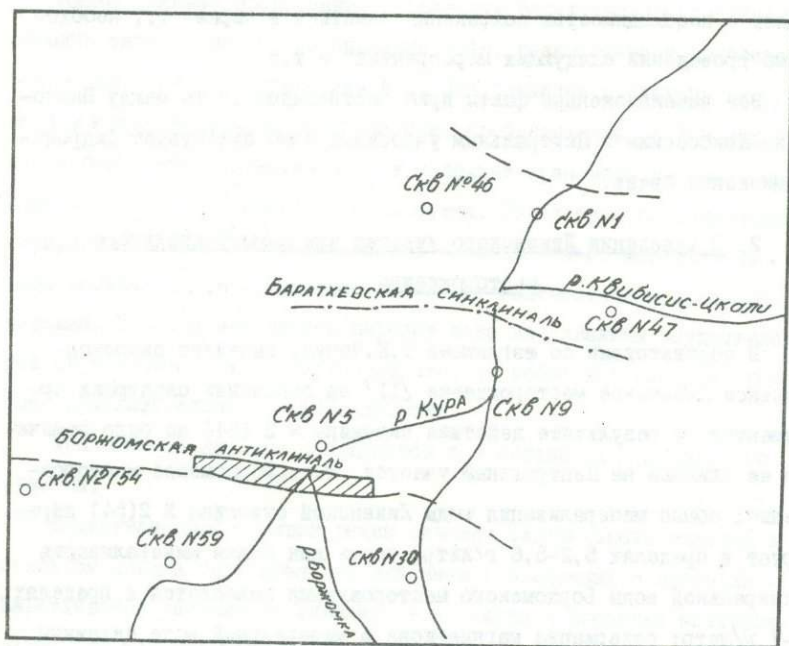


Рис.3

18 марта 1956 года уровень воды в скважине № 5 сразу упал на 0,9 метров; в последующий период он до конца года понизился приблизительно на 4 метра (рис.4).

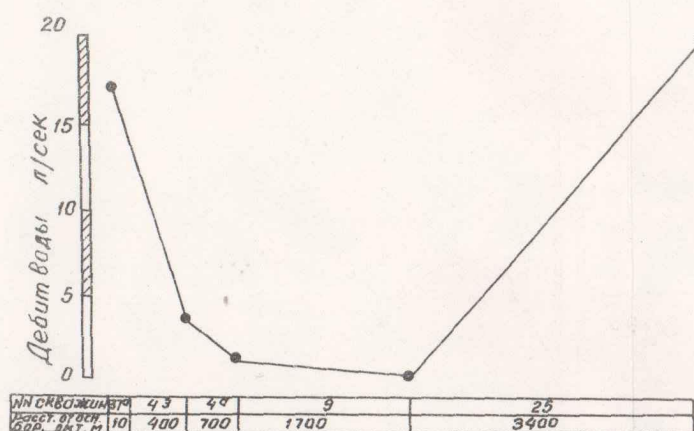
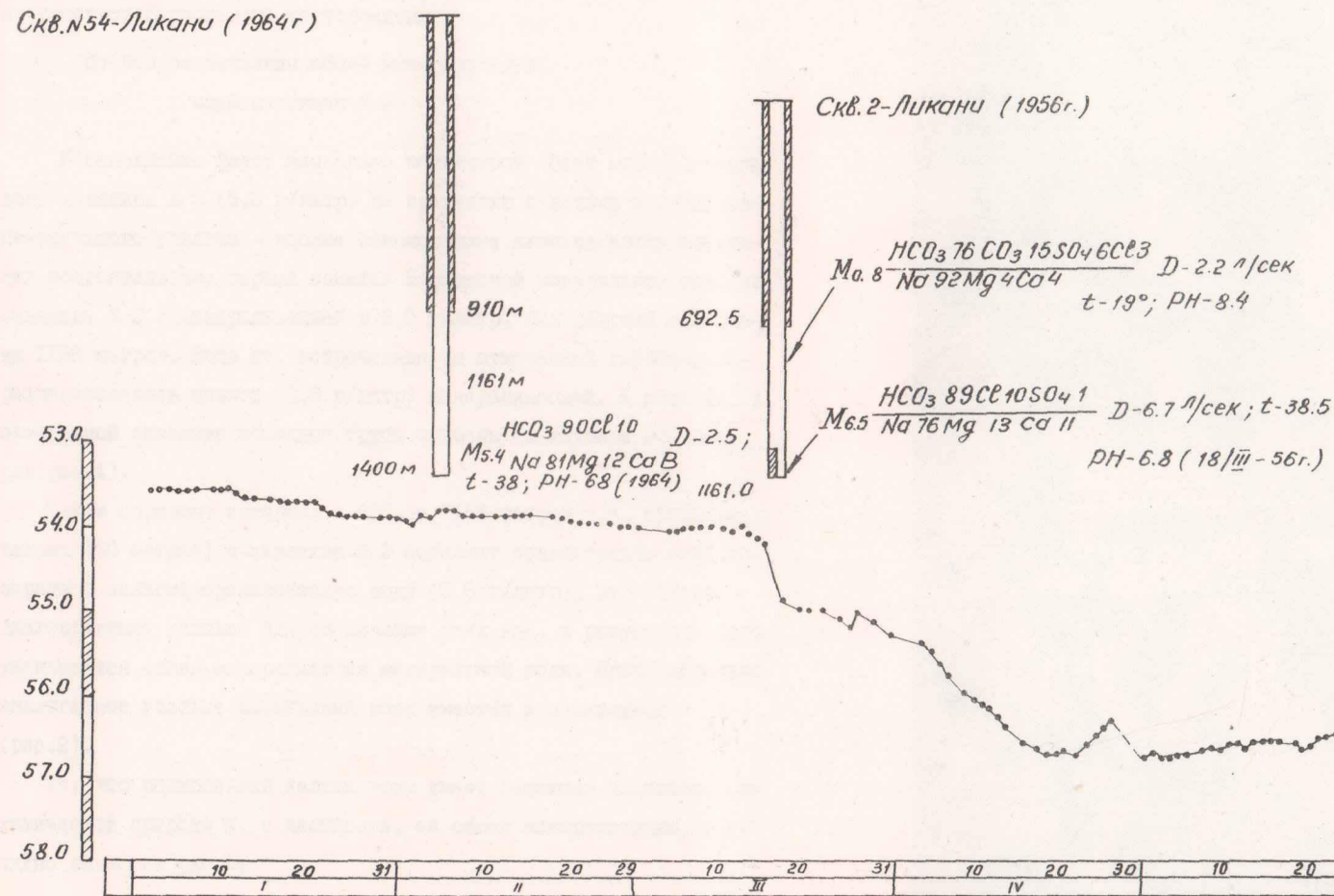
Такое ясно выраженное влияние на режим скважины № 5, как было отмечено выше, оказало введение в строй скважины № 2, несмотря на то, что между ними фиксируется нарушение диагонального направления (с юго-востока на северо-запад), амплитуда которого превышает 500 метров. Ясно, что оно не смогло бы послужить по-

РЕЖИМ УРОВНЯ ВОДЫ В СКВ. N 5 ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ СКВ N 2 (54) - ЛИКАНИ

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ БОРЖОМСКОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ И ПЕРВОНАЧАЛЬНЫЙ ДЕБИТ СКВ NN 37, 4, 4, 9, 25

СКВ. N 54-Ликани (1964 г)

Уровень воды в м в скв N 5 - Ликани



- СКВ. N 2 (54) - M_{6.5} $\frac{HCO_3 89 Cl 10 SO_4 1}{Na 76 Mg 13 Ca 11}$
- СКВ N 59 - M_{6.2} $\frac{HCO_3 84 Cl 16}{Na 88}$
- СКВ N 41^а - M_{6.4} $\frac{HCO_3 85}{Na 88}$
- СКВ N 5 - M_{6.8} $\frac{HCO_3 87 Cl 13}{Na 93 Ca 5 Mg 2}$
- СКВ N 1 - M_{6.0} $\frac{HCO_3 85 Cl 15}{Na 89 Ca 7 Mg 3}$
- СКВ. N 37^а - M_{6.7} $\frac{HCO_3 86}{Na 88}$
- СКВ N 30 - M_{3.0} $\frac{Na CO_3 89 Cl 11}{Na 77 Mg 13 Ca 7 Fe 3}$
- СКВ N 51 - M_{5.5} $\frac{HCO_3 89 Cl 11}{Na 81 Mg 13}$
- СКВ N 4^а - M_{7.9} $\frac{HCO_3 87 Cl 13}{Na 95 Mg 3 Ca 2}$
- СКВ N 9 - M_{7.0} $\frac{HCO_3 88 Cl 13}{Na 99 Mg 1}$
- СКВ N 41 - M_{5.1} $\frac{HCO_3 85 Cl 13}{Na 94}$
- СКВ N 47 - M_{7.3} $\frac{HCO_3 85 Cl 15}{Na 94}$
- СКВ N 37 - M_{4.2} $\frac{HCO_3 87 Cl 13}{Na 95 Mg 4 Ca 1}$
- СКВ. N 25 - M_{7.3} $\frac{HCO_3 85 Cl 15}{Na 96 Mg 2 Ca 2}$
- СКВ. N 38 - M_{7.0} $\frac{HCO_3 87 Cl 13}{Na 94 Mg 4 Ca 2}$
- СКВ. N 1 (Рделу) - M_{4.0} $\frac{HCO_3 68 Cl 17 SO_4 9 CO_3 6}{Na 98 Ca 1 Mg 1}$

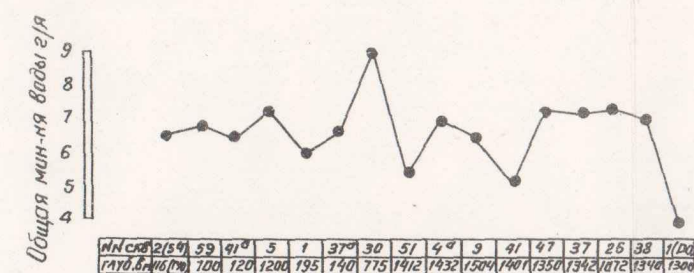


Рис. 4

водом для выделения самостоятельного месторождения.

Из приведенного фактического материала ясно видна гидравлическая связь между Ликанской скважиной № 2 и скважиной № 5 Центрального участка; исходя из этого, вода Ликанской скважины № 2 не относится к самостоятельному месторождению, а принадлежит к одному из участков Боржомского месторождения.

б) Вопрос величины общей минерализации
воды скважины № 2

Установление факта несколько пониженной общей минерализации воды скважины № 2 (5,6 г/литр) по сравнению с водами источников Центрального участка – вполне закономерное явление ввиду следующих обстоятельств: первый самотек Боржомской минеральной воды из скважины № 2 с минерализацией в 6,5 г/литр, был получен с глубины 1158 метров. Вода же, встреченная до отмеченной глубины, характеризовалась низкой (0,8 г/литр) минерализацией. К тому же, в отмеченной скважине обсадные трубы опущены до глубины 600 метров (рис.4).

Таким образом, интервал с 600 до 1158 метров (т.е. приблизительно 560 метров) в скважине № 2 содержит сравнительно слабонапорную и низкоминерализованную воду (0,8 г/литр), что создает благоприятные условия для смешивания этих вод, в результате чего уменьшается общая минерализация минеральной воды. Приблизительно аналогичное условие смешивания воды имеется и в скважине № 54 (рис.2).

То, что полноценный каптаж воды имеет решающее значение в ее химической природе и, в частности, ее общей минерализации, наглядно видно на рис.4.

Например, скважины № 5, 4а, 9, 25, 37, 38, 47 полноценны как с точки зрения их глубины, так и с точки зрения глубины опущенных в них каптажных труб. Поэтому на протяжении ряда лет общая минерализация вод этих скважин варьирует только в пределах 7,0-7,2 г/литр, в то время как пределы колебания общей минерализации вод неполноценных скважин значительно шире.

Не вызывает сомнения, что в условиях полноценной изоляции общая минерализация воды ныне действующей скважины № 54 была бы равна 6,5 г/литр, если не больше.

в) Вопрос количественного содержания иона магния

Правда, содержание магния-иона в воде скважины № 2(54) приблизительно в 2 раза больше (12 миллиграмм эквивалент процентов), чем в водах некоторых скважин Центрального участка; этот факт с генетической точки зрения не принимается во внимание, так как такие незначительные изменения вполне возможны в результате локальных процессов. Кроме того, аналогичным содержанием магния-иона характеризуются и воды скважин № 30, 51 Центрального участка. Вместе с тем имеется несколько скважин, в водах которых содержание магния-иона понижено до 1-2 миллиграмм эквивалент процентов.

Всем вышеизложенным материалом ясно подтверждается факт принадлежности воды Ликанской скважины № 2(54) к Боржомскому месторождению. Поэтому лишено основания утверждение [11]: "Полученная в селе Ликани скважина (№ 2 и 54) вода по характеру режима и соотношению химических ингредиентов отлична от Боржомской воды и представляет собой воду независимо от месторождения".

На единство месторождения указывают также показатели пьезометрических уровней минеральных вод Вашловани-Квибисского и Ли-

ПЬЕЗОМЕТРИЧЕСКИЙ УРОВЕНЬ БОРЖОМСКОЙ МИНЕРАЛЬНОЙ ВОДЫ

М-Б 1:2500

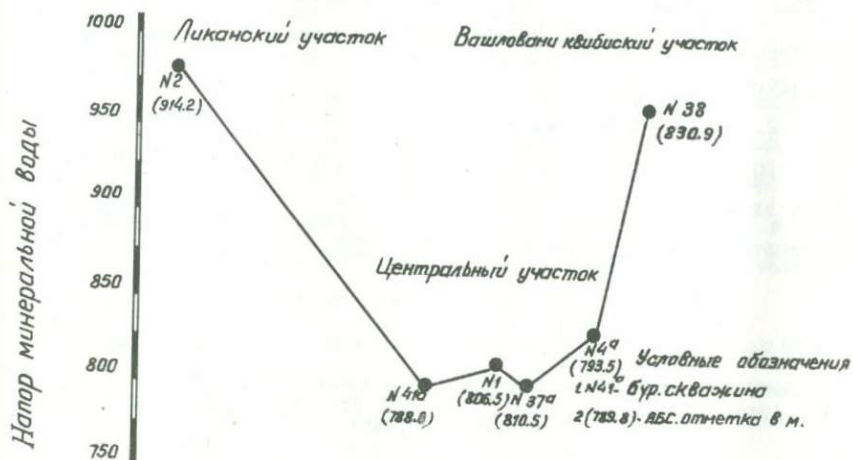


Рис. 5

канского участков (рис.5); с этой точки зрения пониженная величина означенного показателя Центрального участка объясняется интенсивной разгрузкой минеральной воды [8].

ВЫВОДЫ

1. Боржомское метсорождение минеральной воды представляет собой один единый бассейн; отдельные участки с гидродинамической точки зрения в той или иной степени интенсивности связаны друг с другом.

2. Имеются все основания ожидать, что в результате полноценно проведенных разведочных работ, на перспективных участках будут выявлены дополнительные ресурсы Боржомской минеральной воды и соответственно расширены границы месторождения.

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе И.М., Гаглов Г.М. и др. Отчет по подсчету эксплуатационных запасов Боржомской минеральной воды. Фонды геологического управления Грузии, 1963.
2. Буачидзе И.М., Лазарашвили Т.Х. и др. Отчет по подсчету эксплуатационных запасов Боржомской минеральной воды на Вашловани-Квибисском участке Боржомского месторождения минеральных вод. Фонды Геологоуправления, 1968.
3. Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Тевзадзе И.Т. Изотопный состав углерода углекислого газа Боржомского месторождения минеральных вод. АН СССР, Геохимия, 1972.

4. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода, "Недра", М., 1968.
5. Данелия К.К. Отчет Боржомской гидрогеологической станции за 1955 г. Фонды Института курортологии Грузии.
6. Данелия К.К. Отчет Боржомской гидрогеологической станции за 1960 г. Фонды Института курортологии Грузии.
7. Лобжанидзе Г.П. Отчет Боржомской гидрогеологической партии по гидрогеологическим съемочным работам за 1955-1956 гг. Фонды Груз.геол.управления, 1957 г.
8. Мелива А.М. Режим Боржомских минеральных источников и пути выявления новых ресурсов. Изучение и эксплуатация минеральных вод и лечебных грязей на курортах Груз.ССР. Институт курортологии Грузии, 1953.
9. Огильви А.Н., Овчинников А.М. Гидрогеологические работы в Боржоми за 1927-1935 гг. Фонды Института курортологии Грузии, 1936.
10. Протокол Координационного совета по проведению гидрогеологических работ на Боржомском месторождении. Фонды Института курортологии Грузии, 1962.
11. Чичуа Т.Б. О некоторых вопросах гидрогеологии Боржомского месторождения минеральной воды. Институт курортологии Грузии, 1967.

ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ И ОБЕЗБРЕЖИВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ
ЗАПАДНОЙ ГРУЗИИ

История геологического развития обусловила наличие в Грузии двух крупных горных систем: Большого и Малого Кавказа и Межгорного прогиба с бассейном Черного моря на западе, что и определило ее природные условия, имеющие важное значение в распределении оползней на территории республики. Здесь рельефно выделяется горизонтальная зональность Межгорной равнины, от субтропиков на западе до полупустынь на востоке, и вертикальная – в горной части – от холмистых предгорьев до высокогорья с вечными снегами и ледниками. Отмеченные зоны пересекаются многоводными горными реками. Население сосредоточено на побережье моря, на предгорьях, на равнинной части, а в горной части – по долинам крупных рек.

Мягкий субтропический климат, рельефные и почвенные условия благоприятствуют хозяйственному и инженерному освоению территории под курортные строительства и под плантации субтропических культур в западной части, под виноградники и бахчевые культуры – в восточной. Здесь же построена густая сеть автомобильных дорог, развита горная промышленность и гидротехническое строительство.

Освоение территории Грузии усложняют, удорожают и ограничивают широко развитые оползневые процессы, формирующие оползневые зоны и провинции с весьма специфичными признаками (Арешидзе Г.М., 1975).

Оползнями охвачены наиболее ценные, обжитые и плодородные территории республики, что обязывает уделить должное внимание

изучению закономерностей проявления оползней и борьбы с ними, как с научной, так и с практической стороны.

Планомерное изучение оползней Грузии началось с развертывания широкого фронта социалистического строительства. Первая научная работа по оползням, которая принадлежит проф. А. И. Джанелидзе, появилась в 1926 г. и была посвящена оползням г. Тбилиси. Этот великодушный исследователь и в дальнейшем публикует ряд работ по оползням Грузии. В 30-40 годах крупные производственные организации автомобильных и железных дорог, ирригационных и гидротехнических сооружений, водного хозяйства производят исследования, проектирование и строительство противооползневых мероприятий по отдельным и локальным оползневым участкам. Некоторые исследования оползней Грузии, как рельефообразующего фактора, проводит Институт географии им. Вахушти АН ГССР.

Основа научного регионального изучения оползней Грузии была заложена в 1959 г., когда при АН ГССР организовалась НИЛ гидрогеологических и инженерно-геологических проблем. Изучением оползней Грузии параллельно занялись кафедра гидрогеологии и инженерной геологии ГПИ им. В. И. Ленина и оползневая станция, организованная при Производственном Грузинском геологическом управлении при СМ ГССР.

Отмеченными организациями сравнительно за короткий период времени изучены многие оползневые районы республики, составлены специальные инженерно-геологические и научные отчеты со специальными картами: $M=1:50\ 000$, $M=1:25\ 000$, $M=1:10\ 000$, $M=1:2\ 000$; а также мелкомасштабная карта оползневой районирования Грузинской ССР. Последняя составлена по коэффициенту оползневой пораженности территории и дает возможность выделения оползневых зон

и провинций, а также представляет критерии для количественного расчета наносимого оползнями ущерба народному хозяйству республики.

На основании проведенных исследовательских работ стало возможным составление рабочей схемы региональной классификации оползней Грузии; диагностическим признаком классификации оползней принята их динамика, то есть характер сил, вызывающих оползневые смещения. По этому признаку оползни Грузии резко делятся на тектогенно-гравитационную и гравитационную группы. По механизму смещения и состоянию смещаемых оползневых образований выделяются классы: оползней скольжения, пластического смещения, оползней-обвалов и смешанные; а в группе тектогенно-гравитационных оползней - тектогенно-гравитационного выдавливания и тектогенно-гравитационного откола.

В Секторе гидрогеологии и инженерной геологии АН ГССР заложены основы специальной инженерно-геологической классификации горных пород, как среды формирования оползневой обстановки и оползней. Для отмеченной классификации ведущими классификационными признаками послужили прочность и устойчивость горных пород, а также отношение их к воде. Эти признаки обусловлены характером внутренних связей, в свою очередь, зависящих от генетического типа, литификации и состояния горных пород. Все отмеченные взаимосвязанные свойства горных пород формируются в определенных геотектонических и термодинамических условиях, и поэтому специальную инженерно-геологическую классификацию горных пород, пригодную при изучении оползневых процессов, целесообразно разработать на основании формационного принципа, предложенного И.В. Поповым. При изучении оползней весьма важное значение имеет определение геоло-

гической обстановки и состояние горных пород, так как не только непрочные и неустойчивые, но и прочные, устойчивые и водостойкие горные породы резко меняют свои положительные инженерно-геологические свойства на отрицательные в зонах тектонических разрывов и выветривания. В развитии учения об инженерно-геологическом значении кор выветривания Золотарева Г.С., Коломенского Н.В., Полова И.В. и др., изучением оползневых процессов на Дзирульском кристаллическом массиве и в других районах горно-складчатой области Грузинской ССР была заложена основа новому направлению по изучению кор выветривания в формировании среды зарождения, возникновения и развития оползней Грузии (Арешидзе Г.М., 1959-1975; Джавахишвили Э.А., 1959-1975; Гвелесиани Г.В., 1972; Кванчахадзе М.Г., 1973 и др.). На основании исследований разрезов кор выветривания разных литологических комплексов стало возможным прогнозирование расположения, определение формы и наклона поверхностей ослабления между подзонами выветривания, служащими потенциальными поверхностями оползневого смещения. На многих объектах были изучены примеры превращения жесткой среды в пластическую в результате механических, хемогенных и иллювиальных процессов. На основе статистической обработки оползневых склонов, степени изменения прочности горных пород во времени стало возможным определение величины оптимальных уклонов и высоты предельно равновесных склонов в разных региональных условиях (Арешидзе Г.М., 1962).

В последнее время возникает крайняя необходимость в механизме оползней определения роли тектонических напряжений в зонах разрывных дислокаций. Эта необходимость вызвана приуроченностью к надвигам и взбросам многочисленных и грандиозных оползней тектогенно-гравитационной группы. Эти явления резко отражены в зо-

нах сопряжения геосинклинальных горных систем и предгорных прогибов, разобщенных глубинными разломами. Необходимым условием формирования тектогенно-гравитационных оползней является строение надвинутого крыла скальными породами или чередованием скальных и полускальных разностей, а опущенного крыла - полускальными и связными породами или их чередованием.

Одной из основных проблем современной инженерной геологии является прогнозирование потенциально-оползневое состояние склонов, так как оно поможет своевременному осуществлению требуемых недорогостоящих противооползневых мероприятий, могущих обеспечить устойчивость склонов и сооружений.

При намечении и осуществлении противооползневых мероприятий ведущее значение принадлежит правильному определению и характеристике поверхностей ослабления, что в настоящее время возможно по косвенным признакам при установлении истинного генетического типа склонов и восстановлении истории их формирования. Расположение, форма и состояние поверхностей ослабления определяются приближенными и дорогостоящими полевыми инженерно-геологическими методами разведки и лабораторного моделирования при всестороннем изучении состояния и физико-механических свойств слагающих склоны горных пород.

Проблемой мирового значения является разработка методики прогнозирования начала сдвиговых деформаций на склонах, сложенных дискретными скальными и полускальными горными породами. Существующие косвенные методы не удовлетворяют отмеченные требования, или же требуют дорогостоящих, порой неоправданных, грубых и ненадежных исследований. Поэтому необходимо в кратчайший срок приступить к разработке прямых методов определения начала микросдвиг-

говых деформаций на склонах, сложенных дискретными горными породами, исключительно широко развитых в геосинклинальных горно-складчатых областях. При разработке рекомендуемой методики исследователи должны исходить из своеобразия механизма оползневых процессов в дискретных средах. Исходя из законов физики твердого тела, предполагается, что при начале микросдвиговых деформаций в дискретных средах должны раздаваться звуковые сигналы и излучение тепловой энергии, которые и нужно ловить. Полученные сигналы должны послужить индикаторными определениями фазы наступления сдвиговых деформаций на склоне, что даст возможность своевременного осуществления требуемых противооползневых мероприятий при небольших затратах.

Давно назрела необходимость создания механики дискретных сред, сформированных трещиноватыми и раздробленными горными породами с хомогенными и иллювиальными глинами и без них, широко развитых в горно-складчатых областях. Разработка этой методики весьма актуальна и без ее помощи суждение о напряженном состоянии и устойчивости склонов, сложенных дискретными скальными и полускальными породами, сугубо субъективное и зависит от наблюдательности и интуиции исследователя.

На территории оползневых зон и провинций республики возникновение и активизация оползней в настоящее время происходит со средней интенсивностью. Анализом многолетних наблюдений (1895-1975 гг.) установлено, что особая интенсификация и активизация оползней в покровных образованиях происходит в периоды исторических повторений атмосферных осадков, особенно снежного покрова, что происходит в 20-25 лет один раз. Оползни Грузии особо активизируются при выпадении атмосферных осадков в количестве 420-440 мм в

месяц и особенно интенсивно при наличии засушливых предыдущих месяцев. В глинистых породах оползни возникают с момента начала дождливого периода или таяния снегов на 18-20 суток позже и заканчиваются после прекращения периода с осадками на 25-30 суток. Отмеченные периоды сокращены при активизации оползней в коре выветривания магматических пород в провинции Дзирульского кристаллического массива, что обусловлено вещественным составом, химизмом, фильтрационными и физико-механическими свойствами горных пород массива. Установленная зависимость между количеством и режимом выпадения атмосферных осадков с интенсификацией и активизацией оползней служит прогностическим признаком активизаций оползней в разных региональных условиях Грузии. Отмеченная закономерность правомерна для оползней, возникающих в покровных образованиях (элювиальные, пролювиальные, делювиальные, коллювиальные и искусственные) и не распространяется на оползни тектогенно-гравитационной группы и глубокие оползни в коренных породах.

Сложность механизма возникновения и развития оползней Грузии ставит перед инженерной геологией неотложную задачу разработки проблемы "Теория механизма оползней в Альпийских горно-складчатых областях и рациональные противооползневые мероприятия" (на примере Грузинской ССР), изучением которой решаются весьма важные следующие вопросы: 1) прогнозирование потенциально-оползневого состояния склонов, 2) прогнозирование времени проявления оползней в конкретных региональных условиях, 3) прогнозирование масштабов ожидаемых оползней, ущерба и целесообразность осуществления противооползневых мероприятий, 4) своевременная разработка и осуществление требуемых рациональных противооползневых мероприятий.

Разработка проблемы по теории механизма оползней Грузии весь-

ма сложная и многогранная работа, решение которой возможно при координации работ ряда научно-исследовательских и производственных организаций.

Ввиду широкого развития оползней на освоенных территориях и большого ущерба народному хозяйству республики, обезвреживание оползней становится задачей государственной значимости и ее исполнение не терпит никакого отлагательства. В этом направлении в республике ведутся работы, которые в основном выполняются ведомственными организациями дорожных коммуникаций.

Широкое распространение и высокая степень прогрессирования оползней, а также большой ущерб, наносимый ими народному хозяйству республики, обязывает руководящие органы незамедлительно осуществить радикальные противоползневые мероприятия.

Сложность и высокая стоимость противоползневых мероприятий обязывает выполнять исследования на высоком научно-техническом уровне и по очередности, установленной по признаку народнохозяйственной значимости оползневых районов.

Для выполнения этой сложной задачи рекомендуется:

1. Установить очередность оползневых районов по имеющимся специальным инженерно-геологическим или оползневым картам
 $M=1:25\ 000 - 1:50\ 000$.

2. Проекты противоползневых мероприятий локальных оползней или оползневых склонов разрабатывать на основании инженерно-геологических исследований в $M=1:500 - 1:2000$.

3. Организовать при Академии наук СССР мощную научно-техническую базу и еще шире развернуть научно-исследовательские работы по изучению проблемы "Теория механизма оползней в Альпийских горно-складчатых областях и рациональные противоползневые меропри-

ятия" (на примере Грузинской ССР).

4. Организовать при Академии наук ГССР Координационный совет по изучению оползней и обязать организации республики согласовывать с Советом проекты исследований и проекты противооползневых мероприятий крупных оползней.

5. Организовать специальное противооползневое управление для проектирования и осуществления противооползневых мероприятий.

К ВОПРОСУ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ШЕЛЬФА ЧЕРНОГО
МОРЯ В ПРЕДЕЛАХ ПИЦУНДСКОГО ПОЛУОСТРОВА В
НЕОТЕКТОНИЧЕСКОМ ЭТАПЕ

Наши суждения о новейших и современных тектонических движениях Пицундского побережья Черного моря основываются, главным образом, на данных собственных наблюдений (1965–1973 гг.) и исходят из анализа историко-геолого-геоморфологического материала. Широко используются также данные прежних исследователей. Особенно ценным нам представляются работы В.Г.Рихтера (1965), Н.И.Николаева и С.С.Шульца (1959), дающие достаточно полный анализ материалов и наблюдений по новейшей и современной тектонике шельфовых зон морей. Несмотря на то, что нижняя граница новейшей тектоники разными авторами проводится по-разному от верхнего мела до нижнечетвертичного времени – мы в своих суждениях основываемся на определениях Н.И.Николаева и С.С.Шульца (1959), что новейшие и современные тектонические движения являются продолжением древних движений и охватывают неоген-четвертичное время. Исходя из этого, анализ геологического развития Пицундского побережья Черного моря мы начинаем с верхнего неогена, точнее с мэотиса.

Трансгрессивное залегание конгломератов мэотиса на более древних осадках вплоть до палеоцена свидетельствует о том, что перед мэотисом, в верхнем сармате, район претерпел поднятие и в результате аптической орофазы превратился в сушу.

С нижнего мэотиса происходит опускание района, трансгрессия моря охватывает всю рассматриваемую территорию вплоть до участка

железнодорожного моста реки Бзыби (Геология СССР, т.10). Береговую линию мэотического моря нетрудно установить по нижней границе мэотических конгломератов. Выше этой границы в мэотическое время район представлял собой довольно высокоприподнятую сушу, с которой сносилось огромное количество обломочного материала меловых и палеогеновых известняков порфиритовой свиты байоса, гранитоидов и метаморфических пород и отлагалось в мелководном мэотическом бассейне. Как отмечает А.Г.Эберзин (1935), конгломераты мэотиса, характеризующиеся фауной слабо соленого бассейна, образовались в условиях подводных дельт горных рек. Для исследуемого района такой рекой являлась Палес-Бзыби.

Постепенное опускание мэотического бассейна способствовало образованию предгорной зоны погружения молассового типа и накоплению в ней мощной толщи мэотических конгломератов, слагающих фундамент мыса Пицунда, широкого шельфа Гудаутской банки и Мюссерские холмы.

В понтическое время продолжается общее погружение и накопление конгломератов в условиях молассовой предгорной зоны. В восточной части района море было более глубоководным, о чем свидетельствует увеличение роли глинисто-песчанистых отложений в разрезе. Орогенетические движения, фиксируемые в конце понтического времени, привели к общей регрессии и увеличению площади суши.

В кимерийское время площадь, занятая морем, продолжает сокращаться и на фоне общей плиоценовой регрессии происходит колебание прибрежной полосы (Геология СССР, т.10, 1964). В результате Кимерийская трансгрессия выражена слабо, и то лишь по отдельным древним заливам, где сохранились останцы этих отложений (Амбарская синклиналь и др.).

Кимерийский век в исследуемом районе сменился новой регрессией, на что указывает отсутствие на мысе Пицунда и Мюссерских холмах отложений киммерия и гурийских слоев. Эпигерогенетическое движение, вызывавшее верхнеплиоценовую регрессию, сопровождалось орогенетическими движениями, максимум которых проявился на границе плиоцена и плейстоцена, и в результате мощной Валахской фазы "Пицундские конгломераты" были смяты в широкие складки субмеридионального простирания. Образовались положительные формы рельефа в виде Мюссерских холмов, а устье р. Бзыби сместилось от последних к западу, в сторону современного мыса Пицунда, приурочив свое русло к вновь образованной синклинали депрессии. К этому времени следует отнести образование широкого шельфа "Гудаутской банки", которая приурочена к зоне "Гудаутской флексури", воздымающейся (Е.Е. Минановский, 1968) в поздней орогенной стадии и являющаяся поверхностным выражением глубинных разломов. След подобного разлома установлен Гагрской глубокой скважиной, где взброс-надвигом амплитудой до 3 км комплекс мезозойских отложений Южного склона Большого Кавказа надвинут к югу на сильно смятые третичные складки краевой зоны Черноморской впадины.

Абсолютное воздымание шельфа "Гудаутской банки" и мыса Пицунда продолжалось в нижнем и среднем плейстоцене, на что указывает отсутствие морских отложений Чауды и древнеэвксинского времени в пределах района. За пределами последнего задревнеэвксинским принято называть террасу высотой 60 м над уровнем моря, датированную находками ашельской культуры.

Отсутствие древнеэвксинских и узунларских слоев на современной суше мыса Пицунда и Мюссерских холмах свидетельствует о продолжении воздымания в среднем плейстоцене. В этот период берего-

вая линия находилась в значительном удалении от современной в сторону моря в зоне глубин 100-150 м, где под современными илами сохранились древнеэвксинские и узунларские осадки.

Общее воздымание и регрессия среднего плейстоцена сменились верхнеплейстоценовой-карангатской трансгрессией, высокая терраса которой на абсолютных отметках 20-25 м отмечается около г.Гагра и села Мюссера(Геология СССР, т.10, 1964). Верхняя карангатская терраса разделена регрессией от нижней Карангатской, залегающей на абсолютных отметках 10-13 м. Эта регрессия, очевидно, соответствует предсуроожской регрессии, выделяемой А.Б.Островским(1967).

В конце верхнего плейстоцена наблюдается новозэвксинская регрессия, в которой Е.Н.Невесский(1961) допускает снижение уровня до отметок 50-60 м.

В районе мыса Пицунда верхнеплейстоценовые регрессии проявлялись в значительном протяжении устья р.Бзыби по всем ее древним рукавам.

По всей вероятности, основные контуры современных подводных каньонов представляют собой древние перуглубленные рукава р.Бзыби и являются результатом мощного верхнеплейстоценового эрозионно-тектонического цикла(Буачидзе И.М., Джанджгава К.И., Хачапуридзе Я.Ф., 1972).

Это положение мы основываем на следующих фактах. По данным пробуренной нами на пляже, в устье р.Аквара скважины, глубина древних эрозионных врезов, заполненных песчано-галечными, валунными и частично илистыми образованиями, составляет 28 м, а в дистальной части, по данным скважины "спецгео", эта глубина превышает 100 метров. Сейсмоакустические разрезы вдоль береговой ориентации от мыса Пицунда до мыса Инкит показали, что врезы всех

подводных каньонов мыса Пицунда заложены в коренных породах мэотиса-понта на глубину около 50 м, увязываемых с послекарангатской (новоэвксинской) регрессией плейстоцена.

Значительные колебания врезов подводных каньонов можно объяснить их приуроченностью к разным регрессивным циклам верхнего плейстоцена, хотя не исключается определенное влияние дифференцированного характера колебательных неостектонических движений в краевой зоне Черноморской впадины.

С начала голоцена развивается послеледниковая Черноморская трансгрессия, состоящая из двух фаз - периода отложения древнечерноморских слоев и сменившей его нарастающей новочерноморской трансгрессии, датируемой рядом авторов временем 4-5 тыс. лет назад.

Подпор моря, максимум которого наблюдается в новочерноморское время, вызвал заполнение эрозионных врезов, образованных в новоэвксинское время, наносами. При этом в пробуренных нами, экспедицией УП района, и Грузгеологуправлением в районе устья р.Бзыби, а также дистальной части мыса Пицунда скважинах по осадкам Черноморского века наблюдается колебание уровня моря, вызвавшее чередование галечников и песчаногалечных слоев, залегающих приблизительно на одном уровне. Подобное строение голоценового аллювия наблюдается почти во всех переуглубленных устьях рек Абхазии (рр.Гумисты, Кодори и др.).

Отложения Черноморской трансгрессии в береговой полосе мыса Пицунда в основном погребены под урез моря на глубине 30-40 м. Вверх по течению р.Бзыби за их аналоги принято считать аллювий I-ой надпойменной террасы высотой 3-6 м (П.В.Федоров, Д.В.Церетели, 1966). Фанагорийская регрессия, сменившая новочерноморскую

трансгрессию, привела к формированию основных контуров мыса Пицунда, который выступал в море по линии современных изобат 10-15 м. Реликтами фанаторийской регрессии мы считаем полосу глыб, прослеживаемую на глубине 5-10 м вдоль Мюссерских холмов и валуно-галечные слои, обнаруженные бурением и водолазным обследованием в чередовании со слоями песка на изобатах 5-15 м в Инкитской бухте.

Нимфейская трансгрессия, сменившая фанаторийскую регрессию, вновь покрыла Пицундский мыс морем. Галечники нимфейской террасы, залегающие на высоте 2-3 м от современного уровня моря, увязываются с высокой поймой р. Бзыби и датируются второй половиной первого тысячелетия н.э. (П.В. Федоров, 1959).

После нимфейской трансгрессивной фазы уровень моря вновь понижился, море покинуло мыс Пицунда, оставив в одном из древних рукавов р. Бзыби реликтовое озеро Инкит. Река Бзыби при этом сместилась северо-западнее мыса Пицунда в сторону ее современного устья

В вертикальном разрезе донных отложений Пицундской бухты, впервые в 1968 г. и в последующих годах, в том числе 1972-1973 гг., нами с помощью сейсмоакустической аппаратуры, зафиксировано хорошо просматриваемое на сеймоснимке разрывное нарушение, являющееся, очевидно, результатом новейших тектонических движений.

Исходя из приведенных выше фактов, полагаем, что Пицундское побережье Черного моря в течение всего четвертичного периода испытывало тектонические подвижки противоположных знаков. Начатое в Нимфейское время погружение пицундских берегов, очевидно, продолжается и в настоящее время. По данным О.В. Живаго (1952), берега Черного моря от Батуми до Сочи сегодня развиваются по типу слабопогружающихся берегов со скоростью погружения 1-2 мм в год, что

нам представляется несколько преувеличенным.

В заключение можно сказать, что анализ процессов геологического развития, особенно изучение современных тектонических подвижек, могут иметь и практическое значение. Естественно, что одним из главных факторов, определяющих геологические условия строительства, является геолого-литологическое строение местности, взаимное расположение этих литологических разностей и их характер залегания. Однако характер залегания пород (пластов) в природе нередко нарушен и изменен тектоническими подвижками, что очевидно обуславливает их расчленение на отдельные блоки. Как показывают собранные нами фактические материалы, в Пицундском случае имеем именно блоковое строение исследуемой территории, вызванное, как мы полагаем, новейшими тектоническими подвижками. Согласно выполненной нами сейсмоакустической записи Пицундское побережье состоит из двух тектонических блоков — Западного и Восточного. Границей между этими блоками является разлом меридионального направления, который, по нашим данным, проходит вблизи дистали мыса, к юго-востоку от него. Западный блок опущен относительно восточного и характеризуется интенсивным развитием подводных каньонов. Амплитуда смещения этих блоков, исходя из мощностей четвертичных отложений в районе рыбзавода и Пицундского причала, составляет приблизительно 40–60 м.

Л и т е р а т у р а

1. Геология СССР, т.10, М., 1964.
2. А.В.Живаго. Современные тектонические движения по бережьям Балтийского, Черного и Азовского морей. Тр.Цент. ин-та геодезии, аэросъемки, картографии, т.123, Геодезиздат, М., 1958.

3. В.Е.Милановский. Новейшая тектоника Кавказа. "Недра", М., 1958.
4. Б.Н.Невесский. К вопросу новейшей Черноморской трансгрессии. Тр.Ин-та океанологии АН СССР, т.28, 1950.
5. Н.И.Николаев, С.С.Шульц. Руководство по расчету морского волнения и ветра над морем. 1960.
6. А.Б.Островский. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья. Изв. АН СССР, сер.географ., № I, 1967.
7. В.Г.Рихтер. Методы изучения новейшей и современной тектоники шельфовых зон морей и океанов. Изд."Недра", М., 1965.
8. П.В.Федоров. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. Докл. АН СССР, т.124, 1959.
9. И.М.Буачидзе, К.И.Джанджгава, Я.Ф.Хачапуридзе. Некоторые вопросы геологического строения мыса Пицунда. Докл. Симпоз. по инж.геол. усл.шельф.зоны Черного моря. Батуми, 1971.
10. А.Г.Эберзин. О возрасте и происхождении конгломератов мыса Пицунда(Абхазия). Тр.ИГРИ, сер.Б, т.54, 1935.

Л.Г.Мельникова, Л.А.Церцвадзе

ВЛИЯНИЕ СОСТАВА И СОСТОЯНИЯ НА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ
СВОЙСТВА КОЛХИДСКИХ ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ РАЙОНА
ЧАЛАДИДИ - ХОРГА

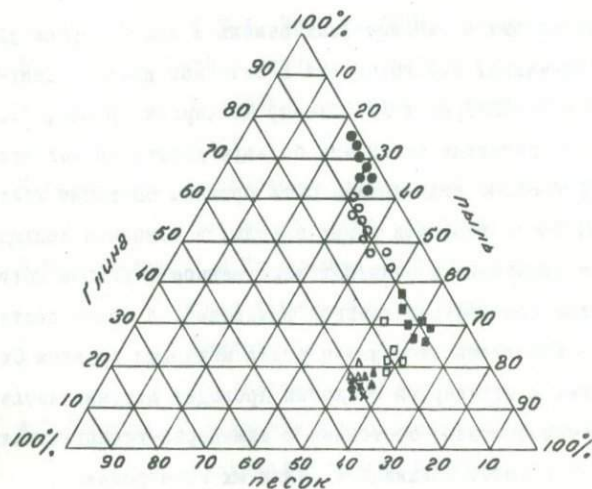
Освоению засушливых и заболоченных земель в нашей стране уделяется большое внимание. Как говорится в отчетном докладе Центрального комитета КП Грузии XXV съезду Компартии Грузии, "...в десятой пятилетке предстоит выполнить большую работу по мелиорации земель. За 1976-1980 годы должны быть орошены 60 тысяч гектаров и осушены 40 тысяч гектаров новых земель, в основном Колхидской низменности, осушение и сельскохозяйственное освоение которой является делом общегосударственной важности". В свете поставленных партией и правительством задач отдел механики грунтов Сектора гидрогеологии и инженерной геологии проводит широкие исследования по изучению состава, состояния и инженерно-геологических свойств глинистых грунтов Колхиды, в целях их мелиорации.

Глинистые породы участка магистрального канала № I в районе Чаладиди - Хорга, где нами наблюдались различного вида деформации, представлены несколькими разновидностями грунтов, которые по своим строительным свойствам могут быть объединены в 2 группы (Г.М.Ломизе). К I группе относится покровная толща до глубины 3 метра, которая сложена в основном неоглееными и частично оглееными глинами и суглинками, хотя, по нашим данным, на глубине 2-2,5 м в некоторых местах уже встречаются полностью оглеенные грунты. Ко II группе относятся все разновидности грунтов, залегающие на глубине 3-10 м. Эти породы представлены полностью оглеен-

ными глинами и суглинками, содержащими большое количество органики. Кроме этих пород, встречаются также супеси и пески, как оглеенные, так и неоглеенные, а также торфы.

I и II группы грунтов вместе составляют поверхностную толщу.

Грунты поверхностной толщи по гранулометрическому составу представлены глинами и суглинками, тяжелыми, средними и легкими (рис. I).



- | | |
|---------------------------|-------------------------|
| Неоглеенные грунты | Оглеенные грунты |
| ○ — Глина | ● — Глина |
| □ — Тяжелый суглинок | ■ — Тяжелый суглинок |
| △ — Средний суглинок | ▲ — Средний суглинок |
| х — Легкий суглинок | х — Легкий суглинок |

Рис. I. Гранулометрический состав глинистых пород в р-не Чаладиди — Хорга

Тяжелые суглинки сильно пылеватые (количество пылеватой фракции > 50%). Суглинки средние и легкие также отличаются высокой пылеватостью. Тяжелые глины имеют наименьшее распростра-

ние, содержание глинистых частиц в них изменяется от 40 до 80%.

Оглеенные грунты отличаются от неоглеенных большим содержанием глинистых частиц ($> 50\%$).

Оглеение является сложным процессом, связанным с изменением водного режима грунтов и нарушением нормальных условий аэрации при активном участии микроорганизмов и различными преобразованиями химических элементов.

Оглеенные грунты представляют собой вязкую, пластичную, слабопроницаемую массу. Возникновение глея возможно только при полном водонасыщении слоя грунта, исключающем его аэрацию.

Оглеенные глины находятся в состоянии текучей и текуче-пластичной консистенции, что часто является причиной проявления разных видов деформаций в сооружениях, построенных на этих грунтах.

Средние и легкие суглинки располагаются отдельными линзами в оглеенных глинах.

Встречаются также линзы погребенного торфа. Оглеенные тяжелые суглинки почти нигде не встречаются. Оглеенные средние суглинки отличаются от неоглеенных несколько пониженными значениями угла внутреннего трения, а в остальном они схожи с неоглеенными средними суглинками. Оглеенные легкие суглинки отличаются от неоглеенных в основном состоянием консистенции; оглеенные грунты находятся большей частью в текучем состоянии. Оглеенные супеси и пески по свойствам не отличаются от неоглеенных.

Результаты комплексного исследования глинистых пород р-на Чаладиди - Хорга дали основание судить о минералогическом и химическом составе основных разновидностей грунтов - оглеенной и неоглеенной глин и о характере различий между ними, связанных с процессами оглеения.

Неоглеенная глина имеет светложелтый цвет с включениями краснобурых пятен — гидроксидов железа. Под микроскопом глина тонкозернистая, структура чешуйчатая. Глинистый материал представлен гидрослюда и монтмориллонитом. Обломочный материал состоит из кварца, плагиоклаза, встречаются чешуйки мусковита и хлорита, прослеживаются окислы железа.

Оглеенная глина имеет серо-голубой цвет, текстура беспорядочно-чешуйчатая. Микроскопическое изучение показало, что глинистая фракция состоит из тонкодисперсного материала, в состав которого входят гидрослюда и монтмориллонит, встречается и глауконит. Обломочный материал состоит из микроклина, глауконита буро-зеленого цвета и гидробиотита, встречаются зерна полевого шпата и кварца, присутствуют окислы железа, много органического материала.

Термический анализ оглеенной и неоглеенной глин показал эндоэффекты при $550-570^{\circ}$, что говорит о гидрослюдистом составе последних.

Экзотермические эффекты с максимумами в 350° для неоглеенной и в 400° для оглеенной — связаны с присутствием окислов железа Fe_2O_3 , переходящих при нагревании проб в FeO .

В химическом составе оглеенных и неоглеенных глин прослеживаются некоторые характерные различия, которые, вероятно, можно отнести за счет преобразований, происходящих в процессе оглеения. Судя по результатам силикатного анализа глинистых фракций, представленным в таблице I, наибольшие различия в химическом составе наблюдаются в количестве окислов железа, алюминия и органического вещества.

В оглеенных глинах количество окислов железа составляет в среднем 3-6% от общего веса породы, тогда как в неоглеенных — со-

Таблица I

Валовой состав фракции 0,005 глинистых пород р-на Чаладиди - Хорга
(по данным силикатного анализа)

№ пп	Тип грунта	Число определений	С о д е р ж а н и е , %								
			SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	CO_2	SO_3	H_2O	потери при прокал.
I	Оглевенная глина	7	51,0-54,5	3,0-6,0	20,3-24,6	2,3-3,4	0,5-1,65	0,95-1,25	0,25-0,64	4,0-6,5	9,5-11,0
2	Неоглевенная глина	6	52,0-56,0	8,4-12,6	28,5-32,6	1,4-3,5	0,6-2,0	1,05-1,95	0,34-0,38	5,0-6,0	3,0-4,6

держание его варьирует в пределах 8-12%.

В неоглеенных глинах установлено также содержание окислов алюминия 28-32%, тогда как в оглеенных образцах количество его не превышает 20-24%.

Общее количество органического вещества, определенное потерями в весе грунта при прокаливании, составляет в неоглеенных глинах в среднем 3-4%, а в оглеенных увеличивается до 9-10%.

В содержании кремнекислоты большой разницы между оглеенными и неоглеенными глинами не наблюдается, однако общее количество ее в оглеенных разновидностях всегда несколько ниже, что можно объяснить уменьшением песчанистых грунтов в процессе оглеения.

Количество углекислоты, характеризующее общее содержание карбонатов в породе, в оглеенных глинах несколько ниже, чем в неоглеенных, что можно объяснить тем, что в процессе оглеения происходит разложение карбонатов и ослабление связей между частицами грунта.

Уловить больших различий в содержании остальных окислов в неоглеенных и оглеенных грунтах не удалось, что можно объяснить сложными и разнообразными превращениями минеральной части породы в процессе глееобразования.

В условиях анаэробнозиса при участии различных микроорганизмов накапливаются различные активные и подвижные органические кислоты, которые разрушают первичные и вторичные минералы, вызывают активную миграцию металлов Fe и Al и в то же время способствуют синтезу новообразований.

Валовой химический состав во многом определяет специфическое состояние и инженерно-геологические свойства исследуемых пород.

Естественная влажность огленных глин изменяется в среднем от 40 до 60%, а неогленных несколько ниже - от 30 до 55%. Пре-

дельные значения удельного веса оглеенных глин меняются от 2,60 до 2,80 г/см³, в среднем составляя 2,70 г/см³, а неоглеенных - от 2,65 до 2,80 г/см³, со средним значением 2,72.

Объемный вес оглеенной глины в среднем составляет 1,82 г/см³, а объемный вес скелета изменяется от 0,9 до 1,2 г/см³, со средним значением 1,12 г/см³, что характеризует ее малую плотность.

Неоглеенные глины - более плотные, предельные значения объемного веса скелета меняются в них от 1,0 до 1,2 г/см³, со средним значением 1,14 г/см³, среднее значение объемного веса составляет 1,77 г/см³.

Значение пористости и коэффициента пористости у оглеенных глин в среднем составляет 59% и 1,40, а у неоглеенных соответственно - 58% и 1,39.

Основные показатели физических свойств исследуемых грунтов представлены на рис. 2 в виде графиков рассеяния.

Пластичные свойства оглеенных глин соответствуют их вещественному составу. Верхний предел пластичности в них изменяется в диапазоне 38 - 70%, в среднем составляя 60%, а нижний предел колеблется от 20 до 25%. Значение верхнего предела пластичности в неоглеенных глинах значительно ниже, порядка 35-55%, в то время как нижний предел пластичности меняется почти в одинаковых интервалах для обоих типов грунта. Таким образом, влияние гранулометрического и химического состава грунтов в основном сказывается на значениях верхнего предела пластичности, что в свою очередь влияет на показатели числа пластичности. Численные выражения последней составляют для оглеенных глин 20-45, а для неоглеенных - 17-35.

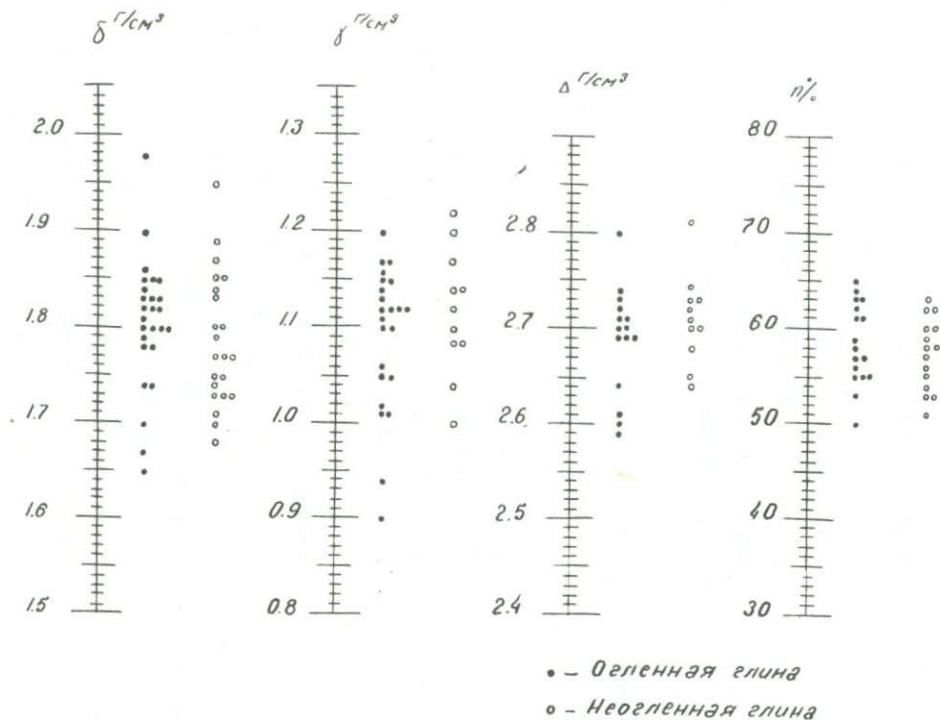


Рис.2. Графики рассеяния значений объемного веса, объемного веса скелета, удельного веса и пористости огленных и неогленных глин р-на Чаладиди - Хорга.

Одним из главнейших свойств, определяющих отношение глинистых грунтов к воде, является их водостойкость, которая характеризуется такими показателями, как набухание и размокание. Свойства набухаемости и размокаемости имеют решающее значение при оценке несущей способности грунтов и их устойчивости в откосах. В процессе набухания с увеличением объема грунта уменьшается его связность, благодаря ослаблению сцепления между отдельными грунтовыми частицами, которое может привести к разрушению породы под действием воды — размоканию.

Вытекание набухшего и разжиженного оглеенного грунта часто наблюдается на каналах Колхидской осушительной системы (магистральный канал № I, р-н с.Хорга), преимущественно в нижней части откосов, где оглеенные глины, находясь в текучем состоянии, перемещаются в сторону канала под давлением толщи неоглеенных грунтов.

Склонность к набуханию и размоканию в оглеенных грунтах гораздо ниже, чем в неоглеенных, что можно объяснить их большей дисперсностью, преобладанием в обменном комплексе одновалентных катионов, высокой емкостью поглощения, а также большим количеством органического вещества в их составе. Являясь естественным цементом, склеивающим коллоидные частицы в оглеенных глинах, гумус в воде сильно набухает и ослабляет структурные связи между частицами, превращая грунт в текучую массу с частичной или полной потерей несущей способности. В природных условиях это явление вызывает различные деформации откосов и оснований сооружений.

Специфический состав и текуче-пластичное состояние исследуемых оглеенных грунтов обуславливают их низкие прочностные свойства, что хорошо видно при сравнении показателей механических свойств оглеенных и неоглеенных разностей (табл.2).

Таблица 2

Основные показатели глинистых пород р-на Чаладиди - Хорга

№ пп	Грунт	Число определений	Глубина отбора, м	Коэффициент сжимаемости, α , см ² /кг	Угол внутреннего трения, φ°	Сцепление, C кг/см ²
1	Неогленевая глина	5	0,90-1,50	0,04-0,05	10-15	0,10-0,13
2		6	1,50-2,00	0,03-0,06	6-12	0,09-0,12
3	Огленевая глина	6	2,50-2,80	0,21-0,23	8-10	0,05-0,08
4		5	3,00-3,50	0,20-0,25	5-10	0,02-0,06
		10	3,50-4,00	0,20-0,25	2 - 8	0,00-0,08
		7	4,00-5,00	0,22-0,30	3 - 5	0,01-0,06

Как видно из таблицы, по коэффициенту сжимаемости, равному $0,20-0,30 \text{ см}^2/\text{кг}$, оглеенные глины относятся к сильносжимаемым породам, тогда как неоглеенные — к среднесжимаемым с коэффициентом сжимаемости $0,04 - 0,06 \text{ см}^2/\text{кг}$, в интервалах давлений $0,5-1,5 \text{ кг/см}^2$.

Сопротивление сдвигу огленных глин характеризуется очень низкими значениями угла внутреннего трения $2-10^\circ$ и сцепления $0 - 0,08 \text{ кг/см}^2$, тогда как в неоглеенных глинах угол внутреннего трения меняется от 5 до 15° , а силы сцепления от $0,09$ до $0,13 \text{ кг/см}^2$. Как видно из приведенных данных, разница в сопротивлении сдвигу в оглеенных и неоглеенных глинах проявляется главным образом в показателях сил сцепления, что хорошо увязывается с их вещественным составом и консистенцией. Наиболее наглядно слабые прочностные свойства огленных грунтов в р-не Чаладиди — Хорга проявляются в каналах осушительной системы при уменьшении напряжений в зонах разгрузки, которое происходит во время строительства и переуглубления каналов.

Резюмируя вышеизложенное, можно сказать, что состояние и свойства колхидских глинистых грунтов р-на Чаладиди — Хорга находятся в тесной зависимости от их гранулометрического, химического и минералогического состава, что хорошо видно при сравнении инженерно-геологических свойств оглеенных и неоглеенных разностей.

Применяя различные физико-химические методы медиации, можно достичь такого изменения вещественного состава исследуемых грунтов, который приведет к максимальному улучшению их прочностных свойств.

Л.А.Церцвадзе, Л.Г.Мельникова, В.К.Туманов

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСАДОЧНЫХ СВОЙСТВ ЛЕССОВИДНЫХ ПОРОД
НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ ГОРОДА ТБИЛИСИ

Высокие темпы строительства современных городов часто требуют возведения промышленных и гражданских сооружений в сложных инженерно-геологических условиях, особенно в горно-складчатых областях. В этом отношении особое место занимает г.Тбилиси, где сочетание естественных и искусственных факторов создает благоприятные условия для развития различных инженерно-геологических процессов и явлений.

Ограниченность территорий, благоприятных для строительства, в условиях быстро растущего города, требует возведения сооружений на слабых грунтах, среди которых наибольшим распространением в Тбилиси пользуются лессовидные грунты. Ввиду этого инженерно-геологические исследования в целях строительства на слабых грунтах необходимо проводить на основе всестороннего и глубокого изучения природной обстановки, систематических наблюдений за изменением физико-механических свойств грунтов, за динамикой развития в них инженерно-геологических процессов и т.д.

Недооценка выше перечисленных факторов нередко приводит к нарушению нормальных условий жизни города.

Лессовидные отложения на территории г.Тбилиси имеют широкое распространение в Октябрьском, Ленинском, Орджоникидзевском, Западском р-нах, в районе им.26 Комиссаров, в районе Тбилисского водохранилища и др.

Отличаясь своеобразным составом и строением, лессовидные породы характеризуются специфическим свойством просадочности, которое обуславливает их поведение в основании сооружений. Засоленность лессовидных пород Тбилисского района еще более усложняет условия строительства на них.

Лессовидные отложения территории г.Тбилиси в основном приурочены к террасам р.Куры, количество которых, по данным разных авторов, в пределах города различно, от 4 до 7.

Засоленные лессовидные породы развиты главным образом на третьей и четвертой надпойменной террасах. Третья терраса в виде хорошо выраженного в рельефе уступа проявляется на юго-восточной окраине города выше Навтлуги. Высота ее доходит до 100 м. От местности Дампало в сторону озера Орхеви уступ террасы сглаживания. Древний аллювий этой террасы мощностью 1,5 м прослеживается узкой прерывистой лентой вдоль бровки. Аллювий обычно сцементирован в конгломерат и подстилается палеогеновыми песчаниками, сланцеватыми глинами и слоистыми песками. Терраса с поверхности перекрыта загипсованными лессовидными суглинками мощностью 2-5 м.

Четвертая терраса, известная под названием Кукийской, хорошо выражена морфологически, сложена толщей галечно-валуно-песчаных отложений Куринского типа. Аллювий мощностью 1-2 м местами сцементирован в конгломерат и прослеживается лентой вдоль бровки, обращенной к городу. Террасовые отложения лежат горизонтально на дислоцированных песчаниках и сланцеватых глинах палеогена. Эта терраса характеризуется наличием покрова из загипсованных суглинков лессовидного характера мощностью до 5-8 м, иногда содержащих включения гравия.

Исследования показали, что строительные свойства лессовидных пород Тбилисского района во многом определяются количественным содержанием в них солей (Ломизе Л.Н., Терлецкая М.Н., Метонидзе Н.В., Джиоев Л.Н. и др.), наибольший процент которых приходится на долю гипсового засоления. Гипсовая засоленность проявляется в виде заполнения микропор грунта кристаллическим или аморфным гипсом и в виде цемента, связывающего отдельные частицы грунта между собой. Присутствие гипса в некоторых формах повышает прочностные свойства лессовидных пород, уменьшая их просадочные свойства и увеличивая несущую способность.

Свойства просадочности лессовидных пород, находясь в зависимости как от количественного содержания в них гипса, так и от величины его зерен и состояния, в районе города Тбилиси проявляются не везде одинаково, изменяясь как с глубиной, так и по площади.

В связи с задачами строительства на различных участках города нами проводились исследования просадочных свойств лессовидных грунтов с целью обеспечения надежности возводимых сооружений.

Детальное изучение отдельных разрезов (до глубин 30 м) на некоторых строительных объектах выявило определенную закономерность в изменении просадочных свойств грунтов по глубине.

В качестве примера можно привести разрез участка, выделенного под строительство 26-го корпуса в районе 26 комиссаров на территории бывшей радиостанции, выше 7-ой улицы. В геоморфологическом отношении описываемый район представляет собой левобережную третью надпойменную террасу, имеющую наклон в сторону р.Куры. Рельеф характеризуется мягкими, сглаженными очертаниями и носит явный отпечаток прошлой деятельности р.Куры. Абсолютные отметки 460-480 м. Район сложен пролювиально-делювиальными отложениями,

подстилаемыми аллювиальными - террасовыми и переотложенными галечниками мощностью 16 м. Ниже залегают коренные породы эоценового возраста. Пролувиально-делювиальные грунты представлены загипсованными лессовидными суглинками с включениями окатанного материала.

Исследования просадочных свойств изучаемого разреза показали, что верхняя 2-метровая толща характеризуется просадочными свойствами как при давлениях в 1 кг/см², так и при 2 и 3 кг/см². Результаты изменения просадочности исследуемых грунтов при различных нагрузках представлены в табл. I.

Таблица I

Результаты изменения просадочности лессовидных грунтов при различных нагрузках

№ пп	Глубина, м	Коэффициент просадочности при давлениях, кг/см ²			Естествен. влажность, %
		1	2	3	
1	2	0,10	0,16	0,16	8
2	2,5	0,011	0,007	0,028	16
3	3,5	0,0015	0,041	0,058	23
4	4	0,0045	0,005	0,018	23

Как видно из таблицы, наибольшей просадочностью обладают грунты верхнего 2-метрового слоя при всех нагрузках, 1, 2 и 3 кг/см². По нормам СНиПа верхний слой грунтов можно отнести к сильнопросадочным породам, несмотря на присутствие в большом количестве гипса, который понижает свойство просадочности.

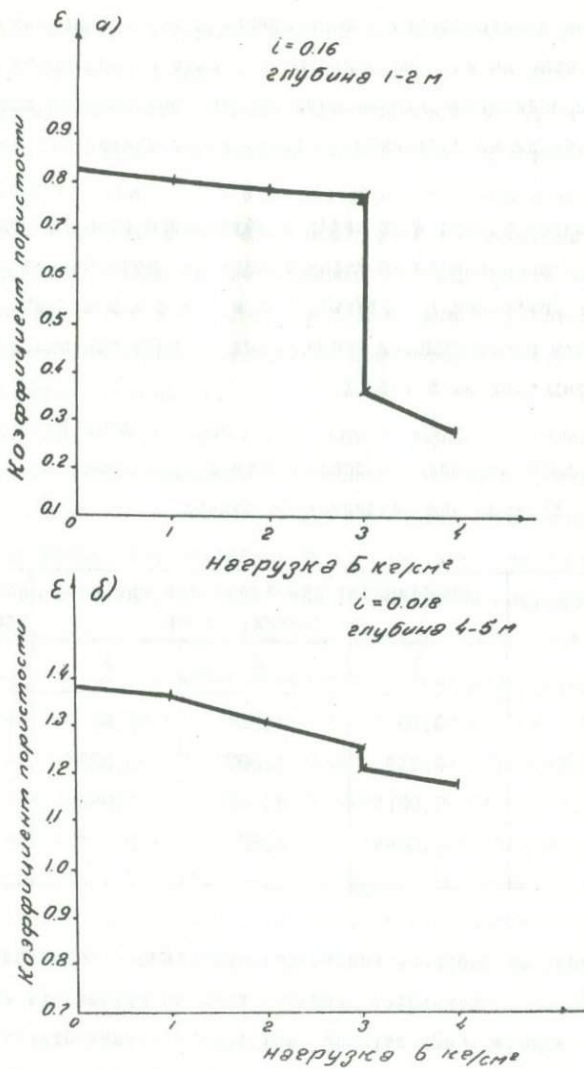


Рис. I. Сравнение результатов просадочности верхних и нижних слоев толщи лессовидных пород в р-не 26 комиссаров.
 а) верхний слой в интервалах глубин 0 - 2,0 м;
 б) нижний слой - 4 - 5 м.

С глубины примерно 2,5 м свойство просадочности заметно понижается, достигая на глубине 4–5 метров значений коэффициентов просадочности, характерных для непросадочных грунтов (рис.1).

Такое изменение свойств просадочности по разрезу может быть вызвано, с одной стороны, большой разницей в значениях естественной влажности, которая увеличивается с глубиной, достигая 23% на глубине 4 м, тогда как в верхнем слое последняя составляет 8%. Но основное объяснение нужно искать в цементирующем влиянии точечно рассеянного гипса, присутствующего в довольно большом количестве в нижней части толщи лессовидного грунта, хотя в верхних слоях общее содержание гипса заметно выше, чем в более глубоких. Содержание гипса в приповерхностной 2-метровой толще настолько высокое, что эти грунты можно отнести к глеевидным суглинкам, в которых галка прослеживается в виде включений, достигающих размеров гальки.

Подобная же картина наблюдалась нами при изучении просадочных свойств лессовидных грунтов и в Октябрьском районе города на одном из строительных объектов по улице Тамарашени.

Здесь были пробурены скважины глубиной до 30 м, из которых отбирались монолиты в интервалах через каждые полметра. Грунты представлены суглинками, в верхней части разреза имеющими лессовидный облик с сильной загипсованностью.

Изучение просадочных свойств описываемого участка по разрезу показало, что просадочные свойства при давлениях 3 кг/см^2 закономерно с глубиной уменьшаются (рис.2). Самый верхний слой мощностью до 1,5 м по коэффициенту просадочности 0,006–0,015 относится к непросадочным или слабопросадочным породам.

Постоянное увлажнение верхнего слоя, вероятно, вызвало уплотнение под действием собственного веса и грунт потерял свойство

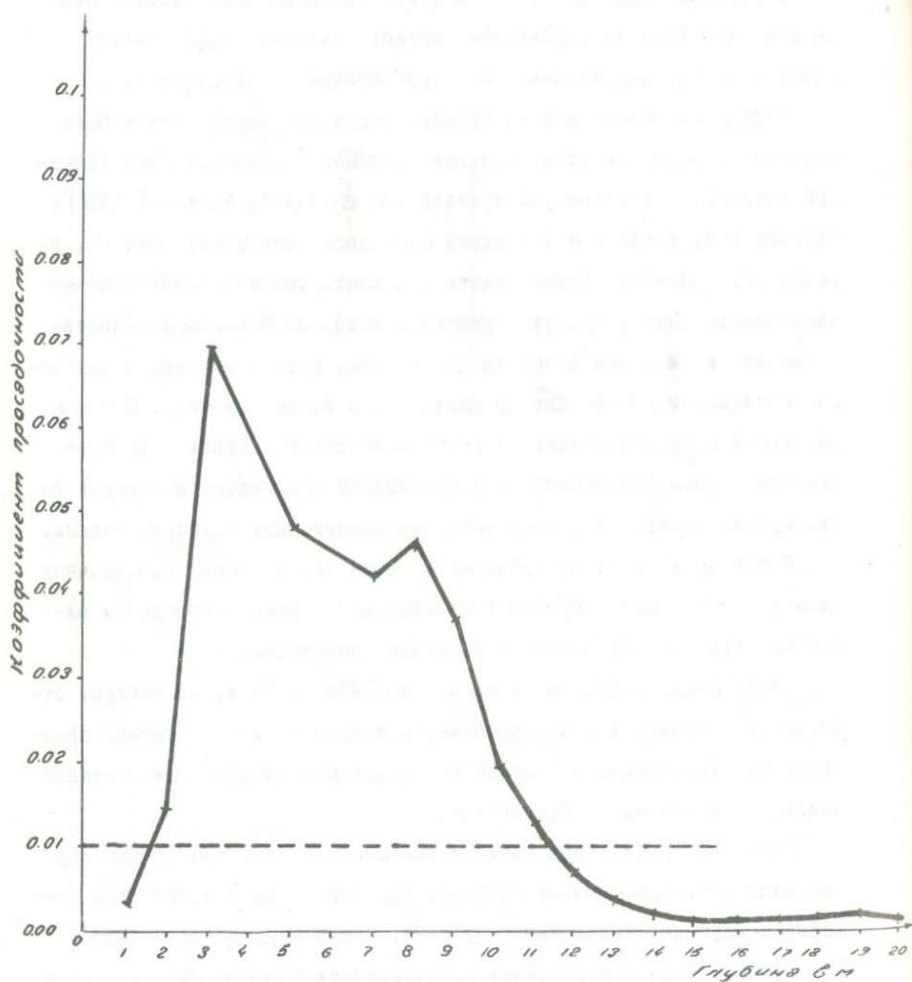


Рис.2. Изменение проницаемости лессовидных пород с глубиной в скважине № I Октябрьского р-на.

просадочности. Ниже, начиная с 2 м, грунты проявляют сильнопросадочные свойства с коэффициентом просадочности 0,07-0,05 до глубины 5 м. Ниже 5 м до глубины 12 м просадочные свойства постепенно убывают, достигая на глубине 12 м коэффициента просадочности 0,01 (граница между слабопросадочным и непросадочным грунтом).

Как выше указывалось, повышение содержания гипса и карбонатов в лессовидных грунтах способствует уменьшению просадочных деформаций в них. В наших исследованиях такой тесной взаимосвязи между содержанием гипса и просадочностью не наблюдается.

Известно, что с глубиной загипсованность лессовидных грунтов тбилисского района понижается до 1-3%.

В изученных нами разрезах с глубиной понижается и свойство просадочности, что, вероятно, связано как с увеличением глинистости исследуемых грунтов, так и с изменением характера гипсовых включений.

Если в верхних слоях разреза гипс представлен в виде отдельных крупных склеплений, то в нижних он встречается в тонкорассеянном виде по всей массе грунта, цементируя отдельные его частицы в агрегаты. Повышение агрегатности влечет за собой понижение просадочных свойств, что и наблюдалось нами в изученных разрезах.

На основании полученных результатов можно заключить, что в изученных районах в Тбилиси изъятие верхнего просадочного слоя грунтов при проходке котлованов в целях строительства может устранить необходимость применения специальных мероприятий по обеспечению устойчивости сооружений.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ШЕЛЬФА ЮЖНОЙ КОЛХИДЫ
В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ПОДВОДНОЙ ДОБЫЧИ МАГНЕТИТОВЫХ ПЕСКОВ

Интенсивное развитие морской геологии и создание технических средств исследований в акваториях обусловили актуальность вопроса добычи полезных ископаемых с морского дна. В настоящее время во многих странах мира, и особенно в Японии, Индонезии, Филиппинах, морские подводные россыпи являются существенной сырьевой базой черной металлургии. В последние годы в этом направлении в Советском Союзе проведены значительные исследования, в результате которых открыты морские россыпные месторождения металлов на шельфе Ледовитого и Тихого океанов, Балтийского, Японского и Черного морей [2].

Работами Грузинского геологического управления (Ф.Т.Парцвания, И.Н.Г.Оситашвили) были разведаны и установлены промышленные россыпи магнетита в восточной акватории Черного моря, среди которых наиболее высокими кондициями отличается район Южной Колхиды от устья р.Супсы до Кобулет.

В связи с этим, в 1970-1972 гг. по заданию Комитета по науке и технике Совета Министров СССР, отделом морской инженерной геологии Сектора гидрогеологии и инженерной геологии АН СССР, совместно с Московским горным институтом и Институтом горной механики АН СССР были проведены комплексные исследования с целью определения возможностей организации промышленной добычи магнетита на морском дне.

Конкретной задачей нашей экспедиции, работающей со специаль-

ного судна Сектора ГИГ АН СССР "Геолог", являлось комплексное инженерно-геологическое изучение шельфа и побережья с целью установления возможностей подводной добычи магнетита и прогноз ее влияния на устойчивость берегов Южной Колхиды, являющейся ценной курортной зоной, подлежащей первоочередному развитию по Схеме районной планировки Черноморского курортного района.

В структурном отношении шельф Южной Колхиды приурочен к переходной зоне между Колхидским прогибом, испытывающим погружение в настоящее время [3], и Аджаро-Триалетской складчатой зоной, подверженной абсолютному воздыманию. Исходным материалом для формирования морских россыпей служит твердый сток рр. Суцоа, Натанеби, Кинтриши, берущих свое начало с Аджаро-Имеретинского хребта, сложенного исключительно вулканогенными образованиями среднего эоцена с высокой магнитной аномалией локального характера, вызванной повышенным содержанием железа в коренных породах.

Особенности геологической истории в четвертичное время в сочетании с характером твердого стока рек, ветро-волновым режимом и процессами литодинамики на шельфе, четко делят месторождение на два участка: I) Урекский (междуречье Супса-Натанеби); II) Кобулетский (междуречье Натанеби-Кинтриши).

I. Урекокий участок простирается на 12 км между устьями рек Супса и Натанеби, охватывая широкий шельф (4-4,5 км) и пляжевую полосу шириной от 40 до 70 м, ограниченную краем нимфейской террасы, датированная по C^{14} из образцов, взятых в селе Уреки 1750 ± 240 лет, и синхронизируемой с первым береговым валом высотой 1,5-2 м. В 200-300 метрах от этого вала в сторону суши прослеживается второй вал высотой до 5 м, датированный, как и синхронная с ним Ново-

черноморская терраса 3140 ± 280 лет (с. Григолетти). Пляж на всем участке стабильный, песчаный, плавно переходит в подводный склон с небольшими уклонами в пределах береговой зоны (0,01 - 0,008) с увеличением крутизны в южном направлении.

Стабильность этого участка обусловлена влиянием выносов р. Супса со среднегодовым выносом в моде пляжеобразующей песчаной фракции 25 тысяч тонн [1]. Значительную роль в формировании инженерно-геологических условий играет приустьевой подводный каньон р. Супса, который врезан в береговую зону на изобатах 10-15 м. Как показал анализ грунтовых колонок, поднятых с больших глубин (более 100 м) каньона, по его крутому тальвегу происходит смещение значительных масс песчаного материала, как за счет подводных оползней в бортах каньона, так и за счет гидрогенных процессов, вызванных подводной струей р. Супса. Эта часть безвозвратно потеряна и не принимает участия в формировании береговой зоны.

Большая половина наносов, обходя вершину подводного каньона, распределяется вдоль береговым потоком южного направления, гарантируя стабильность пляжа, и отлагается на отмелевом подводном склоне Урекского участка до глубин 25-30 м.

Статистический анализ ветро-волнового режима в многолетнем разрезе указывает на господствующее западное и юго-западное распространение штормовых волн, которое, судя по вдольбереговой ориентации древних и современных подводных и надводных валов, в течение всего голоцена было неизменным. Штормовыми волнами производилось распределение твердого стока р. Супса, представленного мелкозернистой фракцией, состоящей из полевых шпатов, кварца, мусковита, биотита, карбонатов, пироксена, магнетита, тита-

но-магнетита и гидроокислов. Концентрация магнетитовой фракции происходит, главным образом, в полосе прибоя, на что довольно четко указывает повышенное его содержание до 10-15% как в древних, так и в современных штормовых валах. С глубиной моря наблюдается резкое сокращение содержания магнетита, что обусловлено выносом разрывания течениями легкой фракции на сравнительно большие глубины, где количество рудного компонента резко сокращается и на глубине 15-20 м среднее его содержание непромышленное, а на глубинах более 25 м отлагаются непродуктивные илистые отложения. Подобная закономерность наблюдается и во вдольбереговом разрезе по мере удаления от основного источника питания р.Супса.

П. Кобулетский участок простирается в междуречье Натанеби-Кинтриши на протяжении 11 км и характеризуется узким и крутым шельфом с уклоном в пределах береговой зоны 0,1. Морфология шельфа находится в зависимости от приближающихся к морю отрогов Аджаро-Имеретинского хребта, которые ограничены от моря узкой полосой новочерноморской террасы. Близость отрогов хребта влияет на резкое изменение литофациального состава береговой зоны, в которой, в отличие от предыдущего участка, на пляже и подводном склоне до глубин 4-5 м повсеместно развиты галечники, представленные порфиритами, туфопесчаниками, гранодиоритами и др. Основные источники питания рр. Натанеби и Кинтриши выносят малое количество пляжеобразующего материала в сумме 14 тыс. тонн, что обуславливает дефицит наносов на Кобулетском участке. При этом песчаная фракция играет подчиненную роль в береговой зоне, где содержание магнетита уменьшается, в среднем не превышая 3%. В ценной курортной полосе Кобулетского участка наблюдаются размывы берегов, ко-

торые обусловлены острым дефицитом пляжеобразующих наносов, ввиду искусственного уменьшения емкости вдольберегового потока наносов, направленного в основном с юга на север (рис. I). С глубины 25-30 м вдоль обоих участков повсеместно развиты илистые отложения, слабо пластичные, по составу монтмориллонитовые, в процессах современной литодинамики они играют подчиненную роль и абсолютно бесперспективные на магнетит.

Выводы и рекомендации

Инженерно-геолгические исследования показали, что аккумуляция магнетитовых песков приурочена к древним и современным морским валам и межваловым пространствам в литодинамически активной зоне верхней части шельфа. Подводные россыпи Урекского участка находятся в состоянии пульсации, в зависимости от ветро-волнового режима и количества потерь наносов в Супсинском подводном каньоне. На Урекском участке, отличающемся стабильностью берегов, считаем возможным проведение опытной добычи магнетитовых песков по двум подводным карьерам (рис. I) в количестве 10 тысяч м³ каждый, которое не повлияет на устойчивость берегов.

Для добычи предлагаем глубины между 7 и 10 м с желательным рефулированием хвостов южнее от карьеров в зону первого подводного вала на глубины 3-4 м. Сохранение и наращивание подводного вала будет способствовать деформации волн, ограничивать разрывные противотечения и тем самым гарантировать стабильность берегов.

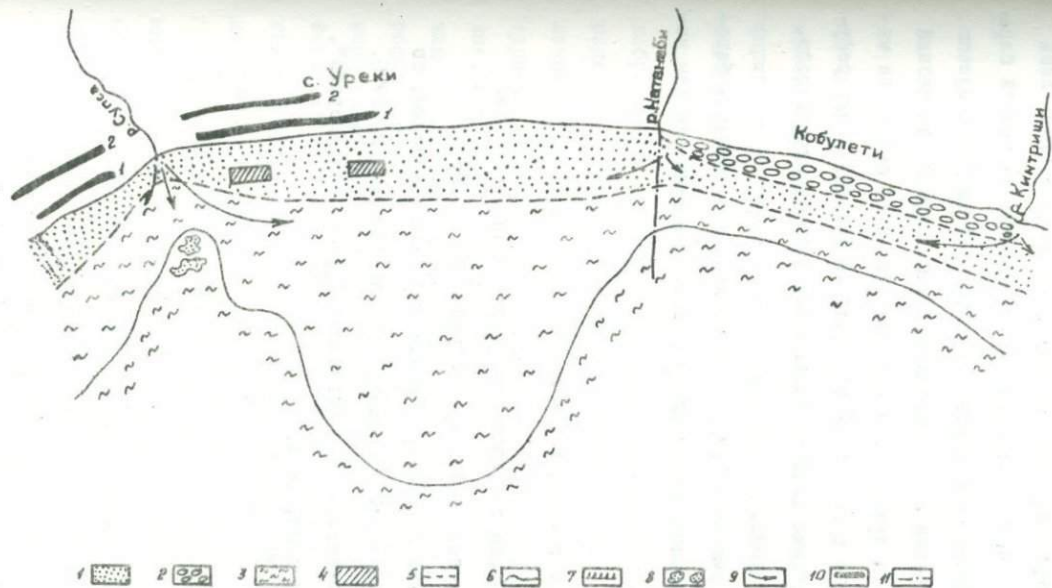


Рис. I. Схематическая инженерно-геологическая карта
 I. Пески. 2. Галечники. 3. Илы. 4. Намечаемые подводные карьеры. 5. Граница между литологическими разностями. 6. Граница шельфа. 7. Размыв берега. 8. Подводные дюны. 9. Направление потока наносов. 10. Береговые вали (I-Нимфейский, 2-Новочерноморский). II. Граница между участками.

Учитывая тот факт, что указанная полоса является ценной курортной зоной, опытную подводную добычу можно осуществлять лишь при условии систематических режимных наблюдений за динамикой береговой зоны и проведения специальных исследований по установлению баланса наносов с учетом потери песчаного материала в Супсинский подводный каньон. Эти данные позволят наметить пути перехвата материала, безвозвратно теряющегося в подводном каньоне и его рефулорирования для увеличения емкости вдольберегового потока наносов, питающего береговую зону.

На Кобулетском участке, ввиду острого дефицита наносов, берега размываемые, и изъятие материала из береговой зоны считаем недопустимым.

Л и т е р а т у р а

1. Мандыч А.Ф. Величина твердости стока рек Западной Грузии. Вестник МГУ, сер. географ., № 12, 1967.
2. Нурок Г.А., Костин В.Н. и др. Добыча полезных ископаемых со дна морей и океанов. Изд-во "Недра", М., 1970.
3. Церетели Д.В. Плейстоценовые отложения Грузии. "Мецниереба", Тбилиси, 1966.

ВЫВЕТРИВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД БАЙОСА
И МЕЛА В СВЯЗИ С ОБРАЗОВАНИЕМ ОПОЛЗНЕЙ

Вулканогенно-осадочные формации байоса и мела на Дзирульском массиве представлены порфиритами, порфирировыми лавами, кварцпорфиритами, их туфами и туфитовыми породами, из которых наибольшим распространением пользуются байосские образования.

Среди порфиритов байоса встречаются роговообманковые, авгит-лабрадоровые, авгит-амфиболовые, плагиоклазовые, а также с неопределенным бисиликатом и без биосиликата. Они черного, иногда зеленого цвета, массивные, плотные и крепкие. По структурно-текстурным особенностям они порфирировые, диабазовые, мандельштаиновые, брекчиевые и туфовые. Структура основной массы порфиритов чаще гиало-пилитовая, иногда интерсертальная, витрофировая, микрофельзитовая и микрзернистая, редко пилотакситовая. Стекловатый мезостазис часто хлоритизирован, карбонатизирован и пелитизирован. Фенокристаллы в основном представлены плагиоклазом, авгитом и роговой обманкой, нередко минералы, нацело замещенные хлоритом и эпидотом.

В основном порфириты прочные и устойчивые, удельный и объемный вес равен $2,72-2,71 \text{ г/см}^3$, ввиду чего пористость очень низкая; временное сопротивление раздавливанию колеблется $900-1200 \text{ кг/см}^2$; основные разновидности характеризуются слабым выветриванием, чаще мощность коры выветривания не превышает 3-4 м. Со следующим соотношением подзон $D_{0,2-0,3} W_{0,5-1} C_{т I}$. Устойчивость порфиритовых пород к выветриванию в основном определяется характером

основной массы, флюориды имеют значение в том случае, когда они количественно преобладают над основной массой. По степени выветрелости наименее стойкими являются порфириты с хлоритизированным и политизированным мезостазисом. Более устойчивые породы с раскристаллизованной основной массой с выделением кварца и альбита. К последним относятся порфириты с неопределенным биосиликатом и частично роговообманковые порфириты. При наличии в порфиритах свежего авгита и роговой обманки породы довольно устойчивые, но при замещении последних хлоритом устойчивость породы резко снижается.

Сопротивляемость выветриванию понижается также при наличии начело серицитизированных и сильно трещиноватых плагиоклазов. Некоторые физико-механические свойства порфиритов по К.И.Джанджава (1965) и нашим определениям, сведены в таблицу I (Арешидзе Г.М., Джавахишвили Э.А., 1961, 1962).

Таблица I

Подзона коры вы- ветрива- ния	Место отбора образ- цов	Удельный вес, γ г/см ³	Объем- ный вес, Δ г/м ³	Порис- тость коэф. порист.	Водопог- лощение	Коэф. вы- ветрива- ния $\frac{K_{об-ветр}}{K_{об-све}}$	Временное сопротив- ление на раздавл. ² кг/см ²
Не вы- ветрелая	р.Хуна- ви	2,64	2,56	$\frac{3,0}{0,03}$		0,105	1649,10
	Глыбовая	"-	2,64	$\frac{3,2}{0,15}$			1244,44
Не выве- трелая	с.Шроша	2,78	2,69	$\frac{3,2}{0,03}$			1289,86
	"-	уд.р. Ближе- ви	2,78	$\frac{2,8}{0,03}$			0,77

С инженерно-геологической точки зрения наибольший интерес представляют туфовые породы байоса, которые характеризуются широким распространением и представлены туфобрекчиями, литокластическими, лито- и кристаллокластическими и в подчиненном количестве кристаллокластическими туфами, встречаются также красные и черные пелитовые туфы. Породы эти массивные, иногда с проявлением слабой слоистости. Нередко туфовые породы обрезают взаимночередующиеся комплексы.

Туфобрекчии черного цвета, толстослоистые, сложены угловатыми обломками разнообразных порфиритов размером 1-5 до 5-6 и более см. Цемент пепловый, иногда замещен хлоритом и кальцитом. Объемный вес указанных туфобрекчий равен $2,54 \text{ г/см}^3$; пористость 4-5%, водопоглощение равно 1,59, временное сопротивление сжатию колеблется от 400 до 650 кг/см^2 .

Кора выветривания туфобрекчий достигает 10-20 м мощности, чаще с развитием полного профиля выветривания с соотношением отдельных подзон $D_{0,5}-I_{III}5-6T_{5-6}C_{T3}$. В глыбовой подзоне порода дезинтегрирована на глыбы с объемом 1-6 м^3 . В щебнистой подзоне наряду с дезинтеграцией протекают и химические преобразования.

При выветривании быстрее всего изменяется цемент и обломки эффузивных пород. Обломки плагиоклазов и хлоритизированные зерна более устойчивы, но в подзоне мелкого дробления они начепо разлагаются; зерна плагиоклаза полностью переходят в глинистый минерал гидрослюдистого типа, хлорит в начале превращается в тонкочешуйчатую разновидность, а затем бурее и замещается гидрхлоритом.

В подзоне мелкого дробления глинистый минерал представлен гидрослюдой с примесью монтмориллонита. Породы обладают сравнитель-

но высокой емкостью поглощения 44,23 мг-экв на 100 г грунта, тогда как в щебнистой подзоне емкость поглощения опускается до 14,16 мг-экв на 100 г грунта. Среди поглощенного комплекса на первом месте находится Ca^{2+} . Емкость поглощения трещинной глины из глыбовой подзоны также высокая и равна 40 мг-экв/100 г грунта. Наблюдается изменение химического состава пород в профиле выветривания (табл.2). Вверх по разрезу происходит уменьшение SiO_2 , слабое выщелачивание щелочных элементов. Повышается количество CaO и MgO в глыбовой и щебнистой подзоне, что объясняется разложением хлоритов и пироксенов.

Изменения некоторых физико-механических свойств в коре выветривания туфобрекчии сведены в табл.3. Как видно из таблицы, вверх по разрезу коры выветривания уменьшается объемный вес, за счет чего повышается пористость и уменьшается временное сопротивление на раздавливание, доходя до нуля в подзоне мелкого дробления.

Характерной особенностью указанного профиля выветривания является вымывание и выделение вдоль трещин и на контактах отдельных подзон илльвиальной глины, которая также гидрослюдисто-монтмориллонитового типа и создает ослабленные поверхности в массиве, вдоль которых происходит смещение оползней. К указанному типу коры выветривания в основном приурочено проявление оползней-обвалов

Литокластические туфы сложены из обломков разнообразных порфиритов размером 1-5 мм, цемент пелитовый, туфовый материал иногда замещен кальцитом.

Лито- и кристаллокластические туфы состоят из равного количества обломков порфиритов и зерен плагиоклаза и авгита. Кристаллокластические туфы песчаной размерности (0,1-1 мм) сложены из угловатых зерен плагиоклаза и авгита. Цемент пелитовый, туфовый

Таблица 2

Подзона коры выветривания	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.
Свежая порода	50,70	0,47	24,43	4,69	3,74	2,52	2,30	-	-	3,38
Глибовал	55,17	0,34	19,42	8,15	1,04	5,24	3,66	1,72	0,90	3,47
Щебнистая	56,35	0,40	20,33	7,10	1,34	5,72	3,58	1,14	0,85	2,29
Медкого дробления	50,77	0,23	24,41	7,96	0,91	4,38	3,09	0,91	0,56	6,31

Валовой химический анализ был произведен в Институте химии АН ГССР

Таблица 3

Наименование горной породы	Подзоны коры выветривания	Удельный взо, г/см ³	Объемный взо, г/см ³	Порист., %	Водопог- лощение	Коэффициент выветрив.	Временное сопротивле- ние раздав- ливанию, кг/см ²	
				коэф-т пористост.				
Туфобрекчи района	Не выветренная	2,65	2,54	$\frac{4,1}{0,04}$	1,59		650	
	Скрытотрещиноватая	2,60	1,98	$\frac{24,0}{0,31}$			628,02	
	Глибовая	2,50	1,91	$\frac{23,6}{0,30}$			258,01	
	Щебнистая	2,40	1,86	$\frac{22,5}{0,29}$			5,1	
	Мелкого дробления	2,46	1,82	$\frac{26,1}{0,35}$			0,28	крошится
	Не выветренная	2,66	2,51	$\frac{5,0}{0,05}$				
	Щебнистая	2,50	1,82	$\frac{27,0}{0,37}$			0,27	

материал хлоритовый, часто замещен кальцитом.

Красные пелитовые туфы представлены нацелооглинившимися тонкочешуйчатым, интенсивно пропитанным гидроокислами железа материалом. Последний содержит включение нацело оглинившегося плагиоклаза и микрокристаллические выделения рудного минерала. Глинистый материал гидрослюдисто-монтмориллонитового типа.

Породы эти в свежем виде довольно плотные, а при выветривании превращаются в рыхлую массу. Для указанных пород характерно развитие полного профиля выветривания мощностью 10-17 м с соотношением отдельных подзон Д_{1-1,5} Ш₅₋₆ Г₃₋₁₀ Ст₁. Мощность коры выветривания резко увеличивается в зонах дизъюнктивных дислокаций. Изменение некоторых физических свойств в разрезе коры выветривания дано в табл.4.

Таблица 4

Подзоны коры выветривания	Удельный вес, г/см ³	Объемный вес, г/см ³	Перистость коэффициент перистости	Глубина, м
Мелкого дробления	2,72	1,92	$\frac{29,0}{0,41}$	1,2
Щебнистая	2,72	2,11	$\frac{22,0}{0,28}$	3,0
-"-	2,56	2,00	$\frac{21,0}{0,28}$	5,5
Глибовая	2,65	2,34	$\frac{11,7}{0,13}$	10,0

При выветривании туфовых пород наряду с физической дезинтеграцией породы испытывают и химическое преобразование. Вверх по разрезу коры выветривания лепловый цемент полностью переходит в гли-

нистый минерал гидрослюдисто-монтмориллонитового типа с частичным его замещением кальцитом. Происходит интенсивное разложение плагиоклаза и окисление железосодержащих минералов.

В табл.5 дано изменение химического состава в профиле выветривания.

Как следует из таблицы, в основном изменяется Al_2O_3 и CaO , количество которых повышается вверх по разрезу. Количество Fe_2O_3 и MgO в том же направлении, в основном, уменьшается. Частично в том же направлении уменьшается Na_2O и K_2O . Емкость поглощения указанных пород во всех подзонах довольно высокое и колеблется от 51,50 до 54,54 мг-экв на 100 г грунта.

Как следует из вышеизложенного, красные туфы являются довольно слабыми породами, что вызвано постмагматическими процессами и выветриванием, ввиду чего с инженерно-геологической точки зрения они слабоустойчивы.

Пелитовые туфы и туфосланцы байоса распространены в западной части массива. Они тонкослоистые (0,5-3-5 см), собраны в пачке 5-50 м. Часто переслаиваются с разными типами пород байоса.

Туфы и туфосланцы серого, синевато-серого и черного цветов и визуально похожи на плотные глины. Сложены из мельчайших обломков плагиоклаза, пироксена и чешуек хлорита. Цементирующий материал очень тонкий, иногда пеплового характера, но чаще установить состав и структуру цемента затруднено. По всей вероятности, в последнем случае она представлена вулканической грязью.

Пепловые туфы и туфосланцы легко выветриваются с образованием полного профиля выветривания, чаще развита щелнистая подзона.

В коре выветривания изменение минерального и химического состава происходит аналогично крупнообломочным породам байоса.

Конечным продуктом выветривания является гидрослюдистая монтморрилонитовая глина.

На склонах, сложенных пелитовыми туфами, широко развиты осыпные явления, уклон устойчивого склона равен 32° .

Туфогенные песчаники представлены граувакковым типом крупно-, средне- и мелкозернистого черного, темносерого и зеленого цветов. Мощность отдельных пачек 3-40-50 м со слоистостью 0,3-2 м.

Песчаники сложены из обломков порфиритов, реже из зерен плагиоклаза и авгита, изредка встречается кварц. Цемент граувакковых песчаников тонкочешуйчатый, глинистый, хлоритовый, хлоритово-кальцитовый и иногда цеолитовый. При выветривании цемент пропитывается гидроокислами железа.

В свежем виде породы плотные, крепкие и устойчивые.

Экзо- и эндотрещинами граувакковые песчаники дезинтегрированы и крупные блоки с объемом 1-3 м³. Размер трещин варьирует от мелких 2-3 мм до крупных 20-100 мм. Коэффициент трещинной пустотности равен 2-5%, иногда же > 20% (по Г.М.Арешидзе).

В граувакковых песчаниках развит полный профиль выветривания мощностью 10-15 м, наибольшей мощности достигает глыбовая подзона. Изменение минералогического и химического состава протекает аналогично туфобрекчиям, конечным продуктом выветривания является гидрослюдисто-монтморрилонитовый тип глинистого минерала и гидроокислы железа. Для указанных пород характерно развитие вывалов ввиду мощной глыбовой подзоны, а также при вымывании и накоплении иллювиальных и хемогенных глин, зарождение и развитие оползней-обвалов.

Туфобрекчии нижней свиты "Мтавари" представлены неяснослоистыми, исключительно грубообломочными брекчиями, с весьма подчи-

ненным количеством туфопесчаников. Размер включений достигает 0,15-0,5 м³, местами же нескольких десятков кубических метров. Цвет пород от серого до ржаво-бурого.

Обломки брекчии слагаются авгито-роговообманково-лебредоровым порфиритом, авгито-лабрадорovým порфиритом, плагиоклазовым порфиритом, оливиновым базальтом и глауконитовым песчаником; цемент брекчии рыхлый, представлен местами граувакково-глауконитовым песчаником, а местами кварцево-слюдистым песчаником.

Песчаниковые прослои цементированы кальцитом, а местами глиной, количество которой участками достигает 80%.

Породы нижней свиты "Мтавари" весьма легко выветриваются, создавая мощную кору выветривания (12 м) с соотношением подзон

D₄₋₅ Ш₂₋₃ Г₃₋₄ Ст_{I-2}.

При выветривании изменению подвергается в основном цементирующий материал, представленный граувакково-глауконитовым песчаником и микрочешуйчатой бурой гидрослюдой. Вверх по разрезу цемент становится тонкочешуйчатым и в подзоне мелкого дробления наблюдается исчезновение зерен глауконита, а также интенсивное выветривание бурой роговой обманки и пироксена.

Хлоритизированная роговая обманка и пироксен переходят в гидрослуду и гидрокислы железа. Плагиоклаз существенных изменений не претерпевает и в зоне мелкого дробления он встречается довольно в свежем виде.

Изменение химического состава в профиле выветривания дано в табл. 6.

Для указанного разреза верхней части характерно увеличение SiO₂ что, возможно, является накоплением глинистого материала монтморрилонитового типа и выщелачивания щелочно-земельных эле-

Таблица 5

Подсоек коры выветривания	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	Влага
Глинистая	38,59	0,97	13,97	9,43	0,08	12,12	8,59	0,42	0,57	15,14	9,92
Щебнистая	33,97	0,82	12,69	8,03	0,15	18,54	5,34	0,79	0,85	18,23	7,86
Мелкого дробления	38,07	0,80	14,64	8,76	0,28	15,57	6,23	0,41	0,30	14,59	7,98
Суглинистая масса цебенки	34,78	0,61	15,04	7,05	0,61	18,95	5,28	нет	нет	17,82	7,19
Доломит	47,61	0,67	22,02	8,81	0,78	4,59	6,97	0,85	0,59	6,92	8,52

ментов CaO и MgO , последнее обстоятельство указывает на интенсивное разложение хлоритов, частично, глауконита и, возможно, роговой обманки и авгита. Для указанного типа профиля выветривания характерным является развитие пластических оползней, ввиду наличия мощной зоны мелкого дробления, которая обогащена монтморрилоновой глиной. Породы верхней свиты "Мтавари" представлены (сеноман) туфобрекчиями, туфопесчаниками и покровами роговообманково-авгитового порфирита.

Скелет туфобрекчии главным образом представлен авгитолабрадоровыми порфиритами, а цемент в нижней части ломонтитом, а верхней - роговообманково-лабрадоровым порфиритовым материалом.

По этой причине туфобрекчии верхней свиты "Мтавари" весьма устойчивые и трудно поддаются агентам выветривания, чем они резко отличаются от туфобрекчий порфиритовой свиты Байоса и нижней свиты "Мтавари". В связи с незначительной мощностью коры выветривания на склонах, сложенных отмеченными породами, почти полностью отсутствуют какие-либо деформации.

Песчаники нижней и верхней свиты "Мтавари" играют весьма подчиненную роль, они граувакковые на глинистом цементе, сложены из свежих зерен зонального плагиоклаза, роговой обманки, обломков эффузивных пород, много известковой микрофауны, встречаются единичные крупные зерна глауконита, которые иногда присутствуют в значительном количестве, и листочки хлорита. Цемент глинистый, составляет 80% пород, ввиду чего породу именуют песчанистой глиной (Г.С. Дзюценидзе), глауконит округлой формы окружен бурой пленкой гидроокиси железа. Цемент пепловый, глинистый, местами же крупнопластичный ломонтит. Гальмиролиз, а затем поверхностное выветривание глауконитовых песчаников вызывает образование глин

монтмориллонитового типа, что понижает устойчивость пород на склонах.

Как следует из вышеизложенного, в байосских и меловых вулканогенно-осадочных породах выветривание протекает не однозначно. Покрыты эффузивных пород в обоих случаях довольно устойчивые. Наиболее подвергнуты выветриванию туфовые породы. В байосских туфах при выветривании образуется полный профиль выветривания с развитием почти в равном соотношении щебнистой и глыбовой подзон с наличием иллювиальной и хемогенной глин. В туфовых породах нижней свиты "Мтавари" также развит полный профиль выветривания, но здесь наибольшей мощности достигает подзона мелкого дробления, с обогащением монтмориллонитовым глинистым минералом, ввиду чего в байосских туфобрекчиях зарождаются и развиваются оползни-обвалы, а в туфах свиты "Мтавари" - пластические оползни.

Характерной особенностью является также то, что при выветривании байосских пород разложению подвергаются наряду с цементом в основном плагиоклаз и частично хлорит и глауконит, а зерна роговой обманки и авгита довольно устойчивые, ввиду чего конечным продуктом выветривания является гидрослюда с примесью монтмориллонита. В породах нижней свиты "Мтавари" наряду с цементом, в основном, выветриваются зерна роговой обманки и авгита, тогда как зерна плагиоклаза остаются свежими, следствием чего является образование монтмориллонита; последнее обстоятельство и определяет характер оползневых смещений.

Л и т е р а т у р а

1. Арешидзе Г.М., Джавахишвили Э.А., Чохонелидзе Г.И. Инженерно-геологическая обстановка, закономерности развития оползней и рекомендации по обеспечению устойчивости склонов на южной части Дзирульского кристаллического массива". Отчет, Тбилиси, библиотека сектора ГИГ, 1961.
2. Арешидзе Г.М., Инженерно-геологическая обстановка оползней южной части Дзирульского кристаллического массива. Тбилиси, 1962.
3. Джавахишвили Э.А., Кора выветривания гранитоидов как среда зарождения некоторых физико-геологических явлений. Труды лаб. ГИГ ГПИ им.Ленина, т. 1 Тбилиси, 1962.
4. Джанджгава К.И., Инженерно-геологические условия развития оползневых явлений на Рикотском перевале и прилегающей к нему территории. Диссертация, Тбилиси, 1965.
5. Дзоценидзе Г.С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1948.

И.М.Буачидзе, Г.М.Арешидзе, Э.А.Джавахишвили,
Н.С.Арешидзе

К ВОПРОСУ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРОЛОЖЕНИЯ ТРАНСКАВКАЗСКОЙ ПЕРЕВАЛЬНОЙ ЖЕЛЕЗНОЙ ДОРОГИ

Изучение трассы перевальной железной дороги произведено по трем направлениям: 1) Архотскому, 2) Квенамтскому и 3) Горийскому

Варианты в основном пролегают в геосинклинальной горной области мегаантиклинория Главного Кавказского хребта, состоящего из ряда тектонических зон и подзон (тектоническая карта Кавказа, М=1:1000000, 1974, П.Д.Гамкрелидзе, 1975).

Сложная тектоника, множество литологических формаций, состояние горных пород, геоморфологические условия, обилие сезонных трещинных вод, а также активные и потенциальные экзодинамические процессы формируют сложные инженерно-геологические условия проложения полотна перевальной железной дороги по всем вариантам, короткая характеристика которых приводится нами.

1. Архотское направление - трасса пролегает по долинам рек: Шавской и Хевсурской Арагви, Армски и Терека. От пос. Жинвали на расстоянии 8-10 км, следуя по долине Шавской Арагви, трасса пролегает по породам мелового и палеоцен-эоценового флиша Жинвальско-Гомборской тектонической подзоны (П.Д.Гамкрелидзе, 1975), характеризуется наличием пологих надвигов, тектонических перекрытий и покровов (тектоническая карта Кавказа М=1:1000000, 1974). Литологический состав пород представлен полосчатыми аргиллитами, глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями мергелей (K_I^{4-5}) средне- и тонкослоистыми известняками, мергелистыми известняка-

ми, мергелями (K_2) и мергелисто-глинистыми породами палеоцен-эоцена. Породы дислоцированы и характеризуются наличием линейной и площадной обломочно-аллювиальной коры выветривания мощностью соответственно 30-40 и 5-10 м. По разрезам склонов наиболее ослабленные поверхности сдвига приурочены к корам выветривания. Особенно неустойчивыми являются коры выветривания мергелисто-глинистых пород палеоцен-эоцена, а также нижнего мела (K_1^{4-5}), в которых откосы высотой 8 м и при уклонах $60-65^\circ$ деформируются.

В этой подзоне склоны тектогенно-эрозионно-оползневые. Количественное преобладание легковыветриваемых и размываемых пород в районе слияния рек Тетри и Пшавис Арагви обусловило формирование горно-равнинной части долин с хорошо развитыми поймами и надпойменными террасами, в виде котловины, используемой для строительства Жинвали ГЭС. На этом участке проложение ж/дороги диктуется отметками горизонта воды в водохранилище. Ввиду сложных инженерно-геологических условий открытого варианта целесообразно его проложить в тоннель; при проектировании последнего необходимо предусмотреть блочное строение массива, наличие сезонных трещинных вод и увеличенное горное давление, обусловленное тектоническим строением.

Севернее описываемой подзоны, до местности Орицкали, долина реки Пшавской Арагви сложена комплексами пород карбонатного и терригенного флиша ($K_2+K_1+J_3$). Комплекс пород карбонатного флиша верхнего мела (K_2) слагает долину до реки Магароула и представлен тонко- и среднеслоистыми известняками, мергелистыми известняками, известняками типа литографского камня и частично мергелями. Породы дислоцированы, кора выветривания селективная, мощностью 5-12 м с наибольшей ее величиной у мергелистых пород. Долина р.

Арагви "У" -образная, склоны устойчивы с уклонами $50-55^{\circ}$. Из покровных образований, кроме коры выветривания, заслуживают внимания конусы выносов, сложенные щебнисто-хрящеватыми грунтами с суглинистым заполнением мощностью 20-50 м. Желательно по этим формам прокладывать полотно железной дороги по их вершинам с устройством искусственных сооружений.

На участке рр. Магароула - Чаргдур долина р.Арагви сложена породами терригенного флиша (K_1) - чередование разнослоистых песчаников и глинистых сланцев, которые взбросом контактируют с породами карбонатного флиша (K_2). Породы дислоцированы, сформирована селективная обломочно-иллювиальная кора выветривания мощностью 5-15 м, с меньшей ее величиной на породах Пасанаурской свиты. Модуль трещиноватости 8-10, а коэффициент трещинной пустотности 0,01-0,1. Эти породы на строящихся откосах быстро разуплотняются, осыпаются и вываливаются; с целью обеспечения устойчивости этих откосов необходимо заложение их раздельно по состоянию пород по разрезу и устройству бермы у подошвы верхового откоса. Долина р.Арагви здесь ящикообразная с уклоном коренных склонов $25-27^{\circ}$. По подошвам склонов имеются шлейфы немощных флювиальных отложений.

От р.Чаргдур от Орицкали долина Арагви сложена породами карбонатного флиша верхней юры и нижнего мела ($J_3 - i^1$) - известняки, мергелистые известняки, мергели, мергелистые сланцы с пачками глинистых сланцев и глинистые сланцы с прослоями мергелей. Породы дислоцированы и характерна вторичная мелкая складчатость и обломочно-иллювиальная кора выветривания (10-12 м); склоны крутые с отдельными очагами вывалов и оползней. Последние зарождаются в коре выветривания и в зонах разрывных нарушений. При про-

ектировании земляного полотна необходимо предусмотреть двух- и трехслойную структуру склонов и заложение требуемых откосов.

Севернее Орицкали с породами карбонатного флиша тектонически граничат (Трусойский взброс) глинистые сланцы и песчаники верхнего лейаса и средней юры ($J_1^3 + J_2$) - Казбекско-Лагодехской зоны. Породы сильно дислоцированы, с обломочно-иллювиальной корой выветривания мощностью 10-12 м. Долина р.Арагви У-образная с залесенными склонами, узкими террасами и с небольшими бассейнами снежных лавин. В этом комплексе пород особо сложный узел расположен у сел.Барисахо, где в ядерной части Бурсачирской антиклинали, вдоль реки на расстоянии 0,8-0,9 км, с захватом склона 0,6-0,7 км, аккумулярован глыбовый навал мощностью 40-50 м с объемом 25-30 млн.м³, который медленно ползет к руслу реки. Правобережный склон флювиальный, сложен щебнисто-хрищеватыми грунтами с включениями глыб мощностью 40-50 м. В настоящее время подошва склона подмывается, что обуславливает возникновение прирусловых оползней. Эти склоны неустойчивы и рекомендуется проложение полотна ж/дороги и туннеля в зоне коренной основы склона. При строительстве полотна железной дороги по Архотскому направлению необходимо лечение данного участка, ибо разовое смещение отмеченных масс может вызвать стихийное бедствие.

Между устьями рек Охерхеви и Рокчис-цкали долина р.Арагви становится узким каньоном, где породы лейаса и средней юры тектонически граничат (Амельский взброс) с песчаниками и глинистыми сланцами нижнего лейаса. Породы сильно трещиноватые и образована обломочно-иллювиальная кора выветривания мощностью 15-20 м, питающая частые очаги вывалов, обвалов и осыпания.

В районе устья реки Рокша и на территории с. Гули устанавливаются древние моренные выносы и коренные склоны сравнительно уполаживаются ($24-32^{\circ}$).

От р. Рокша до р. Горшаклис-цкали (место первоначального заложения южного портала тоннеля) долина р. Хевсурской Арагви, с притоками Гуданис- и Блос-цкали, узкая, глубокая, с крутыми и высокими прирусловыми склонами (60-80 м), выше бровок которых левый склон несколько уполаживается - частично залесен, а частично обрабатывается под посевы.

По склонам, а особенно по правобережному, густо расположены бассейны мощных снежных лавин. Долина сложена глинистыми сланцами с прослоями песчаников верхнего лейаса с обломочно-иллювиальной корой выветривания мощностью 12-15 м. В окрестностях с. Чхуба на левобережном, относительно выположенном склоне, коренные породы перекрыты сомнительно устойчивым чехлом делювиальных грунтов мощностью 10-20 м.

Исходя из указанных инженерно-геологических условий строительства полотна и стоимости требуемых дорогостоящих инженерных мероприятий, обеспечивающих устойчивость сооружений, рекомендуется южный портал тоннеля заложить не по долине Горшаклис-цкали, а южнее - в районе устья р. Охерхеви. Заслуживает внимания ряд селевых потоков и конусы выносов с пассивной деятельностью в настоящее время.

Северный портал тоннеля расположен в верховьях р. Армхи, долина которой отделяет Столовой хребет от северного склона Кавкасиони и в основном сложена лейасовыми сланцами с прослоями песчаников и мощными флювиогляциальными отложениями в устьевой ее части. Местами расположены шлейфы коллювиальных отложений, формирующиеся

за счет разрушения, сноса и аккумуляции известняков юры, составляющих осевую часть Столового хребта. Породы коренной основы сильно дислоцированы разрывами, так что вся долина характеризуется мозаично-блочным строением, что, в свою очередь, способствует формированию коры выветривания мощностью 15-20 и более метров. Наличие последней обуславливает формирование очагов осыпания, вывалов и оползаний. Наиболее сложным узлом является участок долины 3-3,5 км у санатория Армки, где полотно железной дороги необходимо проложить в тоннеле.

От с.Чми трасса полотна железной дороги пролегает по ящикообразной долине р.Терек, которая при пересечении осевой части Столового хребта ограничена высокими осыпными склонами, от действия которых необходимо осуществление защитных мероприятий. Далее до г.Орджоникидзе трасса полотна пролегает по Терекской долине и молласам предгорного прогиба Кавказа.

2. Квенамтское направление на Южном склоне Большого Кавказа.
Геологическое строение полос пролегания Квенамтского и Архотского вариантов в целом одинаково, но инженерно-геологические условия проложения полотна отличаются друг от друга; Квенамтское направление характеризуется: а) сравнительно пологими коренными склонами долин, б) долина рр. Тетри и Шави Арагви характеризуется наличием широкой поймы с блуждающим руслом, в) мощными боковыми селевыми потоками, г) активной склоновой эрозией оголенных от лесного покрова склонов, д) на участке поселков Жинвали и Пасанаури расположены газопроводные трубы Орджоникидзе-Тбилиси и е) почти полным отсутствием снежных лавин.

В бассейне р.Снос-цкали, где расположен портал одного из вариантов тоннеля, за исключением мощного оползневого участка в

глинистых сланцах лейаса, условия строительства полотна железной дороги в целом благоприятные; устойчивость склонов в глинистых сланцах лейаса в основном определяется характером коры выветривания, уклонами поверхностей поперечного кливажа и тектонических трещин.

Весьма сложными инженерно-геологическими условиями строительства полотна железной дороги по открытому варианту характеризуется Дарьяльское ущелье на протяжении IО-II км. Оно сложено метаморфическими, интрузивными ($P_2 + M_2$), эффузивными породами и слаболитифицированными покровными образованиями. Интенсивность метаморфизации и влияние тектонических условий, при существующей здесь климатической обстановке, обусловили дезинтеграцию пород и формирование мощной глыбовой коры выветривания. Ущелье р.Тарек здесь характеризуется высокими и крутыми склонами с граверным рельефом, с многочисленными мощными активными селевыми потоками, обширными бассейнами снежных лавин и неограниченным количеством очагов обвалов, вывалов и осыпания. При строительстве полотна железной дороги под влиянием отмеченных процессов, коэффициент поражения склонов $K_{\Pi} = 0,7-0,8$, что обуславливает необходимость проложения полотна в тоннель.

3. Горийское направление. На Южном склоне Кавказских Горийское направление характеризуется более сложными инженерно-геологическими условиями строительства полотна, чем по Квенамтскому и Архотскому направлениям, что обусловлено широким развитием оползневых процессов и обилием бассейнов снежных лавин. Весьма сложными инженерно-геологическими условиями проложения полотна железной дороги по этому направлению характеризуется ущелье р.Ардон, образованное при пересечении бокового хребта. Здесь ущелье сложено метаморфическими и кристаллическими сланцами и гнейсами палеозоя, прорванные мезозойскими гранитоидами Кесарского типа. Все отмеченные породы сильно дислоцированы и перекрыты крупнообломочной корой выветривания мощностью IО - 20 и более метров; последнее служит основной

средой зарождения собственнослоновых гравитационных процессов. По этой причине по склонам ущелья, которые по гребням венчаются ледниками, широко развиты очаги вывалов, обвалов, осыпания с коэффициентом поражения в сланцевых метаморфических породах 0,5-0,6, а в гранитоидах - 0,7-0,8. Здесь же широко развиты бассейны снежных лавин и древних конусов выносов с крупнообломочными материалами мощностью 30-40 м. Длина этого ущелья 9-10 км и проложение полотна ж/дороги открытым способом не представляется возможным. На участке пос.Мизурский, долина р.Ардон сложена палеозойскими гранитоидами с корой выветривания 15-20 м. Склоны долины устойчивы, однако многочисленные горно-промышленные объекты и другие сооружения крайне затрудняют возможность проложения здесь полотна железной дороги.

Весьма сложными инженерно-геологическими условиями характеризуется участок от поселка геологов(устье р.Архондон) до сел. Зинцар длиной 5-6 км. Долина здесь сложена глинистыми сланцами с тонкими прослоями сидеритов(нижнего чалена) с обломочно-иллювиальной корой выветривания 10-15 м. У сел.Зинцар с севера расположен карниз верхнеюрских карбонатных пород, представляющий непрерывный очаг осыпания, обваливания и образования коллювия мощностью 30-40 м. В коре выветривания и в коллювиальном чехле развиты эрозионные и оползневые процессы с формированием типичного бедленда. На этом участке проложение полотна железной дороги открытым вариантом не представляется возможным.

В заключение нужно отметить, что из трех открытых вариантов проложения полотна железной дороги наиболее благоприятными инженерно-геологическими условиями характеризуются Архотский и Кванамтский. Выбор же между ними будет обусловлен экономическим обоснованием строительства.

ВЛИЯНИЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ НА СОСТАВ И СВОЙСТВА
МЕРГЕЛЕЙ СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ЭОЦЕНА

Мергели среднего и верхнего эоцена встречаются зеленого и светлорыжевого цветов; нередко указанные разновидности мергелей переслаиваются между собой с соотношением 3:1 с преобладанием зеленых прослоев, мощность которых колеблется от 5 до 30 см. Приблизительно аналогичной мощностью характеризуются и рыжеватые мергели 15-20 см.

По составу оба мергеля органогенные. Разница заключается в содержании микроорганизмов, в степени пористости и в количестве гидроокислов железа.

Зеленые мергели органогенно-детритусового типа. Содержание CaCO_3 достигает 45%. Структура органогеннопелитовая с примесью песчаного материала. В криптокристаллической глинисто-карбонатной массе, которая содержит в большом количестве детритусовый материал, встречаются скелеты организмов округлой формы, нередко с наростами, которые сложены зеркальным кальцитом. Внутренняя часть выполнена микрокристаллическим кальцитом и реже пиритом. Обломочный материал представлен свежим плагиоклазом, встречаются также чешуйки биотита и хлорита. В виде единичных зерен присутствуют обломки эффузивных пород и зерна роговой обманки. В породе рассеяны точечные выделения пирита, последние иногда слабо окислены. Глинистый минерал представлен монтмориллонитовым типом, что хорошо прослеживается при взаимодействии с органическими красителями и под электронным микроскопом.

Светлокори́чный органоге́нный гидрокси́сно-же́лезистый мергелё́й поло́счатый. Окраска обусловлена наличием гидроокислов железа.

Структура органоге́нно-пелитовая с незначительной примесью алевроитового материала. Пористость под микроскопом ясно выражена. Содержание CaCO_3 достигает 42,5%.

В криптокристаллической известково-глинистой массе встречаются обильные остатки разнообразных скелетов организмов, которые представлены зеркальным кальцитом, а внутренняя часть выполнена землистым и реже микрокристаллическим кальцитом, иногда хлоритом и пиритом, редко - халцедоном.

Алевролитовый материал присутствует в малом количестве и представлен плагиоклазом, роговой обманкой, обломками эффузивных пород, редко встречаются чешуйки биотита. Части точечные и более крупные выделения рудного минерала, последние окислены и гидратированы. Глинистый минерал с органическими красителями ведет себя не как активный минерал и дает реакцию, характерную для каолинит-гидрослюдистого типа, что можно объяснить наличием карбоната и гидроокислов железа, которые загрязняют ионно-обменные позиции глинистого минерала. Емкость поглощения невысокая: у зеленых мергелей - 7,88, а у светлокори́чных - 12,78. Из обменных катионов преобладает кальций. Водная вытяжка указанных мергелей характеризуется низкой минерализацией 0,07-0,08 г/л (табл. I).

Таблица I

Наименование породы	CaCO_3	Состав водной вытяжки по Курлову	pH	Емкость поглощения
Органоге́нно-детритусовый мергелё́й (зелёный)	45,37	$M_{0,07} \frac{\text{HCO}_3 45 \text{ SO}_4 21 \text{ Cl} 10}{\text{Ca} 56 \text{ Mg} 36}$	8,1	7,88
Органоге́нно-гидрокси́сно-же́лезистый мергелё́й (светлокори́чный)	45,52	$M_{0,08} \frac{\text{SO}_4 45 \text{ HCO}_3 40}{(\text{Na} + \text{K}) 41 \text{ Ca} 40}$	8,2	12,78

Водные вытяжки в детритусовых мергелях гидрокарбонатно-сульфатно-кальций-магниевого, в гидроокисножелезистых мергелях - сульфатно-гидрокарбонатно-натрий-кальциевого. На первом месте стоит

SO_4 что обусловлено наличием в породе пирита. Свободная окись железа в зеленых мергелях не превышает 0,43%. Удельный вес обоих мергелей равен 2,65-2,66 г/см³, объемный вес зеленых - 2,45 г/см³, а коричневых - 2,40 г/см³, ввиду чего пористость первых - 7,54%, а вторых - 9,77%.

Зеленые мергели размокают в воде за 3 минуты и характеризуются низкой пластичностью $M_p=5 \frac{27}{22}$. Коричневые мергели водостойкие.

Свежие мергели относятся к полускальным породам. Устойчивость в откосах зависит в основном от степени их выветрелости. На склонах с СВ экспозицией и с падением пород по направлению склона хорошо прослеживаются зональное строение коры выветривания. В большинстве случаев удается выделить все 4 зоны выветривания: мелкодробную (М), щепнистую (Щ), глыбовую (Г) и скрыто-трещиноватую (С). Видимая мощность коры выветривания достигает 12-15 м, но соотношение зон в разных типах мергелей различно: для зеленых мергелей $M_0,2 \text{ Щ}_{5,5} \text{ Г}_{3,5} \text{ С}_{3,0}$, для гидроокисножелезистых мергелей же $M_0,2 \text{ Щ}_{3,0} \text{ Г}_{6,0} \text{ С}_{3,0}$, т.е. для первого типа более развита щепнистая зона, для второго же глыбовая с расположением трещин в среднем через 10-30 см, с сильной и со средней трещиноватостью.

При сравнении пород по отдельным зонам выветривания по петрографическим признакам прослеживаются следующие изменения.

В зеленых органогенных мергелях, где слоистость обусловлена линейным расположением детритуса и редких тонких чешуек биотита, в щепнистой зоне имеет крупно- и микроагрегатное строение.

Агрегаты размером 0,16x0,16 мм, 0,8x0,48 мм, 1,6x0,48 мм оконтурены прерывистыми и извилистыми трещинами, близ трещин порода пятнисто окрашена гидроокислами железа. Рудные минералы отсутствуют. Зеленые органогенные мергели более глинистые и содержат меньше остатков организмов.

В зоне мелкого дробления пятнистая текстура уже ясно выражена. Неравномерные агрегаты, крупные и мелкие, плотно прилегают друг к другу, окаймляясь тонкими трещинами. В трещинах присутствует сравнительно незначительное количество гидроокислов железа, что указывает на его вынос из пород.

Светлокоричневые органогенные мергели в щебнистой зоне интенсивно окрашены гидроокислами железа, которые пропитывают как цементирующее вещество, так и внутреннюю часть остатков организмов. Окраска гидроокислами железа дугообразно-полосчатая. Глинистого материала меньше, чем в зеленых органогенных мергелях, микроорганизмов много, представлены кальцитовым скелетом, реже фосфатом.

В зоне мелкого дробления гидроокиси железа пропитывают всю породу, окрашивая ее в желтовато-бурые тона, хорошо развиты микропоры.

Гранулометрический состав выветрелых мергелей иллюстрируется на равностороннем треугольнике (рис. I.). Как видно из графика, содержание глинистых частиц в зоне мелкого дробления колеблется в пределах 20-55%, в мелкощебнистой - 12-42%, крупнощебнистой - 9-30%, в глыбовой - 13-23%. Наибольшие выходы глинистой фракции характерны для зоны мелкого дробления. В верхних зонах преобладает монтмориллонит, а гидрослюда составляет небольшую примесь.

При окрашивании органическими красителями активность глинистых минералов изменяется следующим образом. В глыбовой зоне с

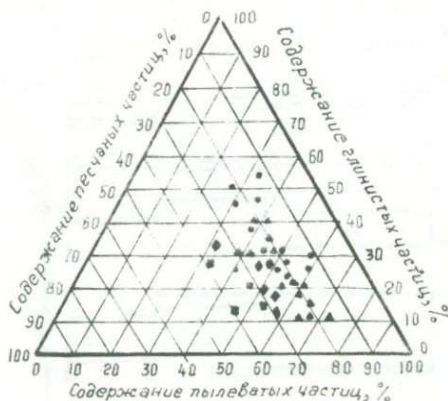


Рис.1. Гранулометрический состав выветрелых мергелей

бензидином глинистая фракция дает зеленую окраску, характерную для гидрослюда, а в щебнистой зоне — голубовато-серую, указывающую на присутствие монтмориллонита. А грунты в зоне мелкого дробления с красителями ведут себя как типичные монтмориллониты, бензидином окрашиваются в синий цвет, а метиленово-голубым — в голубовато-зеленый, т.е. в зоне мелкого дробления происходит восстановление монтмориллонитовой природы глинистого минерала.

Минерализация водных вытяжек снизу вверх по зонам выветривания понижается, наблюдается также резкое изменение состава, из сульфатно-натриевого становится гидрокарбонатно-кальциевым. Снижение минерализации в верхних зонах можно объяснить раздробленностью породы в этих зонах, что создает благоприятные условия для циркуляции воды и выщелачивания легкорастворимых солей (рис.2).

Среди поглощенных катионов на первом месте стоит Ca — 97%, содержание Mg колеблется от 0,09% до 1,66%, содержание Na

колеблется от 23 до 1,33%. Содержание гипса присутствует от 0,03 до 0,15, причем снизу вверх уменьшается.

Основные показатели физических свойств пород коры выветривания эоценовых мергелей приведены на рис.2.

Для зеленых мергелей удельный вес по разрезу изменяется слабо, варьируя в пределах 2,63 – 2,67 г/см³. Объемный вес снизу вверх уменьшается постепенно от 2,14 до 2,11. Исключение составляет крупнощербнистая зона, где объемный вес опускается до 1,96. Уменьшение объемного веса объясняется разрыхлением породы и выносом водорастворимых составляющих. Соответственно возрастает снизу вверх пористость от 7,54 до 21%.

Для органогенно-гидроокисно-железистых мергелей удельный вес изменяется в пределах 2,61–2,69 г/см³, наблюдается некоторое повышение его в глыбовой зоне до 2,76, возможно, за счет обогащения породы гидроокислами железа. Объемный вес колеблется в пределах 1,95–1,99 г/см³. Можно отметить, что в глыбовой и крупнощербнистой зоне, там, где удельный вес повышен, повышается и объемный вес (2,04–2,14), вероятно, по причине заполнения пор гидроокислами железа или пелитоморфным кальцитом.

Выветрелые зеленые мергели быстро размокают за 2–5 минут. Из щербнистой зоны угол внутреннего трения $\varphi = 12^{\circ}10'$ и сцепление $C=0,44$ кг/см².

Как видно из вышеприведенного описания выветрелых органогенно-детритусовых и органогенно-гидроокисно-железистых мергелей процессы выветривания изменяют их состав и свойства. Наиболее сильно изменены органогенно-детритусовые мергели по зонам выветривания. В верхних зонах хорошо прослеживаются изменения тексту-

ры и структуры, а также физических свойств. Наиболее ясно выражены изменения объемного веса, пористости и водных свойств, влияющих на прочность и устойчивость выветрелых зеленых мергелей в массиве.

Сравнительно меньше изменены органогенно-гидроокисно-железистые мергели по зонам выветривания, наличие гидроокислов железа придает большую устойчивость свойствам этих пород.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАСПРОСТРАНЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ
ВОД МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЖЕДЖОРА - АРАГВИ - ТЕРЕК

Исследуемый район охватывает верховья рек Деджора, Квирила, Лиавхи, Ксани, Арагви, Терек.

В геотектоническом отношении (П.Гамкрелидзе, 1966) район представляет собой область развития Складчатой системы Южного склона Большого Кавказа (Казбекско-Лагодехская, Местийско-Тианетская и Гагрско-Джавская зоны) и Грузинской глыбы (Окрибско-Хреитская зона и Мухранско-Тирифонская подзона Восточной зоны погружения).

В районе можно выделить следующие основные литолого-стратиграфические единицы: песчано-сланцевые отложения нижней и средней юры, слагающие, в основном, Казбекско-Лагодехскую зону; порфиритовую свиту байоса, обнажающуюся в Гагрско-Джавской и Окрибско-Хреитской зонах; верхнеюрские терригенно-известняковые отложения (Гагрско-Джавская зона); карбонатный флиш верхней юры - нижнего мела (включая нижний готерив) и терригенный флиш нижнего мела (верхний готерив-альб), приуроченные к Местийско-Тианетской зоне; верхнемеловые, преимущественно известняковые отложения с обилием силицитов (южная часть Местийско-Тианетской зоны); палеогеновые песчано-глинистые, известняковые отложения и брекчи, приуроченные в основном у южной части Местийско-Тианетской зоны и северной части Гагрско-Джавской зоны; неогеновые песчано-глинистые отложения и конгломераты, приуроченные преимущественно к Мухранско-Тирифонской подзоне; неоген-четвертичные вулканогены, пользующиеся наибольшим развитием в се-

ро-восточной части района (Кельское вулканическое нагорье, потоки Казбекского вулканического массива и др.): рыхлые четвертичные образования (аллювиальные, элювиальные, делювиально-коллювиальные, пролювиальные, оползнево-делювиальные, моренные, флювио-гляциальные, озерные и травертиновые).

Магматическая деятельность в районе наиболее активно проявилась: в мезозое в байосское время, а в кайнозое - в неоген-четвертичное время (вплоть до голоцена, достигая максимума в верхнем плейстоцене).

Складчатая система Южного склона Большого Кавказа характеризуется линейно вытянутыми, изоклинальными, опрокинутыми на юг крупными складками. Несколько особняком стоит Гагрско-Джавская зона. По фациям отложений она стоит ближе к Грузинской глыбе, по лабильности - к складчатой системе, ибо являясь краевой частью Закавказского срединного массива, в начале альпийского цикла была раздроблена и вовлечена в состав складчатой системы Южного склона Большого Кавказа.

Грузинская глыба характеризуется менее напряженной тектоникой.

Широко развиты в районе дизъюнктивные дислокации, в особенности, в складчатой системе Южного склона Большого Кавказа. В основном они имеют общекавказское простирание. Существенную роль в геологической истории района играют Абхазско-Осетинский (на границе Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы) и Казбек-Цхинвальский глубинные разломы.

В южной части Местийско-Тианетской зоны следует отметить наличие области предполагаемого надвига флишевых отложений на образования Гагрско-Джавской зоны и Грузинской глыбы.

Исследуемый район (И.Буачидзе, 1970) содержит элементы двух гидрогеологических областей: водонапорных систем складчатой зоны Южного склона Большого Кавказа (Местиа-Тианетская трещинная и трещинно-карстовая и Казбекско-Мтатусетская трещинная водонапорные системы и район трещинных грунтовых вод Кельско-Казбекских лавовых потоков) и артезианских бассейнов Грузинской глыбы (Рача-Лечхумский и Карталинский артезианские бассейны поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод и район грунтовых трещинных и трещинно-карстовых вод Дзирульского кристаллического массива).

В районе рассматривается 185 естественных и 103 искусственных проявлений минеральных вод. Большинство естественных выходов тяготеет к зонам дробления крупных тектонических нарушений.

Дебиты минеральных источников колеблются в широких пределах: от незначительного до 150 л/сек, наиболее часто встречаются минеральные источники с дебитом до 0,5 л/сек.

Температура минеральных источников колеблется, в основном, от 5 до 12°C и контролируется высотой выхода, понижаясь по мере увеличения абсолютной отметки выхода.

Минеральные воды исследуемого района можно разбить на четыре основные гидрохимические группы: I - преимущественно углекислые гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные с преобладанием щелочноземельных элементов (минерализация, в основном, 1-3 г/л), II - преимущественно углекислые гидрокарбонатные с преобладанием натрия (минерализация, в основном, 1-10 г/л), III - различного газового состава гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные с преобладанием натрия (минерализация, в основном, 1-30 г/л), IV - преимущественно азотные и метаново-азотные хлоридные преимущественно натриевые, реже с повышенными содержаниями ще-

лочных земель (минерализация, в основном, 10-30 г/л).

Согласно Буачидзе Г. /1966, 1972/, Буачидзе Г. и Цхведиани Р. /1969/, Буачидзе Г. и Мхейдзе Б. /1970/, Буачидзе И. и др. /1972/, характер распределения газовых ассоциаций, данные по изотопии углерода углекислоты и др. позволяют говорить: о существовании в районе магматическо-метаморфической углекислоты (тяготеющей к геосинклинальной части района); наличии двух генераций азота - воздушной и преимущественно магматогенной (тяготеющей к порфиритовой свите байоса); а также наличии метана биохимического происхождения (тяготеющего к третичным отложениям).

Таблица 1

ИОННО-СОЛ ²⁺	HCO ₃ SO ₄	HCO ₃	HCO ₃ -Cl	Cl-HCO ₃	Cl
Ca	7, 39 I	4, 3, 26, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36 37, 38, 40, 44, 46, 48, 49, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 58 59, 60, 61, 63, 67, 73, 76, 77, 79, 80, 82, 85, 87 88, 90, 100, 111, 112, 129, 130, 131, 136, 140, 149			
Ca Mg	55, 64, 78				
Ca Fe	9				
Mg Ca Fe	2, 0	2			
Mg Ca Na	15, 6				
Ca Mg Na	16, 138				
Ca Na Mg	69, 95, 132	3			
Ca Na	144	2, 3, 11, 21, 25, 27, 42, 53, 55, 47, 55, 57, 67, 70 71, 72, 74, 81, 82, 83, 82, 96, 105, 107, 110 113, 117, 119, 120, 122, 123, 142, 154, 179, 181, 187 188, 189, 195, 197			
Na Ca Mg	24, 160		16, 0		
Na Ca	6, 22, 52, 54, 75, 81, 81, 101, 109, 119, 119, 121 124, 125, 126, 159, 163, 163, 184, 187, 187, 187		5, 6, 10, 13, 16, 19, 23, 41, 86, 87, 88*, 89, 126 135, 165, 168, 171, 177, 180, 184, 187 187, 188, 191, 195		
Na Fe		II ₁			
Na Mg	24		17	III ₁	
Na	1, 2, 65, 94, 95, 99, 100, 101, 102, 114, 135 68, 68, 80, D25	II ₂			
					III ₂
					III ₃
					IV ₁
					IV ₂
					IV ₃
					IV ₄
					IV ₅
					IV ₆
					IV ₇
					IV ₈
					IV ₉
					IV ₁₀
					IV ₁₁
					IV ₁₂
					IV ₁₃
					IV ₁₄
					IV ₁₅
					IV ₁₆
					IV ₁₇
					IV ₁₈
					IV ₁₉
					IV ₂₀
					IV ₂₁
					IV ₂₂
					IV ₂₃
					IV ₂₄
					IV ₂₅
					IV ₂₆
					IV ₂₇
					IV ₂₈
					IV ₂₉
					IV ₃₀
					IV ₃₁
					IV ₃₂
					IV ₃₃
					IV ₃₄
					IV ₃₅
					IV ₃₆
					IV ₃₇
					IV ₃₈
					IV ₃₉
					IV ₄₀
					IV ₄₁
					IV ₄₂
					IV ₄₃
					IV ₄₄
					IV ₄₅
					IV ₄₆
					IV ₄₇
					IV ₄₈
					IV ₄₉
					IV ₅₀
					IV ₅₁
					IV ₅₂
					IV ₅₃
					IV ₅₄
					IV ₅₅
					IV ₅₆
					IV ₅₇
					IV ₅₈
					IV ₅₉
					IV ₆₀
					IV ₆₁
					IV ₆₂
					IV ₆₃
					IV ₆₄
					IV ₆₅
					IV ₆₆
					IV ₆₇
					IV ₆₈
					IV ₆₉
					IV ₇₀
					IV ₇₁
					IV ₇₂
					IV ₇₃
					IV ₇₄
					IV ₇₅
					IV ₇₆
					IV ₇₇
					IV ₇₈
					IV ₇₉
					IV ₈₀
					IV ₈₁
					IV ₈₂
					IV ₈₃
					IV ₈₄
					IV ₈₅
					IV ₈₆
					IV ₈₇
					IV ₈₈
					IV ₈₉
					IV ₉₀
					IV ₉₁
					IV ₉₂
					IV ₉₃
					IV ₉₄
					IV ₉₅
					IV ₉₆
					IV ₉₇
					IV ₉₈
					IV ₉₉
					IV ₁₀₀

Таблица 2

ИОНЫ 20% - МО	ДАННЫЕ О ПРЦЕНТНОМ ТАЗОВОМ СОСТАВЕ НЕУ	ТАЗЫ > 10 ОБЪЕМНЫХ %							N ₂	N ₂ -CH ₄ (CH ₄)		
		CO ₂	CO ₂ -N ₂	CO ₂ -CH ₄	CO ₂ -C ₂ H ₆	CO ₂ -C ₂ H ₄	CO ₂ -C ₂ H ₂	CO ₂ -C ₂ H ₆				
HCO ₃ -SO ₄	Ca	39										
	CaFe	①						I ₁				
	CaNa	144										
HCO ₃	Ca	4,3,14,67,77,81, 98,109,111,140	16,26,69,90,31,51 (11) 48 (10) 50 31 (13) (15) 33 (16) (17) 38 (18) (19) 48 (20) 50 31 (22) (23) 36 (24) (25) 40 (26) 48 (27) 57, 104, 111 (29) (30) (31) (32)									
	CaMg	66,66	189					I ₂				
	MgCaFe		156							(28)		
	MgCaNa	138							16	*		
	CaNaMg	69	116 (33)									
	CaNa	3,11,8,3, 71,110,113,123,142, ,188 87	7 (37) 27,62, 43,65, 42,53,57, 70, 72, 74, 81, 83 88, 89, 90, (39) (40) (41) (42) (43) (44) (45) (46) (47) (48) (49) (50) (51) (52) (53) (54) (55) (56) (57) (58) (59) (60) (61) (62) (63) (64) (65) (66) (67) (68) (69) (70) (71) (72) (73) (74) (75) (76) (77) (78) (79) (80) (81) (82) (83) (84) (85) (86) (87) (88) (89) (90) (91) (92) (93) (94) (95) (96) (97) (98) (99) (100)						90			
HCO ₃ -Cl	NaCaMg								24			
	NaCa	62,84,106,121,124,25,103,113,144	22,25,93,103,108,105,108,116 117,118,119,120,121,122,123,124,125,126,127,128,129,130,131,132,133,134,135,136,137,138,139,140,141,142,143,144,145,146,147,148,149,150,151,152,153,154,155,156,157,158,159,160,161,162,163,164,165,166,167,168,169,170,171,172,173,174,175,176,177,178,179,180,181,182,183,184,185,186,187,188,189,190,191,192,193,194,195,196,197,198,199,200						150(21)			
	Na	102,135, 233	112 (45) (46) (47) 99,100 (48) 114, 68, 69							611		
	NaCaMg								160			
	NaCa	6, 86, 88*, 89, 128, 155, 172, ,182, 815	(51) 13, 15, 23, 41, 87, 165, 176 (52) 10-, 112, 111							18		
	NaFe									17		
	Na	107,133,132,157, ,185, 84, 86, 87, 68, 80 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200 D 38, D 41*, D 43, D 46	65 (101) (102) (103) 85 (104) (105) 114, 117, 118, 119, 120, 121, 122, 123, 124, 125, 126, 127, 128, 129, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 138, 139, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 146, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 163, 164, 165, 166, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 173, 174, 175, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 187, 188, 189, 190, 191, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 198, 199, 200 D 38					110	D 40	D 46		
Cl-HCO ₃	Na	141,170,174,116,116, ,108,110,111,110 D 14, D 15, D 16, D 17, D 26*, D 28, D 35 D 38*	134 (58) 172, 173 (59) D 16*, D 18						151	D 42	D 42*	D 37
	Na	85, 80* D 47*										
	NaMg											
Cl	NaCa	145, 207, 228*, 229										
	NaCaMg	D 21*										
	CaNa	D 23**										143

① ДАННЫЕ ПО РАСТВОРИМЫМ ТАЗЫМ

Наблюдается ясно выраженная горизонтальная и вертикальная зональность, выражающаяся в закономерных переходах вод I группы к водам II группы и далее к водам III группы, которые на Грузинской глыбе переходят в воды IV группы. При этом, к югу от области преимущественного развития вод II группы (область предполагаемого развития образований Гагрско-Джавской зоны, перекрытых флишевыми отложениями, к западу от Казбек-Цхинвальского глубинного разлома) увеличение хлоридной составляющей сопровождается увеличением в



Рис. I. КАРТА МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЖЕДЖОРА - АРАГВИ - ТБРЕК

Водоносные комплексы: I - рыхлых четвертичных отложений (а - подкомплекс современных аллювиальных отложений, б - подкомплекс древних четвертичных отложений), 2 - неоген-четвертичных образований, 3 - неогеновых отложений, 4 - палеоцен-эоценовых отложений, 5 - верхнемеловых отложений, 6 - терригенного флиша нижнего мела, 7 - карбонатного флиша верхней яры - нижнего мела, 8 - терригенно-известняковых отложений верхней яры, 9 - порфиритовой свиты байоса, 10 - песчано-сланцевых отложений нижней и средней яры, II - Водоупорные отложения майкопской свиты, 12 - Среднеюрские магматические тела, 13 - Разломы, 14 - Минеральный источник и его номер, 15 - Скважина, вскрывшая минеральную воду, ее номер и индекс водоносного комплекса, давшего минеральную воду. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД: 16 - воды I группы (гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные с преобладанием щелочных земель), 17 - воды II группы (гидрокарбонатные с преобладанием натрия), 18 - воды III группы (гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные с преобладанием натрия), 19 - воды IV группы (хлоридные, преимущественно натриевые, реже с повышенными содержаниями щелочных земель). ГАЗОВЫЙ СОСТАВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД: 20 - с преобладанием углекислоты, 21 - с преобладанием азота, 22 - с преобладанием метана, 23 - процентный газовый состав неизвестен. ОБЛАСТИ, ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НА ПОИСК И РАЗВЕДКУ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД: 24 - I группы, 25 - II группы, 26 - III группы, 27 - IV группы. 28 - ПЕРСПЕКТИВНЫЕ УЧАСТКИ: (I - Трусойский, 2 - Ахубати-Эрманский, 3 - Терский, 4 - Млети-Надибаонский, 5 - Хандо-Пасанаурский, 6 - Гудамакарский, 7 - Пшавский, 8 - Хахмати-Ликокский, 9 - Багиати-Ванельский, 10 - Кешельтский, II - Везури-Джеджорский, 12 - Сохинский, 13 - Джавский, 14 - Саканапо-Априсхевский, 15 - Свери-Цхинвальский).

газовом составе доли азота и метана, тогда как к северу от указанной области увеличение хлоридов не сопровождается подобным увеличением доли азота и метана. Следует отметить и факт выклинивания на значительной части исследуемой территории вод II группы, когда над водами III группы непосредственно залегают воды I группы.

Наблюдается определенная приуроченность различных групп минеральных вод к определенным литолого-стратиграфическим единицам, выделяемым (в случае рассотрения пресных вод) в качестве водоносных комплексов. Однако, в случае минеральных вод наблюдаемая картина довольно "пестрая". Так, например, воды III группы оказались приуроченными к песчано-сланцевым отложениям нижней и средней юры, порфиритовой свите байоса, карбонатному флишу верхней юры - нижнего мела, терригенному флишу нижнего мела и неогеновым отложениям. С другой стороны, например, в песчано-сланцевых отложениях нижней и средней юры развиты воды I, II и III групп. Это обстоятельство дает повод иногда говорить о неуместности применения понятия водоносного комплекса в случае минеральных вод горноскладчатых областей.

В связи с этим мы провели разбиение совокупности минеральных вод на некоторые "естественные" гидролитические множества (пользуясь видоизмененным графиком - квадратом Н.И.Толстихина). Подобный подход позволил нам говорить о закономерном распределении различных типов минеральных вод по отдельным литолого-стратиграфическим единицам. Мы убедились, что к этим единицам приурочены определенные множества минеральных вод различного химического состава, связанных между собой взаимопереходами (литолого-стратиграфические единицы характеризуются присущими им индивидуальными особенностями указанных взаимопереходов). Общий характер переходов соответ-

ствует наблюдаемой в районе горизонтальной и вертикальной зональности.

Все это позволяет нам говорить о водоносных комплексах, выделяемых при рассмотрении пресных вод, как об объективных реальностях и в случае минеральных вод.

Макрокомпонентный состав большинства вод II, III и IV групп (в особенности же развитых южнее северной границы области предполагаемого развития образований Гагрско-Джавской зоны, перекрытых флишевыми отложениями, а также части территории, равноположенной севернее указанной области, но восточнее Казбек-Цхинвальского глубинного разлома) удовлетворяет необходимому условию формирования этих вод в результате смешения трех вод: 1) высокоминерализованной хлоридной натриевой, 2) высокоминерализованной содовой, 3) пресной (рис.2). Этот вывод получен с применением графо-аналитического метода (Стуруа, 1968), основанного на необходимом условии "механического" смешения трех типов вод. Естественно (поскольку это необходимое, а не достаточное условие), нельзя исключать и возможность формирования указанных вод в результате иных процессов. С другой стороны, поскольку это условие является необходимым лишь для "механического" смешения, нельзя исключить и возможность участия процессов смешения, в той или иной мере, в формировании химического состава вод I группы.

Поскольку в районе в основном развиты нормально-морские образования, а также породы, представляющие собой результат подводного излияния (порфиритовая свита байоса), можно допустить наличие в районе в зоне затрудненной циркуляции хлоридных вод морского генезиса. Тем более, что хлоридные натриевые воды, вскрытые на Грузинской глыбе, по своей химической характеристике

Графики смещения

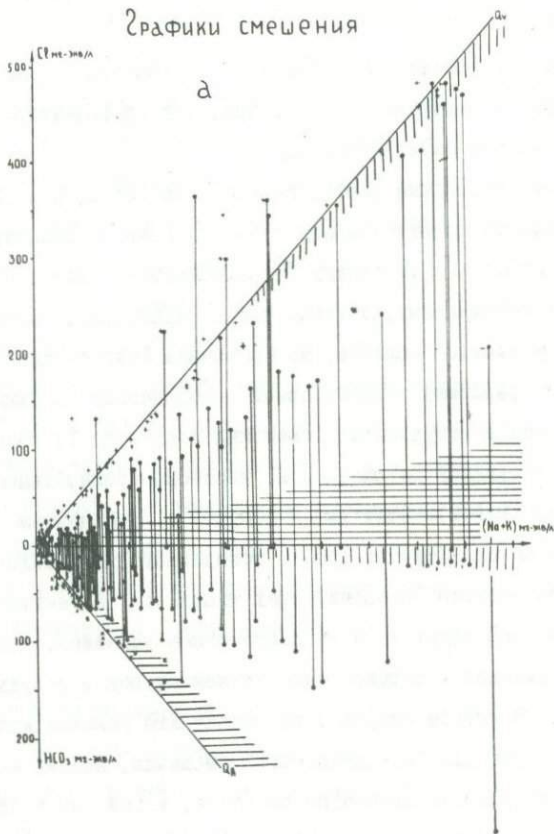


Рис. 2 а

весьма близки к таковой и имеющиеся различия удовлетворительно могут быть объяснены наложением позднейших процессов.

Экспериментальное исследование представителей основных типов пород, развитых в районе, показало, что все они способны участвовать в содообразовании в результате процессов ионного обмена. Хотя осуществление указанных возможностей собственно осадочных пород и вызывает известные сомнения, так как для них количество поглощенного натрия, приходящееся на массу воды (которая может находиться в порах и трещинах этих пород) соизмеримо с теми количествами содовой составляющей, которые мы обнаруживаем в минеральных водах, циркулирующих в указанных породах. К сожалению, мы лишены возможности достаточно точной оценки этого количества поглощенного натрия, так как для этого нам пришлось бы либо проводить эксперимент в условиях, идентичных природным (что практически невозмож-

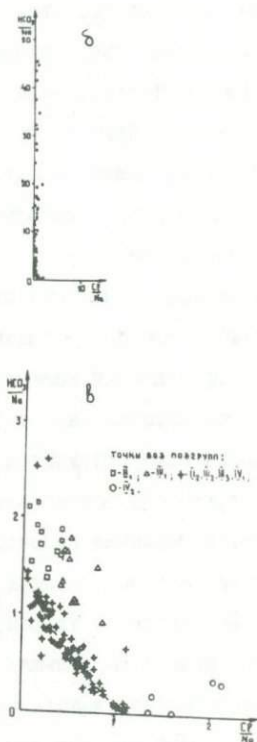


Рис. 2 б и в

но), либо решать довольно сложную систему уравнений (для чего пока, по независящим от нас причинам, нет всех нужных данных). Однако, мы можем провести подобный расчет для хлора. Данные этих расчетов показывают, что эти количества практически не отличаются (данные "расчетного хлора" и содержание хлора в минеральных водах). Следовательно, если руководствоваться тем же принципом (каким обычно пользуются при рассмотрении состава поглощенного комплекса), то мы должны прийти к выводу о том, что хлор в минеральных водах получен в результате выщелачивания пород, что в данном случае весьма маловероятно, а в ряде случаев, например, в чисто известняковых толщах (где подобные расчеты дают аналогичные результаты) — просто абсурден. Следует добавить, что аналогичный расчет, проведенный нами для пород боржомского флиша, дал подобные же результаты. Характеристики боржомского флиша весьма близки в неогеновым отложениям, развитым на Грузинской глыбе, и в 3-10 раз превышают потенциальные возможности чисто осадочных пород, развитых в геосинклинальной части района, где сосредоточена основная масса с повышенными содержаниями содовой составляющей. Тогда как сегодня с уверенностью можно говорить о формировании боржомской воды на больших глубинах (не выше меловых отложений) и, следовательно, вышележащие отложения боржомского флиша представляют собой для них лишь область "транзита".

Особняком среди пород, развитых в районе, стоит порфиритовая свита байоса с исключительно большими потенциальными возможностями указанного характера, превышающими "необходимый уровень" в (4-5)·10² раза.

Следует отметить, что среди осадочных пород Кавбекско-Лагодехской и Местийско-Тянетской зон должно иметь место протека-

Таблица 3

Сопоставление потенциальных возможностей участия в процессе содообразования за счет ионного обмена основных типов пород с содержанием соды в соответствующих минеральных водах

Литолого-стратиграфическая единица	Участок	Характеристики пород		Содовая составляющая мин. вод ср. мг-экв/л		
		мг-экв/л	мг-экв/л			
Неогеновые песчано-глинистые отложения	Джавское месторождение	752	1317	49	15	27
Терригенный флиш нижнего мела	Пасанаурский участок Пасанаурского месторождения	78	397	54	1,4	7,4
Карбонатный флиш верхн. бры-нижн. мела	Сев. участок Багитского месторождения	35	192	63	0,9	3,0
	Южный участок Багитского месторождения	19	129	33	0,6	4,0
	Участок Нади-Сант-Ведза Пасанаурского месторождения	126	310	III	I, I	2,8
Порфиритовая свита байоса	Джавское месторождение	8733	9733	2I	416	463
Терригенные отложения нижн. и ср. бры	Коби-Сиони-Паншетское месторождение	25	96	10	2,5	9,6
	Аваджарское месторождение	81	472	180	0,5	2,6

$$\alpha = 10^3 \frac{(Na)_n}{P}; \quad \beta = 10^3 \frac{(Na)_n + (Na)H_2O}{P};$$

где $(Na)_n$ и $(Na)H_2O$ - количество натрия соответственно в поглощенном комплексе и водной вытяжке в мг-экв/100 г; P - активная пористость образца см³/100 г.

ние эпигенетических процессов внутрислойного выщелачивания полевых шпатов (Беридзе, 1970), приводящее к мобилизации и перераспределению натрия, которые в условиях обогащения недр углекислотой должны приводить к образованию соды. Потенциальные возможности развитых в районе пород участвовать в подобных процессах значительны и превосходят возможности поглощенного комплекса в $п.10^2$ раз. Даже если мы будем считать, что весь поглощенный комплекс нацело представлен натрием (что, безусловно, является заведомо грубым завышением), то и тогда указанное превосходство будет порядка $п.10$. На этом фоне особняком стоит порфиритовая свита байоса, где это превосходство (в обоих случаях) составляет 6-7. Поэтому будет естественным, если мы в геосинклинальной части района (к северу от области предполагаемого развития образований Гагрско-Джавской зоны, перекрытых флишевыми отложениями) будем связывать происхождение содовой составляющей, в первую очередь, с процессами разложения полевых шпатов при участии углекислоты. К югу же от указанной области в генезисе содовой составляющей допустим большую (по сравнению с северной частью), а возможно, и преобладающую роль процессов ионного обмена.

Изучение содержания лития показало, что наблюдается рост его содержания с ростом гидрокарбоната и хлора и, следовательно, (поскольку эти два иона определяют в основном анионный состав минеральных вод района), с ростом минерализации. Характер (темп) роста лития зависит от типа воды.

Максимальные содержания лития (экв%) наблюдаются в водах III группы, а отношение лития к хлору весьма близко к таковому для хлоридных натриевых гидротерм областей современного магматизма. При этом наибольшие содержания лития имеются в водах геосинкли-

нальной части района, в особенности же - в области развития неоген-четвертичных вулканогенов. Поэтому можно сказать, обогащение литием минеральных вод геосинклинальной части района, в основном, с присутствием в них хлоридной составляющей иной (не чисто морской) генерации, в меньшей мере же с процессами содообразования. Безусловно, определенную роль в накоплении лития в минеральных водах играют процессы углекислотного выщелачивания карбонатного материала, а также их привнос водами "чисто морского" генезиса.

С учетом вышеприведенных данных, можно предложить схему формирования гидрохимического облика района в результате наложения процессов содообразования на картину гидрохимической зональности, являющуюся результатом промывания наиболее приподнятых частей от хлоридных вод морского генезиса. Происхождение содовой составляющей следует связывать с процессами выщелачивания полевых шпатов и процессами ионного обмена (играющими существенную роль в областях развития порфиритовой свиты байоса). В формировании окончательной гидрохимической картины района существенную роль должны играть процессы смешения (наиболее ясно проявляющиеся в зоне контакта Грузинской глыбы с геосинклинальной частью района) и привноса глубинной хлоридной составляющей, доля которой должна повышаться к северу (по мере приближения к области интенсивного развития неоген-четвертичных вулканогенов).

Исходя из отмеченных выше закономерностей формирования и распространения минеральных вод, в районе можно выделить несколько областей, перспективных на поиск и разведку вод различного типа.

А. Казбекско-Лагодехская зона и восточная часть (к востоку от Казбек-Цхинвальского разлома) Шовско-Хэвсурской подзоны,

Таблица 4

Тектонические единицы	Гидрохимические группы				Коэффициенты	
	I	II	III	IV		
Южный склон Большого Кавказа	0,17	0,30	0,47		Li	%-экв
	5,0	6,7	18		ce/Li	экв/мг
	182	46	28		HCO ₃ /Li	экв/мг
Грузинская глыба			0,14	0,06	Li	%-экв
			90	314	ce/Li	экв/мг
			61	14	HCO ₃ /Li	экв/мг

перспективная на поиск и разведку вод III группы.

В. Западная часть (к западу от Казбек-Цхинвальского разлома) Шовско-Пасанаурской подзоны к северу от предполагаемого развития образований Гагрско-Джавской зоны, перекрытых флишевыми образованиями, перспективная на воды I и III групп.

В. Область предполагаемого развития образований Гагрско-Джавской зоны, перекрытых флишевыми отложениями к западу от Казбек-Цхинвальского разлома, перспективная на воды II и III групп (последние должны залегать на глубинах порядка 1-2 км от поверхности).

Г. Область контакта Грузинской глыбы и геосинклинальной части района, перспективная на воды III и IV групп.

Д. Область собственно Грузинской глыбы, перспективная на поиск и разведку вод IV группы.

В пределах указанных областей можно выделить наиболее пер-

спективные участки: 1)Трусойский, 2)Ахубати-Эрманский, перспективные на воды I и III групп; 3)Терский, 4)Млети-Надибаанский, 5)Хандо-Пасанаурский, 6)Гудамакарский, 7)Пшавский, 8)Хахмати-Ликокский, перспективные на воды III группы; 9)Багиати-Ванельский, 10)Кешельтский, 11)Везури-Джеджорский, перспективные на воды II и III группы; 12)Сохтинский, 13)Джавский, 14)Саканацо-Ацрисхевский, перспективные на воды III и IV групп; 15)Свери-Цхинвальский, перспективный на воды IV группы.

С 1894 года исследуемый район является объектом изучения в связи с проектированием транскавказской железной дороги. За эти годы предложены три группы возможных трасс: Рокская, Квенамтинская и Архотская. Судя по характеру распространения минеральных вод, при осуществлении всех трех групп вариантов в горных выработках весьма вероятны мощные притоки минеральных вод и связанной с ними углекислоты (что представляет особую опасность в тоннелях). Действительно, абсолютные отметки железнодорожного полотна подавляющего большинства вариантов тоннелей значительно ниже абсолютных отметок выходов минеральных источников, а максимальное расстояние до ближайшего выхода минерального источника - не более четырех километров. При этом, большинство вариантов предполагает пересечение крупных разломов, к которым тяготеют выходы углекислых минеральных вод (из гидрогеологической практики хорошо известно о катастрофических притоках воды в горные выработки при пересечении обводненных разломов в горно-складчатых областях).

При детальном рассмотрении, наименее неблагоприятным (в свете указанных данных) является вариант трассы, Квенамтинской группы с 10-километровым тоннелем. Действительно, абсолютные отметки ближайших минеральных источников не превышают 1350 м; при отмет-

ках железнодорожного полотна тоннеля 1700–1800 м. Тоннель предполагается заложить в блоке (ограниченном с севера и юга двумя крупными разломами), в котором ближайшие выходы минеральных источников расположены в 10 км к северо-западу. При этом, наиболее "опасными" в смысле притока углекислых минеральных вод являются зоны дробления указанных выше разломов, которые находятся у порталов тоннеля. Следовательно, в случае притока указанных вод бороться с этим нежелательным явлением будет сравнительно легко. Относительно небольшая длина тоннеля же должна облегчить его вентиляцию в случае проникновения в него углекислоты как в процессе выработки, так и во время эксплуатации.

Если же сравнить варианты трасс с тоннелями длиной более 20 км, то предпочтение следует отдать (по аналогичным причинам) Архотскому варианту.

Л и т е р а т у р а

1. Беридзе М.А. Литология ниже- и среднеюрских отложений южного склона Большого Кавказа в пределах Верхней Рачи (на груз. яз.). Изд-во "Мецниереба", Тбилиси, 1970.
2. Буачидзе Г.И. Геохимическая характеристика природных газов Южной Осетии. Материалы I съезда курортологов и физиотерапевтов Грузии, 1966.
3. Буачидзе Г.И., Цхведiani Р.С. Некоторые вопросы геохимии природных газов Южной Осетии. Сб. "Некоторые вопросы гидрогеологии Грузии", "Недра", М., 1969.

4. Буачидзе Г.И., Мхеидзе Б.С. Газовый состав подземных вод. В кн "Гидрогеология СССР, т.Х, Грузинская ССР", "Недра", М., 1970.
5. Буачидзе Г.И. Особенности газоносности Кавказской области. Тр.НИИ ГИГ проблем ГПИ, № 4, 1972.
6. Буачидзе И.М. Гидрогеологическое районирование. В кн.: "Гидрогеология СССР, т.Х, Грузинская ССР", "Недра", М., 1970.
7. Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Таввадзе И.Т. Изотопный состав углерода CO_2 некоторых углекислых вод Грузии. "Геохимия", № 2, 1972.
8. Гамквелидзе П.Д. Основные черты геологии Грузии в связи с ее глубинным строением, В сб.: "Глубинное строение Кавказа", "Недра", М., 1966.
9. Стурца И.Н. Некоторые закономерности химического состава вод, формирующихся в результате смешения трех(двух) вод произвольного состава. Тр.ГПИ, № 3, 1968.

А.А.Мкртычян, А.А.Шалибашвили

СРАВНЕНИЕ ОБЪЕМНЫХ ВЕСОВ МЕТОДОМ КОЛЬЦА

И ПАРАФИНИРОВАНИЯ

Объемный вес является одним из самых важных физических свойств почв и грунтов. Он влияет на сцепление почвенных частиц и трение почвы о металл. Тяговые усилия при обработке возрастают с увеличением объемного веса почвы. Объемный вес и связанная с ним пористость играют решающую роль в подвижности воды в почве и в газообмене между почвой и атмосферой. Б.И.Мичурин[3] считает, что при объемном весе 2 г/см^3 вся вода оказывается недоступной растениям. При развитии корневых систем растений им приходится затрачивать немало усилий на преодоление механических сопротивлений, что ведет к снижению урожая сельскохозяйственных культур[4]. По мнению Б.И.Мичурина[2], объемный вес является обобщенной характеристикой, при помощи которой связь между физическими условиями в почве и развитием растений получает достаточно точное математическое и физическое выражение.

Объемный вес грунта служит прямым расчетным показателем при оценке давления пород на подпорную стенку, устойчивости откосов и оползневых склонов, теплофизических, электрических и других свойств почв и грунтов.

Ввиду этого точность определения объемных весов не вызывает сомнений. А между тем, наши опыты по определению объемных весов методом парафинирования(ГОСТ 5182-49) свидетельствуют о том, что этот метод часто дает завышенные результаты(см. табл.) по отношению к объемным весам, полученным методом кольца, который в на-

стоящее время является наиболее распространенным и, видимо, достоверным. Отметим тут же, что размеры использованных нами колец близки к оптимальным ($d = 70$ мм, $H = 35$ мм, толщина стенок 1,5 мм).^I

Обратимся теперь к методике определения объемного веса методом парафинирования. Почвенный (грунтовой) образец в форме "картошки" взвешивается. После взвешивания образец опускается в расплавленный парафин для создания водонепроницаемой пленки. Предварительно взвешенный образец, покрытый парафином, взвешивается в воде. Далее уже расчетным путем определяется точный вес

$$D_n = \frac{V}{P}$$

При обволакивании образца в парафине, в зависимости от выдержки, объема "картошки", температуры парафина, сложения образца (слитное, тонкопористое $d < 1$ мм, пористое $d = 1-3$ мм, дырчатое $d = 5-10$ мм, ячеистое $d > 10$ мм) некоторое количество парафина проникает внутрь образца, увеличивая его объемный вес, тогда как внешняя оболочка парафина, какой бы она ни была толщиной, не влияет на величину объемного веса.

Таким образом, весь объем парафина, поглощенного образцом, необходимо разделить на 2 части: $V_{\text{вн}}$ - объем парафина, проникшего внутрь образца, и $V_{\text{вн}}$ - объем парафина, застывшего на поверхности образца. Составим теперь уравнение объема воды ($V_{\text{в}}$) вытесненного парафинированным образцом (V_n), которое будет равно $V_{\text{в}} = V_n - V_{\text{вн}} + V_{\text{вн}}$ в свою очередь $V_n = V_{\text{вн}} + V_{\text{вн}}$. В результате мы имеем два уравнения с 3-мя неизвестными, которые нельзя решить. Следовательно, неучет количества парафина, проникшего внутрь образца, всегда будет приводить к увеличению объемного веса.

^I В работе А.М. Васильева [1] рекомендуется употреблять кольца диаметром 50 мм, высотой от 20 до 33 мм и толщиной стенок 1,5-2,0 мм.

Объемные веса (г/см^3) скелета почвы (грунта), полученные методом кольца, парафинирования и подсчета по формуле, и естественная влажность (%)

№ образца	Название почвы (грунта), место и глубина взятия образца, м	Естественная влажность	Объемный вес		
			кольцом	парафинированием	по формуле
33.	Чернозем, 15 км зап. г. Зльдаши 0,0-0,16	10,50	1,33	1,52	1,34
34.	"- " 0,16-0,50	9,12	1,34	1,65	1,39
35.	"- " 0,50-0,80	7,89	1,32	1,64	1,39
36.	"- " 0,80-1,00	14,86	1,51	1,66	1,58
37.	Аллювиальная, 3 км СВ г. Дагодехи 0,0-0,25	4,21	1,63	1,87	1,66
38.	"- " 0,25-0,50	11,41	1,61	1,77	1,60
39.	"- " 0,50-0,75	5,75	1,52	1,93	1,52
40.	Краснозем, Лейтурской свх. 0,15-0,30	14,84	1,34	1,44	1,39
41.	"- " 0,70-0,85	15,64	1,51	1,58	1,48
42.	"- " 0,65-0,80	15,33	1,48	1,57	1,47
43.	d l Q ₄ 5 км зап. г. Цулукцзе 2,3-2,5	21,90	1,60	1,56	-
44.	Q ₁ 5 км зап. с. Хоби 1,6-1,8	28,03	1,44	1,46	-
45.	e l Q ЮЗ г. Махарадзе 11,8-12,0	31,95	1,44	1,45	-
46.	e l Q ₂ с. Баилети 1,6-1,8	27,28	1,56	1,55	-
47.	d l Q ₄ с. Кохиари 2,1-2,3	22,10	1,80	1,78	-
48.	Горнолуговая, сев. с. Сачхари 0,8-1,0	32,89	1,37	1,38	-
49.	"- вост. с. Цхомагети 0,2-0,4	29,10	1,31	1,34	-
50.	"- сев. с. Шквари 1,0-1,2	30,64	1,41	1,40	-
51.	d l P _{g3} вост. г. Амбролаури 1,5-1,7	33,43	1,37	1,36	-
52.	Горнолуговая, с. Чала 0,3-0,5	32,44	1,39	1,37	-
53.	d l P _{g3} ² " " 1,5-1,7	30,55	1,38	1,39	-

Чем больше проникло парафина в испытуемый образец, тем больше повышение величины объемного веса. Этому процессу будет способствовать низкая влажность, агрегированность, высокая капиллярная пористость, а также высокая температура парафина, текучесть которого с повышением температуры увеличивается. И наоборот, препятствовать проникновению парафина в глубь образца будет высокая влажность и плотность, и т.д.

Все это подтверждается аналитическими и визуальными данными. Из них видно, что там, где образцы имеют низкую влажность, крупнопористы и оструктурены (обр. 33-42) метод парафинирования в сравнении с методом кольца дает сильно завышенные результаты (на 0,07-0,4I). Образец 39 (аллювиальная почва), давший наибольшее расхождение (0,4I), имеет влажность, близкую к гигроскопической, он оструктурен, рыхл. Образец (4I, краснозем), имея более высокую влажность и плотность, дал расхождение не более 0,07 г/см³.

Образцы 43-53, как видно из таблицы, имеют большие величины влажности, часто плотны и слитны, а потому расхождения в этой группе образцов не существенны. Даже высокая оструктуренность горнолуговых почв и грунтов (обр. 48-53) при больших величинах влажности (29-33%) не меняет положения.

Следовательно, главным препятствием проникновению парафина в образец, по-видимому, является влага.

Корреляция между объемными весами, полученными парафинированием (D_n) и кольцом (D_k), изображена на графике. Как видно из него, там, где расхождения незначительны (обр. 43-53), связь между объемными весами прямая и описывается уравнением $D_k = \operatorname{tg} \alpha D_n$. В данном случае $\alpha = 45^\circ$, $\operatorname{tg} \alpha = 1$, следовательно

$$D_k = D_n \quad (I)$$

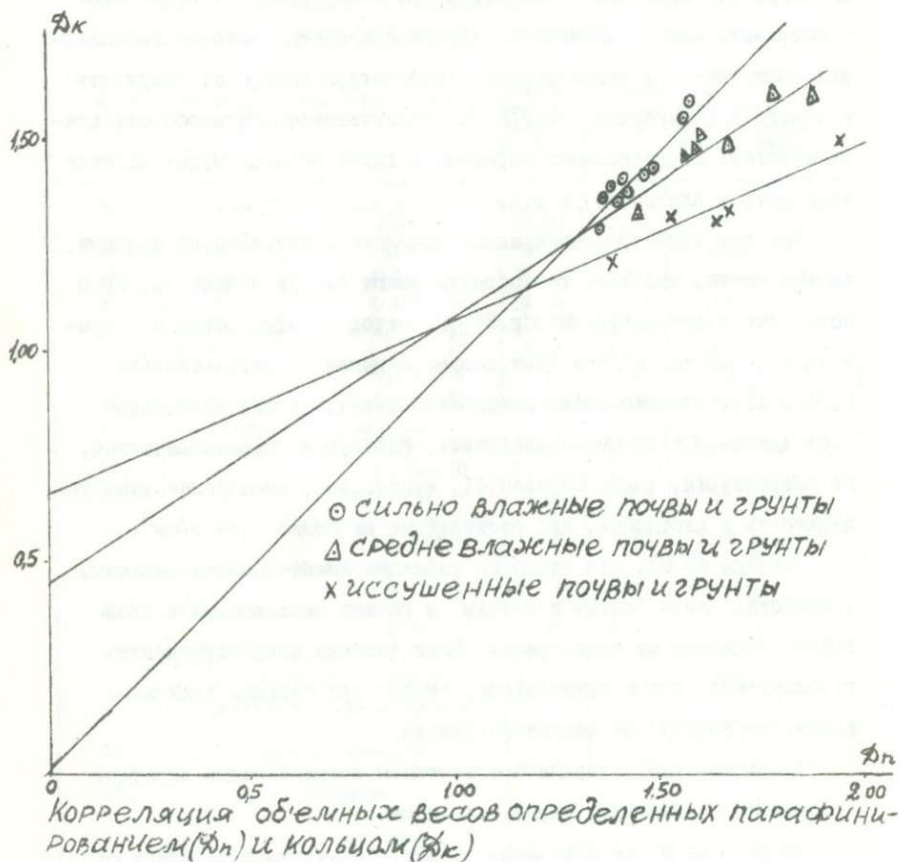


Рис. I

Связь между объемными весами образцов 36-38, 40-42 описывается уравнением прямой с угловым коэффициентом

$$D_k = 0,65 D_n + 0,45, \quad (2)$$

а образцов 33-35, 39 также уравнением прямой

$$D_k = 0,44 D_n + 0,67 \quad (3)$$

Как видно из таблицы, подсчитанные по этим формулам объемные веса сходны с объемными весами, полученными методом кольца.

Таким образом, можно констатировать, метод парафинирования вполне пригоден для образцов с высокой влажностью (29-33%). При влажностях образцов, близкой к гигроскопической, для уточнения объемных весов нами рекомендуется формула 3.

Если же влажность образцов находится между вышеуказанными величинами, то для уточнения объемных весов рекомендуется формула 2. Применение формул 2 и 3 тем более важно, что на сухих, макропористых, рыхлых почвах и грунтах многие авторы рекомендуют объемные веса делать методом парафинирования, так как отбор проб при помощи кольца в данном случае не может быть выполнен правильно.

Исходя из вышеизложенного, мы приходим к следующим выводам:

1. Метод парафинирования для определения объемных весов всего многообразия почв и грунтов не пригоден.

2. Результаты объемных весов методом парафинирования хорошо увязываются с результатами объемных весов методом кольца главным образом в том случае, когда почвы или грунты сильно увлажнены, а также плотны и бесструктурны (слитны).

3. Завышения результатов объемных весов, полученных методом парафинирования, в сравнении с результатами объемных весов, полученных методом кольца, наблюдаются у почв и грунтов менее ув-

лаженных, чем предыдущая группа (сильно увлажненных) почв и грунтов. Для этой группы почв и грунтов мы рекомендуем, для уточнения объемных весов, определенных методом парафинирования, уравнение (2).

4. Для сильно иссушенных, рыхлых, оструктуренных почв и грунтов, влажность которых колеблется около гигроскопической, рекомендуется уравнение (3), хорошо корректирующее результаты определения объемных весов методом парафинирования.

Л и т е р а т у р а

1. Васильев А.М. Основы современной методики и техники лабораторных определений физических свойств грунтов, М., 1953.
2. Мичурин Б.И. Структура и водно-физические свойства почв. Сб. Тр. по агрономической физике, вып. 10, 1962.
3. Мичурин Б.И. Зависимость роста и урожая пшеницы от физических условий в почве. В сб. "Биологические основы орошаемого земледелия". Изд. АН СССР, М., 1957.
4. Основы агрофизики. Физматгиз, М., 1959.

ПРИРОДНЫЕ РЕСУРСЫ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ
 ДЛЯ НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА ГРУЗИИ

Углекислый газ находит широкое применение в различных отраслях народного хозяйства, в первую очередь в пищевой промышленности, а также в строительстве, здравоохранении и торговле. В 1975 году в народном хозяйстве Грузинской ССР было использовано 8.100 тонн сжиженной и газообразной углекислоты, а в текущем году потребность составит более 9.000 тонн (табл. I). Как видно из таблицы, почти 90% углекислого газа расходуется при розливе минеральных и фруктовых вод.

Таблица I

План использования жидкой углекислоты в народном хозяйстве Грузинской ССР в 1976 году (в тоннах)

Министерства и ведомства	Потребляемая жидкая углекислота	в том числе:				% к общему объему
		На производство		На карбонизации и перевозке пива	На промышленности, в строительстве, здравоохранении и торговле	
		Минеральных вод	Фруктовых вод			
Министерство пищевой промышленности	6966	4500	2268	198	-	77,3
Министерство местной промышленности	673,5	227,5	446	-	-	6,7
Потреб. кооперация "Цакавшири"	465,8	-	465,8	-	-	5,2
Разные предприятия и организации промышленности, торговли, здравоохранения	909	-	-	-	909	10,8
Итого:	9314,3	4727,5	3199,8	198	909	100

В настоящее время в Советском Союзе углекислый газ получают искусственным путем. Наиболее распространенным является метод улавливания CO_2 из дымовых газов. В прошлом году в Грузии на заводах Боржоми и Тбилиси для получения углекислого газа было сожжено 2.500 тон мазута, 1.000 тонн кокса и 4 млн м^3 природного горючего газа. Между тем потребность республики в углекислоте быстро растет и в конце десятой пятилетки составит около 15.000 тонн, а к 1990 году – 23–25 тыс. тонн, что вызовет увеличение расхода высококалорийного топлива соответственно в два и три раза.

В ряде зарубежных стран (ИДР, ФРГ, Франция и др.) для покрытия нужд промышленности успешно используются природные ресурсы углекислого газа. Добыча природного CO_2 производится в Виши, Герте, Вестфалии, Гёттингене, Эйфеле, Вестервальде, Таунисе и в других местах.

По богатству ресурсами природной углекислоты Грузия значительно превосходит названные страны. На ее территории выявлено более 600 естественных выходов и скважин, газифицирующих углекислотой. Наиболее мощная эффузия CO_2 наблюдается в центральной части Южного склона Большого Кавказа. Здесь можно выделить ряд участков с крупнодебитными газопроявлениями: долина Трусо, Коби-байдарская полоса, верховья р. Б.Лиахви, окрестности с.Гона, Багата, Надибани, Чаргали, Местия, Авадхара и др. Большие ресурсы CO_2 выявлены в Аджаро-Триалетии. Здесь, в ущелье р.Куры скважины, пробуренные в Ликани, Ахалцихе, Накалакеви, изливают громадное количество спонтанного углекислого газа. Значительными дебитами характеризуются также отдельные скважины в Вани-Амаглеба, Набеглави, Болниси, Казрети и в других местах.

В табл.2 приведены данные о дебитах и химическом составе ос-

Таблица I

Химический состав и количество природной
углекислоты природных месторождений Грузии

Наименование выхода	Дебит, кг/сут. тонн/год	Состав газа			Прогнозные запасы в тон- нах в год
		CO ₂	CH ₄	N ₂	
I. Верховье р.Бзыби	500/180	99,3	нет	0,7	-
2. Курорт Авадхара (Гагр- ский р-н)	500/180	99,3	"	0,7	-
3. Местиа, скважина (Местий- ский р-н)	1000/360	98,3	"	1,7	1000
4. Гона, штольня (Онский р-н)	2000/720	99,8	"	0,2	5000
5. Они, скважина (Онский р-н)	1400/500	98,4	"	1,6	3000
6. Багмата, группа скв. (Джавский р-н)	1800/750	97,2	"	2,8	1000
7. Соба (Джавский р-н)	1300/480	99,1	"	0,9	-
8. Эджи -" -"	2000/720	99,0	"	1,0	-
9. Десикомидон (Казбеко- кий р-н)	1000/360	100	"	нет	-
10. Стыр-Суар (Казбекокий р-н)	7000/2500	97,9	0,6	1,5	20000
11. Коби, скважина (Казбек- ский р-н)	4200/1500	100	нет	нет	3000
12. Надисаани, скважина (Душетский р-н)	1400/500	96,9	0,4	2,7	1000
13. Чаргали, скважина (Душетский р-н)	1200/450	99,7	нет	0,3	1000
14. Набеглани, скважина (Махарадзевский р-н)	400/150	100	"	нет	-
15. Ахалцихе, скв. I (Ахал- цихский р-н)	3000/1100	100	"	"	25000
16. Ликани, скв. 54 (Бор- жомский р-н)	800/300	99,3	-	0,7	-
17. Накалакени, скв. 9 (Аспидзский р-н)	30000/11000	100	нет	нет	100000
18. Казрети, скважина (Болнисский р-н)	400/150	97,2	"	2,8	1000
19. Болниси, скв. 3 (Болнисский р-н)	600/250	100	"	нет	1000
	60500				162000

новых углекислых газопроявлений. Как видно, в настоящее время по ориентировочным подсчетам с территории Грузии в атмосферу ежегодно улетучивается около 60,5 тонн CO_2 . Только одна скважина (Накалакеви, скв.9) извергает 30 тонн/сутки, что в годовом разрезе составляет более 10 тыс. тонн. Оценка перспективности территории Грузии показала, что наиболее крупные ресурсы могут быть выявлены в Казбекском, Джавском, Онском, Ахалкалакском и Ахалцихском районах. Прогнозные запасы в целом по Грузии составляют 162 тонн/сутки или около 60 тыс. тонн/год.

Следует отметить, что большинство углекислых газопроявлений расположено в высокогорных районах, вдали от промышленных центров и коммуникаций. Однако имеется ряд участков, освоение которых ввиду их значительных ресурсов и удобного местоположения, требуют минимальных трудовых, материальных и финансовых затрат. Ниже дается описание таких групп, предлагаемых в качестве объектов первоочередного освоения.

А) Ахалцихская группа. В центре г. Ахалцихе в 100 метрах от железнодорожной станции расположена скважина № 1 глубиной 1006 м, из которой с дебитом 8-12 л/сек изливается минеральная вода "Месхети". Количество свободновыделяющейся из минеральной воды углекислоты 100% чистоты составляет 3 тонны в сутки. В 800 м западнее от скв. № 1 имеется другая глубокая скважина № 73 (гл. 1200 м), которая давала в 2-3 раза больше минеральной воды и углекислоты; в настоящее время скважина закрыта.

Б) Вардзийская группа скважин находится в ущелье верхнего течения р. Курн, в 20 км к юго-западу от районного центра Аспиндза. В скважине № 9 (гл. 340 м) получен мощный самоизлив минеральной воды типа "Вардзия" (аналог Есентуки № 17) с дебитом 40 л/сек.

Расход спонтанных газов, состоящих на 99,9% из углекислоты, более 30 тонн в сутки. Ресурсы углекислых вод и свободновыделяющихся газов в этом районе не исчерпываются одной этой скважиной. Группой скважин глубиной 500–600 м могут быть увеличены ресурсы минеральной воды и углекислого газа в несколько раз.

В) Болнисская группа проявлений углекислоты состоит из скважин, пробуренных в Болниси и Казрети, недалеко от железнодорожной станции. Дебит свободновыделяющихся газов составляет 0,6 и 0,4 т/сутки соответственно. Однако и здесь имеются реальные возможности увеличения ресурсов путем бурения скважин глубиной 500–600 м.

Г) Багиатская группа скважин расположена в 35 км к северу от Цхинвали, в ущелье р.Лиахви. Суммарный расход углекислоты, выделяющейся из минеральных вод, составляет 1,8 т/сутки.

Д) Боржомская группа проявлений находится в пределах курорта Боржоми и его окрестностей. Почти все скважины, изливающие боржомскую воду, в разной степени газифицированы углекислотой. Наиболее важными из Боржомской группы являются скважина 54 и 59, которые находятся в южной части курорта. Первая из них расположена в ущелье правого притока Куры в 2 км севернее с.Ликани. Вместе с минеральной водой, самоизливающейся постоянным дебитом 70–80 м³/сутки, выделяется 0,3–0,4 т/сутки углекислоты. Такое же количество CO₂ выделяется из скважин 59, 4I^a, 4I^б и др. В целом в пределах курорта Боржоми ресурсы углекислоты составляют 0,1–1,5 т/сутки. Юго-восточнее кур.Боржоми в ущельях рр. Боржомула и Гуджаретис-цкали имеются многочисленные проявления углекислых вод с большими ресурсами свободной углекислоты (родники: Либани, Митарба, Мачар-цкали, Тимотесубани и др.). Наибольшего внимания заслуживает участок Либани, который расположен всего в 10–12 км от на-

дивочных заводов. Здесь бурением можно получить 3-5 тонн/сутки чистой углекислоты.

Отличительной чертой природных газов названных районов является их высокая химическая чистота (табл.2). Доля CO_2 нигде не опускается ниже 97%, а в большинстве случаев составляет 99-100%. Имеющиеся примеси, главным образом азот (0,1-0,2%), легко могут быть удалены в процессе сжижения. Химическая чистота природного газа, отсутствие вредных примесей и запаха, характерных для искусственного CO_2 , делают природную углекислоту весьма эффективной для применения в пищевой промышленности, технике и медицине. Кроме того, отпадает необходимость в многоступенчатой технологии очищения от органических веществ, неизбежных при получении искусственной углекислоты. Вследствие этого, технология производства углекислоты на базе минерального сырья кардинально упрощается и будет выглядеть примерно следующим образом: минеральная вода из скважины поступает в емкость - газоотделитель, где из-за разных уровней входа и выхода происходит разделение воды и газа; углекислый газ, благодаря избыточному давлению, из газоотделителя подается на осушитель и, освобождаясь от водяных паров и возможных механических примесей, поступает в компрессорную установку, где производится его сжижение. Этот процесс совпадает с последним этапом существующей технологии, по которой получают искусственную углекислоту.

Промышленное освоение природного углекислого газа позволит отказаться от процессов сжигания топлива, извлечения газа дефицитным абсорбентом, его очистки и осушки, регенерирования абсорбента и других вспомогательных процессов, что значительно удешевит себестоимость жидкой углекислоты. Учитывая простоту техноло-

гического процесса получения природной углекислоты по сравнению со способом, применяемым на существующих заводах углекислого газа, полагаем, что стоимость жидкой природной углекислоты будет примерно в 5-6 раз дешевле искусственной. В результате этого, при годовой потребности 9000 тонн экономия составит более 700000 рублей.

Экономический эффект может выразиться еще и в том, что исключаются довольно крупные расходы на дорогостоящие и дефицитные установки и материалы, применяемые при существующих способах. Очевидным преимуществом применения природной углекислоты является улучшение дислокаций вырабатывающих и потребляющих углекислоту предприятий. В настоящее время в Западную Грузию ежегодно перевозится более четверти (2200 тонн) вырабатываемой в гг Тбилиси и Рустави жидкой углекислоты. Транспортные расходы в данном случае значительно могут быть уменьшены, если организовать добычу природной углекислоты в Ванском, Онском, Местийском или Лентехском районе. Кроме того, получение дешевой природной углекислоты будет способствовать дальнейшему расширению промышленности по производству минеральных вод и безалкогольных напитков в связи с уменьшением их себестоимости. Не следует также забывать, что основные выходы углекислоты расположены в высокогорных районах Грузии и, следовательно, добыча ее в промышленных масштабах внесет определенный вклад в дальнейшее развитие экономики этих районов.

Весьма важным следствием применения природной углекислоты является уменьшение степени загрязнения окружающей среды в результате сокращения сжигания большого количества топлива в крупных промышленных центрах (Тбилиси) и в курортных местностях (Боржоми) и организация почти безотходного производства (минеральная вода для розлива, углекислый газ для ее насыщения).

Л и т е р а т у р а

1. Буачидзе Г.И., Мхеидзе Б.С., Геохимия природных газов Грузии. Фонды Сектора ИИГ АН СССР, Тбилиси, 1973.
2. Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Лазарашвили Т.Х., Мхеидзе Б.С. Техничко-экономическое обоснование использования природной углекислоты для нужд пищевой промышленности Грузинской ССР. Фонды Сектора ИИГ АН СССР, Тбилиси, 1976.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИГОДНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛЕССОВИДНЫХ
ГРУНТОВ В ОСНОВАНИЯХ ГИДРОМЕЛИОРАТИВНЫХ СООРУЖЕНИЙ
УДЕЛЬНЫМ СЦЕПЛЕНИЕМ

Специфика свойств грунтов оснований гидромелиоративных сооружений заключается в том, что они находятся под воздействием воды. В связи с этим грунты подвергаются размыву, суффозии, фильтрации и т.д. Задача особенно усложняется при строительстве сооружений на лессовидных породах. В этом случае основания сооружений наряду с вышеуказанными факторами подвергаются просадочным явлениям. Поэтому гидромелиоративное строительство не может быть успешно решено без надлежащего изучения прочности и деформационных свойств лессовидных грунтов.

Анализ показателей физико-механических свойств лессовидных грунтов Восточной Грузии показывает, что для прогноза их пригодности в качестве основания гидромелиоративных сооружений необходимо располагать следующими данными: сопротивление грунтов сдвигу, модуль деформации, коэффициент просадочности и размывающие скорости воды.

Так как определение вышеперечисленных показателей грунтов связано со сложными экспериментами, нами делалась попытка найти корреляционную взаимосвязь между некоторыми физико-механическими показателями грунта и на основании этого выделить основной показатель, характеризующий прогнозные и деформационные свойства лессовидных грунтов. Многочисленные экспериментальные исследования показали, что таким показателем для исследуемых грунтов является удельное сцепление грунтов.

Удельное сцепление грунтов можно определить различными методами, нами оно определялось методом шарового штампа, предложенным Цитовичем Н.А. [1]. Преимущество этого метода по сравнению с другими заключается в том, что он прост, доступен и достаточно точен.

Сущность метода шарового штампа заключается в том, что в грунт вдавливаются штамп и измеряется осадка шарового штампа при действии на него постоянной нагрузки. По результатам испытаний определяется сцепление грунта по формуле:

$$C_w = 0,18 \frac{P}{\pi D S} \quad \text{где}$$

C_w - удельное сцепление грунта,

P - вертикальная нагрузка,

D - диаметр шарового штампа,

S - осадка шарового штампа.

Формула дает достаточно точные результаты для водонасыщенных грунтов, характеризующихся обычно низким значением угла внутреннего трения $\varphi \leq 8^\circ$; при более высоких значениях φ , как указывает автор, необходимо полученные экспериментальным путем данные умножить на поправочный коэффициент- M

$$\text{при } \varphi = 10^\circ \quad M = 0,61$$

$$\varphi = 20^\circ \quad M = 0,28$$

$$\varphi = 30^\circ \quad M = 0,12$$

Значение удельного сцепления грунтов меняется в сильной степени в зависимости от изменения влажности. На рис. I приведено изменение удельного сцепления лессовидного грунта из Карельского района при изменении влажности.

Карельский район географически входит в подрайон среднего течения р. Куры. Среди покровных отложений здесь весьма распростра-

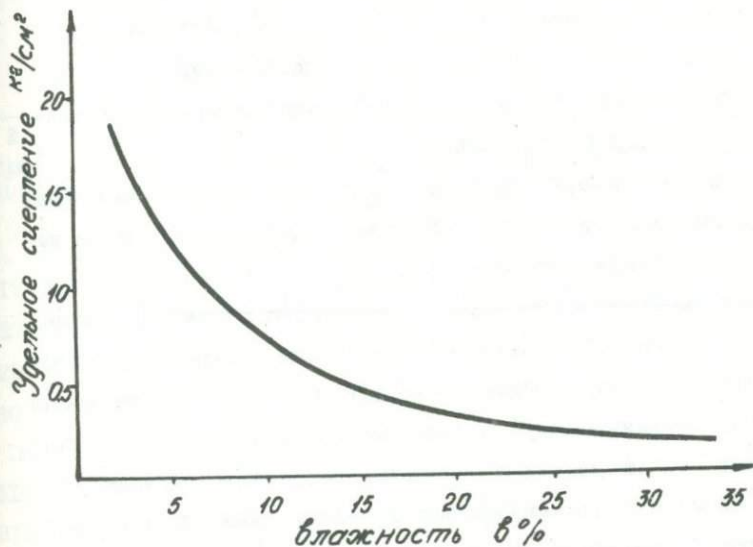


Рис. I. Изменение удельного сцепления в зависимости от влажности

нены лессовидные суглинки, характеризующиеся светлосерым цветом с желтоватым оттенком.

Рельеф равнинный, расчленен многочисленными оврагами и балками. В обрывах долин рек обнажаются лессовые грунты, которые образуют вертикальные откосы и разбиты трещинами на столбчатые отдельности.

Лессовидные грунты на склонах долины р. Куры распределены неравномерно; преобладающее значение как по мощности, так и по площади распространения они имеют на левом склоне. Характерно, также, что лессовидные грунты левого склона отличаются также большой просадочностью. С этой точки зрения рассматриваемый район не яв-

ляется исключением.

Естественная влажность исследуемого грунта составляет 15%, предел раскатывания - 18%, предел пластичности - 29%.

Из рис. I видно, что при увеличении влажности значение удельного сцепления грунта уменьшается.

Для выяснения характера взаимосвязи удельного сцепления грунта с другими его показателями удельное сцепление грунта лучше выразить через коэффициент связности.

Коэффициент связности грунтов представляет отношение величины удельного сцепления водонасыщенного грунта к величине удельного сцепления грунта естественной влажности. Чем больше отмеченная величина, тем меньше будут прочностные показатели грунтов и, следовательно, меньше грунты подвергаются просадочным явлениям.

Таким образом, по коэффициенту связности можно судить как о прочностных показателях, так и о просадочных свойствах грунта.

В табл. I даны данные по просадочности и коэффициенту связности лессовидных грунтов Восточной Грузии. Из таблицы видно, что просадочные лессовидные грунты характеризуются коэффициентом связности, значения которого меньше 0,3.

Опыт строительства гидромелиоративных сооружений на лессовых грунтах Восточной Грузии показывает, что часто причиной нарушения устойчивости сооружений является размыв грунта. Поэтому для нормального строительства и эксплуатации гидромелиоративных сооружений необходимо располагать данными по размывающей скорости грунтов.

На основе рассмотрения предельного состояния частицы грунта, подвергающегося размыву, Ц.В. Мирцхулава [2] дает следующую формулу неразмывающих скоростей воды для связных грунтов в плоском

Таблица I

Взаимосвязь коэффициента связности с просадочностью
и размываемостью лессовидных грунтов

№ образца	Место взятия	Глубина взятия, м	Силы сцепления		Коэффициент просадочности	Коэффициент связности	Неразмываемые скорости
			при естественной влажности	в водонасыщенном состоянии			
415	Мусха	2,8	0,40	0,12	0,04	0,29	1,27
422	Хандо	1,0	0,52	0,18	0,08	0,35	1,57
29	Хписи	8,2	0,48	0,12	0,04	0,25	1,27
30	Хписи	1,6	0,48	0,10	0,06	0,21	1,22
18	Хандаки	2,4	0,26	0,18	0,003	0,69	1,57
510	Цителсопели	2,60	0,62	0,16	0,03	0,26	1,40
512	Имири	1,30	0,52	0,10	0,01	0,20	1,22
526	Велиопихе	3,4	0,35	0,20	0,003	0,57	1,67
541	Элдари	0,80	0,68	0,16	0,06	0,24	0,95
630	Самгори	1,8	0,48	0,18	0,05	0,25	1,57
632	Самгори	4,2	0,56	0,16	0,03	0,28	1,40
534	Сартичала	1,0	0,34	0,08	0,03	0,25	1,07
544	Сартичала	4,2	0,44	0,12	0,02	0,27	1,27
611	Болниси	2,2	0,38	0,16	0,004	0,42	1,40
615	Грустави	3,8	0,56	0,16	0,06	0,28	1,40
563	Удебно	2,4	0,52	0,12	0,05	0,23	1,27
567	Ламбило	3,4	0,40	0,10	0,06	0,25	1,22

турбулентном потоке:

$$V_H = \left(\lg \frac{8,8H}{d} \right) \sqrt{\frac{2g \cdot m}{2,6V_0 \cdot n} (\gamma - \gamma_c) \cdot d + 1,25K \cdot C_D^H}$$

где V_H - неразмывающая скорость
 H - глубина потока
 d - средний диаметр частицы
 m - коэффициент условий работы
 n - коэффициент перегрузки
 γ - удельный вес грунта
 γ_c - удельный вес воды
 K - коэффициент однородности
 C_D^H - предел прочности размыва грунтов

Из формулы видно, что размывающие скорости грунтов можно определить, если известно значение удельного сцепления водонасыщенного грунта.

Справедливость отмеченной формулы нами проверена также экспериментами на разных видах лессовидных грунтов, дающими их достаточно хорошее совпадение. Поэтому в большинстве случаев размывающие скорости исследуемых грунтов определяли по вышеуказанной формуле. Результаты приведены в табл. I.

Таким образом, значением удельного сцепления можно охарактеризовать такой важный показатель водного свойства грунта, как размывающие скорости.

Из вышеприведенных примеров можно сделать вывод, что определив один показатель лессовидных грунтов - удельное сцепление, можно получить полное представление о поведении этих грунтов в основании гидромелиоративных сооружений.

К.И.Джанджгава, Г.Б.Яшвили, Н.А.Кацадзе

Вещественный состав и физические свойства донных илов Кавказского шельфа Черного моря

В последние годы в связи с интересом к Черному морю, вызванным научно-практическими задачами, появился ряд интересных работ, в которых освещены результаты изучения вещественного состава и водно-физических свойств донных илов Черного моря. Следует отметить исследования А.С.Полякова, П.Н.Куприна, Ф.А.Щербакова, А.Д.Поляковой(1974), А.Б.Бабинца, А.Ю.Митропольского, С.П.Ольштинского(1973), К.М.Шимкуса, Б.М.Бмельянова, Э.Э.Тримониса (1975), которые посвящены изучению вещественного состава донных илов глубоководной впадины и в меньшей степени шельфовой зоны северного сектора Черного моря.

Что касается илистых отложений, покрывающих значительную часть шельфа восточного сектора Черного моря, то они до последнего времени почти не изучены.

Вместе с тем практика инженерно-геологических исследований в связи с решением практических задач по подводному строительству показала необходимость изучения физических свойств донных илов шельфа. Впервые с этим вопросом мы столкнулись при инженерно-геологической оценке трассы глубоководного выпуска Тагра-Пицунда. Впоследствии, в связи с проектированием подобных сооружений на многих участках Черноморского побережья Грузинской ССР, нами были изучены вещественный состав и физические свойства донных илов в ряде разрезов, приуроченных как к устьям крупных рек, так и к их междуречьям(Табл. I). Образцы грунтов, приведенные в таблице,

Вещественный состав и физические свойства донных илов шельфовой зоны

№ образца	Место взятия пробы и глубина, м	Минералогический тип	рН	Гранулометрический состав								Влажность, %	Объемн. масса γ г/см ³	Плотность Δ г/см ³	Пористость, %	Коэффициент пористости	Число пластина-ности, F
				0,01-0,05	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	0,01-0,002	0,002-0,001	> 0,001						
1	Р.Ряш, 94	гидроол. каолин	7,36	сл.	I	2	-	55	21	5	16	105	1,38	2,69	49	0,96	I8
2	Мис толстый, 40	"	7,41	I	I	I2	6	48	16	5	11	71	1,54	2,67	42	0,72	I9
3	Р.Белая, I4	"	7,50	-	сл.	I7	38	23	13	3	16	54	1,76	2,67	34	0,52	2
4	Р.Баклановка, устье, 40	гидросляды	7,27	I	I	2	I6	34	I7	I2	I7	54	-	2,68	-	-	-
5	Новый Афон, 35	"	7,35	I	2	3	3I	24	I9	9	II	85	1,57	2,66	4I	0,67	-
6	Р.Гумиста, устье, 70	монтморилло-нит	7,4	-	сл.	сл.	9	37	32	5	I7	83	1,52	2,69	43	0,75	I9
7	Р.Келасури, 85	"	7,41	-	I	5	I2	27	3I	8	16	II8	1,81	2,69	33	0,49	20
8	Р.Маджарка, устье, 94	гидросляды	7,42	сл.	сл.	3	39	29	16	I3	72	-	-	2,71	-	-	I8
9	Р.Кодори, 70	"	7,24	-	сл.	I	6	35	31	II	16	74	-	2,71	-	-	I7
10	Р.Мокви, 16	"	6,97	сл.	2	I5	33	24	I4	3	9	66	1,56	2,65	4I	0,67	II
11	Р.Гализга, устье, I7	"	7,10	сл.	сл.	4	30	16	26	3	I2	56	-	2,69	-	-	I4
12	Р.Ингури, устье, 160	"	7,44	-	-	сл.	4	32	36	II	I7	87	-	2,74	-	-	I9
13	Р.Сефа, устье, 80	гидросляды, каолинит	7,26	-	сл.	сл.	I	31	35	II	22	82	1,43	2,67	46	0,86	20
14	Р.Натанеоби, 70	"	7,27	-	сл.	сл.	9	30	37	4	20	III	-	2,68	-	-	I8
15	Кобулет, 70	гидросляды	7,32	-	-	I	I	50	25	7	16	II5	1,43	2,69	47	0,89	2I
16	Р.Чаква, 100	"	7,46	-	-	2	9	46	2	7	16	79	1,56	2,66	4I	0,67	I6

взяты из второго слоя донных илов. Первый слой, толщиной 0,5 м представляет собой глинистую суспензию с влажностью свыше 200%, не поддающуюся отбору грунтовыми трубками.

Как видно из таблицы, донные илы, в основном представлены гидрослюдистыми типом, что соответствует минералогическому типу кор выветривания большинства геологических формаций провинций питания, находящихся в четвертичное время в континентальной стадии развития. Аномальное содержание каолинита, очевидно, увязывается с влиянием продуктов выветривания плиоценовых конгломератов, которые являются единственным источником питания шельфа в зоне Мюссерских холмов (образцы I-3). То же самое относится и к Аджарскому побережью, где широко развита латеритовая кора выветривания, продукты которой питают шельф в этой зоне (образцы I3-I6). Что касается развития монтмориллонитовых илов между-речья Гумиста-Келасури, то они, возможно, генетически связаны с исходными продуктами широко развитой на суше порфиритовой свитой юры, для которой характерна кора выветривания монтмориллонитового типа. Судя по pH, условия накопления донных илов слабо-щелочные. Илы сменяют песчаную полосу береговой зоны на глубинах до 20-25 м и развиты по всему шельфу, при этом наблюдается уменьшение их мощности от 10 до 1 м в сторону континентального склона. Текстура их, в основном микро- и тонкослоистая, структура алевритовая и алевро-пелитовая. В гранулометрическом составе преобладает пылеватая фракция 45-60%, песчаная составляющая колеблется от 1 до 17%, глинистая - 10-30%. Илы имеют высокую влажность - 50-115%, с наблюдаемой закономерной дегидратацией с глубиной. Илы по числу пластичности относятся к глинистым породам, за исключением образца 3, взятого в бере-

говой зоне с глубиной 14 м и отличающегося большим содержанием алевроитовых частиц, а также и некоторых образцов (10, 11, 16), взятых с небольших глубин. Значительные разности плотности и объемной массы указывают на высокую пористость илов.

Механические свойства илов изучены слабо, ввиду трудностей, связанных с их определением в современных лабораторных приборах, так как они очень чувствительны даже к минимальным нагрузкам.

Испытания под нагрузками до $5 \cdot 10^5$ Па единичных образцов, взятых на площадке оголовки трубопровода Гагра-Пицунда на глубине моря 100 м, показали процесс уплотнения илов с изменением модуля осадки от 325 до 150, от придонных илов - к илам, залегающим на глубине 1 - 1,5 м.

Дальнейшие исследования с применением усовершенствованных методов изучения механических свойств слабых водонасыщенных грунтов будут способствовать уточнению критериев инженерно-геологической оценки илов морского дна, в качестве оснований подводных сооружений.

Л и т е р а т у р а

1. Поляков А.С., Куприн П.Н., Щербяков Ф.А., Полякова Л.Д. Влияние поровых вод на формирование инженерно-геологических свойств донных отложений Черного моря. Матер. Всесоюзной конф. Влияние поровых вод на физико-механические свойства пород. Изд-во "Наукова думка", Киев, 1973.

2. Бабинец А.Б., Митропольский А.Ю., Ольштынский С.П. Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря. Изд-во "Наукова думка", Киев, 1973.
3. Шимкус К.М., Бмельянов Б.М., Тримонис Э.Э. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря. В кн. "Земная кора и история развития Черноморской впадины", Изд-во "Наука", М., 1975.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

- | | |
|---|-----|
| 1. Буачидзе Г.И., Годердзишвили Н.А., Шаоршадзе М.П. -
Основные параметры теплового поля и тер-
мальные воды Притбилисского района . . . | 5 |
| 2. Буачидзе Г.И., Мхеидзе Б.С. - К геохимии природных га-
зов Аджаро-Триалетской складчатой зоны | 15 |
| 3. Чхаидзе Г.Т., Мзареулишвили М.В. - Подземные воды ин-
тенсивного водообмена юго-восточной Гру-
зии и перспективы их использования для
водоснабжения | 22 |
| 4. Мзареулишвили М.В. - Фтор в питьевых водах Грузии . . | 33 |
| 5. Чхаидзе Г.Т. - Условия формирования подземных вод меж-
дуречья Псоу-Цхенис-цкали | 38 |
| 6. Габечава Дж.Ш., Шаоршадзе М.П. - Особенности развития
карста в карбонатных отложениях Западной
Грузии | 55 |
| 7. Габечава Дж.Ш. - Опыт количественной оценки денудацион-
ной деятельности подземных вод (на приме-
ре Западной Грузии) | 61 |
| 8. Качарава Д.В. - Вопросы гидрогеохимического районирова-
ния территории Грузии | 72 |
| 9. Зауташвили Б.З., Чипашвили У.И. - О перспективах Южного
склона Большого Кавказа на редкометалль-
ные промышленные воды | 82 |
| 10. Мелива А.М. - О контуре месторождения Боржомской мине-
ральной воды | 88 |
| II. Арешидзе Г.М. - Проблемы изучения и обезвреживания
оползней Западной Грузии | 104 |

12. Хачапуридзе Я.Ф., Корнев О.С. — К вопросу геологического развития шельфа Черного моря в пределах Пицундского полуострова в неотектоническом этапе 113
13. Мельникова Л.Г., Церцвадзе Л.А. — Влияние состава и состояния на физико-механические свойства Колхидских глинистых грунтов района Чалалиди-Хорга 121
- 14. Церцвадзе Л.А., Мельникова Л.Г., Туманов В.К. — Исследование просадочных свойств лессовидных пород некоторых районов города Тбилиси 132
15. Джанджгава К.И., Яшвили Г.Е. — Инженерно-геологические условия шельфа южной колхиды в связи с проблемой подводной добычи магнетитовых песков 140
16. Джавахишвили Э.А. — Выветривание вулканогенно-осадочных пород байоса и мела в связи с образованием оползней 147
- 17. Буачидзе И.М., Арешидзе Г.М., Джавахишвили Э.А., Арешидзе Н.С. — К вопросу инженерно-геологических условий проложения транскавказской перевальной железной дороги 161
18. Кванчухадзе М.Г. — Влияние выветривания на состав и свойства мергелей среднего и верхнего эопена 169
19. Георгадзе Д.Ш., Стурца И.Н., Церцвадзе Н.В. — Закономерности формирования и распространения минеральных вод междуречья Деджора-Арагви-Терек 177

20. Мкртчян А.А., Шалибашвили А.А. - Сравнение объемных весов методом кольца и парафинирования	196
21. Буачидзе И.М., Буачидзе Г.И., Лазарашвили Т.Х., Мхеидзе Б.С. - Природные ресурсы углекислого газа и их значение для народного хозяйства Грузии	203
22. Чохонелидзе Г.И. - Определение пригодности использования лессовидных грунтов в основаниях гидромелиоративных сооружений удельным сцеплением	211
23. Джанджава К.И., Яшвили Г.Е., Кацадзе Н.А. - Вещественный состав и физические свойства донных илов Кавказского шельфа Черного моря	217

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ
ГЕОЛОГИИ ГРУЗИИ

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

Редактор Д.Г.Иосебидзе

Редактор издательства К.И.Имнадзе

Техредактор Э.Б.Бокерия

Сдано в набор 19.УП.1977 ; Подписано к печати 13/УП.1977;

Формат бумаги 60x90^I/16; Бумага офсетная; Печатных л. 14;

Уч.-издат.л. 9.17;

УЭ 01123;

Тираж 500;

Заказ 3095

Цена 1 руб. 20 коп.

Издательство "Мецниереба", Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Цена 1 руб. 20 коп.

2659