

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
СЕКТОР ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Д. В. КАЧАРАВА

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ГРУЗИИ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1976

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ჰიდროლოგიისა და საინჟინრო გეოლოგიის სექტორი

დ. კაჭარავა

საქართველოს მინერალური
ფყლების გეოლოგია
და გეოქიმია

გაგომცემლობა „მეცნიერება“
თბილისი
1976

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
СЕКТОР ГИДРОГЕОЛОГИИ И ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

550.4+553.7

Д. В. КАЧАРАВА

2665

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ГРУЗИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ
1976



УДК 556.314

Редактор Г.И. Чохонелидзе

К 20806 76
М607(03)76

С Сектор гидрогеологии
и инженерной геологии

1976

ПРЕДИСЛОВИЕ

Грузия весьма богата минеральными водами. На ее территории зарегистрировано около 2000 источников разнообразного химического и газового состава. Они распределены во всех геотектонических единицах страны. Эти воды широко используются. На их базе построены многочисленные, хорошо благоустроенные курорты.

Автор в течение ряда лет производил исследования в различных районах республики. Такие объекты как Менджи, Махинджаури, Абастумани, Джава, Горисджвари, Кодибини, Торгвасабано, Тбилисские термы и некоторые другие изучены детально; другие же, как например: Скури, Мухури, Упера, Шови, Пасанаури, Пховели, Шакриани, Цаиши, Чумателети, Биджиси, Зекари и некоторые другие обследованы рекогносцировочно.

Автор производил наблюдения в различных районах Аджаро-Триалетской складчатой системы, а также в Западной Абхазии, Верхней Сванетии и Карталинской депрессии. Аджарские минеральные источники им были описаны впервые.

В данном труде впервые разобраны вопросы геологии и геохимии минеральных вод Грузии в целом.

Проведенная работа позволила составить прогнозную гидрохимическую карту Грузии и произвести гидрогеохимическое районирование территории республики.

ВВЕДЕНИЕ

Глава I. КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ РЕСПУБЛИКИ

Изучение геологии и гидрогеологии Грузинской ССР было начато в прошлом столетии. Однако систематическое и планомерное исследование в этом направлении стало возможным лишь только после установления Советской власти.

Ценными являются исследования геологов Всесоюзной Академии Наук СССР, Всесоюзного геологического института и других учреждений всесоюзного значения, работавших на Кавказе, а именно: В.П. Ренгартена /1931, 1941/, Б.Ф. Мефферта /1930/, Г.И. Кузнецова /1951/, Н.Б. Васосевича /1941/, М.И. Варенцова /1950/, В.Н. Хаина /1959/ и другие.

Особо следует отметить труды обобщающего характера сотрудников Института геологии Академии Наук Груз. ССР: А.И. Джanelидзе /1941/, И.В. Качарава /1944/, И.Р. Кахадзе /1947/, П.Д. Гамкрелидзе /1949/, Г.М. Заридзе и Н.Ф. Татришвили /1948/, Г.С. Дзопенидзе /1948/, М.С. Эристави /1952/, А.Л. Цагарели /1959/, Н.И. Схиртладзе /1952/ и другие.

Немало ценных данных по стратиграфии отложений Грузинской ССР почерпнуто автором из "Стратиграфии Грузинской ССР" /том X, 1964/.

Много сделали для изучения геологии Грузии Л.Ш. Давиташвили /1933/, Н.Химшиашвили /1959/ и Л.К. Гасуня и др. /Палеобиологический институт Академии Наук Груз. ССР/, В.И. Курочкин /1940/, Н.А. Канделаки /1941/, С.Г. Букия /1953/, Г.Е. Гуджабидзе /1952/ и др. /Грузинское геологическое управление/, А.Г. Шалиев /1957/, М.Ф. Дзвеляя /1954/, Е.К. Вахания /1958, 1959/ и др. /Н.И. Кебадзе, Д.А. Булейшвили /1960/, трест "Грузнефть" и другие.

Историю гидрогеологических исследований Грузии можно разбить на два периода: досоветский и советский.

В первом периоде работы велись, главным образом: по каптаже минеральных источников, как например, Тбилисских терм Г.В. Абигом /1870/, Л.К. Конгшевским /1915/, Боржомских источников и Абасту-манских терм К.Фохтом /1915/; велись также работы по выявлению химического состава минеральных источников. Они выполнены химиком Р.Д. Кушписом /1925, 1928, 1930/.

После установления Советской власти мы являемся свидетелями бурного роста гидрогеологических исследований.

Первая попытка гидрогеологического районирования территории республики принадлежит И.Е.Хеладзе /1928/. Районирование, произведенное И.М.Буачидзе является наиболее приемлемым /1955, 1958, 1970/.

К работам сводного характера относится монография С.С.Чихелидзе /1958/; в ней описаны зарегистрированные до 1958 года минеральные источники республики.

С.С.Чихелидзе на основе экспериментальных работ было высказано интересное соображение о формировании содовых вод; он же /1951/ касался вопроса формирования минеральных источников Мегрелии и Южного склона Кавказского хребта.

А.М.Овчинников /1934, 1941, 1947, 1948, 1960/ впервые установил зональное распределение минеральных вод в пределах Кавказа. Предложенная им классификация минеральных вод Грузии основана, главным образом, на их газовом составе.

Закономерностям формирования и распространения подземных вод в горно-складчатых областях Грузии посвящены работы И.М.Буачидзе /1944, 1947, 1956, 1959, 1960 и др./.

Проблемами зонального гидрохимического распределения этих вод интересовались Д.В.Качарава /1955, 1958, 1968 и др/ и Ф.С.Мелива /1953, 1960, 1967/ и др.

Ф.С.Мелива /1966, 1969/ много сделано для изучения минеральных вод Абхазии.

Комплексная экспедиция научно-исследовательской лаборатории гидрогеологических и инженерно-геологических проблем ГПИ им.Ленина в течение 1961-62г.г. вела гидрогеологические работы в Западной Абхазии. После завершения этих работ была составлена монография - "Гидрогеология Западной Абхазии" /1970/.

Абхазским филиалом института курортологии Грузии были проведены гидрогеологические исследования в окрестностях Авадхарской минеральной воды. Результаты этих работ изложены в отчетах Ш.Р. Чубинидзе /1958, 1969/ и Г.Арчая.

Ш.Р.Чубинидзе в течение 1960-63 г.г. руководил гидрогеолого-разведочными работами на участке курорта Гагра, где, как известно, в верхнеюрских известняках была получена термальная сульфидная вода значительного дебита.

Первые сведения о химическом составе минеральных вод Аджарской АССР можно почерпнуть в статьях Р.Д.Купцис /1925/, а впервые

гидрогеологические обследования производил там Д.В.Качарава /1958/. Он же и В.Г.Джалишвили описали минеральные источники Верхней Сванетии, которые позже были обследованы С.С.Чихелидзе, Л.В.Когошвили /1962, 1963/ и Н.В.Церквадзе /1967/. Л.В.Когошвили /1962/ коснулась также минеральных источников верховьев р.Кодори и Цирикетской Хевсуретии.

С.С.Чихелидзе, Л.В.Когошвили и Н.В.Церквадзе /1962/ осуществили гидрогеологическое обследование в Верхней Раче и Нижней Сванетии.

Л.А.Харатишвили /1967/ обследованы участки Аргветского артезианского бассейна.

Д.В.Качарава и Л.А.Харатишвили /1959/ осуществили гидрогеологическую съемку Тбилисского планшета; они произвели гидрогеологическое районирование этой части Триалетии.

Большая работа была проведена Л.А.Харатишвили, Г.Марташвили, А.Кучухидзе, Л.Чантуридзе и другими по гидрогеологической съемке территории Абхазии, а также Кутаисского, Зугдидского, Потийского, Батумского и Цхинвальского планшетов, Сванетии, Рача-Лечхуми, бассейна р.Арагви и др.

Разведочно-исследовательские исследования были проведены сотруниками Грузинского геологического управления, а именно: Г.Гагловым, Г.Кения, Т.Лазаришвили /1967/ в Боржомском, Аспиндзском и Ахалцихском районах.

В окрестностях Ахалциха была получена углекислая магниевая вода, гидрохимия магния которой вызывает большой интерес; в Аспиндзском районе были вскрыты воды типа эссенуки.

М.В.Мзареулишвили /1957/ коснулась генезиса основных ионов сероводорода и других сульфидных соединений Тбилисских терм.

М.В.Мзареулишвили и Д.В.Качарава /1967/ занимались изучением гидрохимии лития и бора подземных вод Грузии. По их данным, эти элементы получены в результате выщелачивания горных пород /1967/.

Газовая лаборатория, организованная при НИИ исследований гидрогеологических проблем /зав.отделом Г.И.Буачидзе/, с успехом занимается изучением газового состава подземных вод. Обследованы газы минеральных источников Боржомского района /Г.Буачидзе, 1962/, Западной Абхазии /Г.Буачидзе, 1970, Т.Сихарулидзе /1967, 1968/, Юго-Осетии /Г.Буачидзе и Т.Цхведиани, 1969/, Верхней Сванетии, Верхней Рачи /Г.Буачидзе и Т.Сихарулидзе, 1967/ и др.

В опубликованных и рукописных отчетах обобщены материалы по-

левых гидрогеологических, разведочных и опытных исследований. Следует отметить работы, проведенные по гидрогеологии Цхалтубских минеральных вод А.Н.Огильви /1936/, М.Г.Пагава /1955, 1958/, Г.Д. Джавахишвили /1937/, А.И.Силин-Бекчуриним /1930/, Г.Хизанишвили /1945/, Л.И.Эристави /1947, 1966 и др./, М.Мзареулишвили /1953/, А.Варшамовой /1947/, Д.Качарава /1955/ и др.

Примерно такого же характера исследования имеются и по Менджи в работах М.Г.Пагава /1944/, Д.В.Качарава /1955/, В.Г.Улуханова /1951/ и др.

Детальным изучением Боржомской воды в пределах свода боржомской антиклинали /зона разгрузки/ долго занимался А.М.Мелива /1953/ который много сделал для выяснения некоторых спорных вопросов гидрогеологии района.

С целью увеличения ресурсов Боржомской воды большие разведочно-исследовательские работы были проведены Г.Гаглоевым /Грузгеолуправление/. Им исследования были осуществлены и в Гуджаретском ущелье и Ахалцихско-Аспиндзском районе под руководством И. Буачидзе и С.Чихелидзе. В настоящее время аналогичного характера работы в Ахалцихско-Аспиндзском районе ведутся Т.Лазаряшвили.

По выявлению новых ресурсов подземных вод Грузии больших успехов добились Т.Цхакадзе, И.Сихарулидзе и др.

Сотрудниками Грузгеолуправления Н.Заддаганишвили, М.Егадзе, Н.Мостовлянской и другими были составлены гидрогеологические и гидрохимические карты Грузии.

В труде А.Устьяева и В.Молевой /1933/ описаны многочисленные и разнообразные минеральные источники Кго-Осетии. О формировании минеральных вод Джава, Сохты немало интересных соображений: было высказано Н.Н.Славяновым и В.С.Смирновым /1932/, А.М.Овчиниковым /1948/, В.Г.Джалишвили /1955/, Д.В.Качарава /1953/ и Д.Квбашевым /1967/.

По геологии и гидрогеологии Военно-Грузинской дороги много сведений имеется в работе В.Ренгартена /1932/, где разобраны и вопросы гидрохимии.

В отчете Т.Е.Чичуа /1938/ высказаны интересные соображения об условиях циркуляции Скурской воды; его стараниями намного был увеличен дебит Набеглавской углекисло-содовой воды и улучшен ее состав. Много сделал он также для выяснения гидрогеологии северного склона Аджаро-Имеретинского хребта /1952/.

Ценные данные получены И.Китуашвили и А.Мазманишвили /"Грузгеолаптажливвод"/ о химическом и газовом составе минеральных вод

курортов Грузии.

Г.Хидашели /1951/ производил опытно-исследовательские работы на месторождениях Зваре, Джава. Такого же характера исследования были осуществлены О.Кекелия /1967/ в Менджи, Цаиши, Сухуми. И. Цулукидзе /1959/ исследовал Саирмские, Тбилисские и некоторые другие минеральные воды республики, а С.Зедгенидзе /1966/ были выявлены ресурсы подземных питьевых вод Алазанского и Иорского артезианских бассейнов. Им также разобраны вопросы водоснабжения городов и сел республики.

Нельзя не упомянуть здесь о заслугах химиков А.Варшамовой, Н. Брегвадзе, С.Гегечкори, Н.Кипшидзе, В. Черниковой и других, которые в продолжение ряда лет производили химические анализы минеральных вод республики.

Особо следует отметить заслуги В.Хухия, который долго занимался гидрохимическим изучением минеральных вод Грузии. Им был разработан метод определения таких важных и редких химических компонентов минеральных источников республики, как йод, бром и хлор /1953/.

Весьма интересны взгляды Г.Н.Каменского /1953, 1958/ о формировании основных химических типов подземных вод и их распределения в структурах. Не менее интересны экспериментальные данные А.Н.Бунеева /1947, 1956/, касающиеся происхождения химического состава вод.

Не менее важны взгляды И.Игнатовича /1944, 1950/ о закономерностях распределения подземных вод в пределах Русской платформы. Интересны мнения Б.Личкова /1950, 1958/, Ф.Макаренко и С.Шагоянца о значении изменения базиса эрозии.

Ф.Макаренко /1948, 1950, 1951, 1952, 1964/ интересовался вопросами генезиса химического состава минеральных вод Кавказа, распределения терм на территории СССР и источниками их тепла; С. Шагоянц /1948, 1959/ придавал большое значение восстановлению палеогидрогеологической истории области для выявления подземных вод. В этом направлении большую и интересную работу провел А.А.Карцев /1970/.

Ценными являются также работы Н.И.Врублевского /1947, 1960, 1962/, касающиеся формирования химического состава подземных вод. Мы разделяем его взгляд о генезисе химического состава минеральных вод Верхней Сванетии.

Весьма интересны работы Б.В.Иванова /1956, 1960/, относящиеся к термальным водам областей молодого вулканизма; особенно интересен труд его и Г.Невраева /1969/ о гидрохимической классифи-

кации минеральных вод бальнеологических курортов.

Аналогичного характера работа по минеральным водам бальнеологических курортов Грузии осуществлена Ф.Мелива, В.Джалишвили и Т.Чичуа /1967/.

Крупные исследования проведены были И.Пантелеевым /1955, 1960/ на Северном Кавказе с целью изучения гидрогеологии этой весьма богатой минеральными водами области.

Особо следует отметить его работу /1963/, которая касается вод эссентукского типа. Заслуживает большого интереса мнение его и Ю.Масуреню и С.Пахомовой /1962/ о происхождении сероводорода и углекислого газа в подземных водах.

О формировании химического состава боржомской углекислой содовой воды нет серьезных расхождений между мнениями автора данной работы и И.Я.Пантелеева.

Кристаллические породы докембрия являются самой древней формацией на территории Грузии. Они широко развиты на водораздельном гребне Кавказского хребта /черт. I/.

В кристаллическом комплексе выделены две части: в нижней части наблюдаются сильно метаморфизованные кристаллические сланцы докембрия, а в верхней - менее метаморфизованные филлиты, кварциты и красные граниты.

По данным Н.Славина /1958/, разрез верхнего палеозоя Абхазии начинается свитой конгломератов и аркозовых песчаников около 600-650 м мощности.

Выше следует толща /100-200м/, сложенная песчаниками, глинистыми сланцами, мраморизованными известняками и мраморами.

Аналогичные образования наблюдаются и в ущелье р.Стори /Тушетия/: Дизская серия, широко развитая в Верхней Сванетии, по фауне кораллов относится к верхнему палеозою и триасу.

В Дзирульском массиве нижний лейас представлен субаэральными вулканогенными образованиями.

Выше в южной части Дзирульского массива трансгрессивно залегает морской вулканогенный байос, степень складчатости которого, по И.Р.Кахадзе /1958/, не ослабевает в южном направлении.

В обширной Кавказской геосинклинали, по этому автору, в юрское время в виде островов выступали Дзирульский, Храмский и Локский массивы.

Иного мнения придерживается П.Гамкредидзе. Сильная складчатость юрских слоев по южной периферии Дзирульского массива, по его данным, была вызвана дизъюнктивной дислокацией. После разрыва, как он полагает, слои выполаживаются, а в районах Локского и Храмского массивов юра и мел слабо дислоцированы.

По П.Гамкредидзе /1957/, вышеотмеченные массивы, начиная с нижней юры до среднего мела включительно, представляли единый жесткий субстрат /Закавказская плита/, который образовался в результате герцинской фазы тектогенеза.

Выше известняков верхнего палеозоя /пермь/ согласно следует сланцевая толща, представленная кремнисто-глинистыми сланцами, филлитами и мраморизованными известняками, мощность которых превышает 1000м. В западной части Горной Абхазии, по Н.Славиному /1958/, В. Эдиялашвили /1944/ и Ш.Адамия /1970/, триасовые отложения образуют

две полосы северо-западного простирания. Одна из них тянется между бассейнами рек Мзымты и М.Лабь, а вторая - в бассейне р.Мзымты. Отложения триаса всюду покрываются нижним горизонтом лейаса.

В нижнем лейасе геосинклинальный бассейн расширился и стал более глубоким.

Отложения нижней кры распространены, главным образом, вдоль северной части Южного склона.

С.Букия /1953/ в лейасе выделяет свиту аспидных сланцев нижнего и среднего лейаса и свиту песчаников и сланцев верхнего лейаса.

Осадки нижнего и среднего лейаса характеризуются большой мощностью, доходящей до 2000 м. Они мощно представлены в Казбегском районе и в бассейне р.Аргуни, сложены глинистыми сланцами с прослоями песчаников, конгломератов и известняков.

Породы верхнего лейаса прослоены углистыми сланцами и аркозовыми песчаниками. Общая мощность свиты доходит до 800м. Нижняя граница этих осадков условная, а верхняя с порфиритовой свитой байоса ясная.

Байосский ярус представлен в двух фациях: вулканогенной и глинисто-песчанистой. Первая из них в основном сложена чередованием туфогенных песчаников, туфобрекчий, порфиритовых туфобрекчий, вулканических брекчий, туфоконгломератов, порфиритовых покровов, мелабировых и альбитофировых лав и их туфов. Эта фация широко представлена в Абхазии, Сванетии, Раче, Мегрелии и Горной Кахетии, где она согласно перекрывает верхний лейас и сама покрыта согласно батом.

В северной и северо-восточной частях геосинклинали Южного склона байос сложен мелководными песчаниками и глинисто-сланцевыми образованиями.

Максимальная /до 3 км/ мощность свиты наблюдается в Окрибе.

И.Кахадзе /1947/ допускал наличие вулканогенной толщи байоса в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Глубокое бурение и геофизические исследования показали, что вулканогенный байос и вообще юрские осадки распространены и под Колхидской низменностью.

В районе Храмского массива отсутствие байоса объясняют трансгрессией вышележащей свиты.

И.Кахадзе /1947/ в пределах Кахетинского хребта допускал наличие пролива, который связывал геосинклинали Южного склона и Аджаро-Триалетии.

Регрессия максимума достигла в батское время. Она была вызвана предкаллозойской орогенетической фазой. В результате этого в пределах геосинклинали старые участки суши расширились и появились новые.

В Абхазии отложения бата встречаются в ущельях рек Решева и Бавью, в окрестностях с. Псоу и на южном крыле бзыбской антиклинали. Свита представлена глинами, микроконгломератами и угольными пластами. Мощность осадков до 40 м.

Порфиритовую свиту, обнажающуюся в окрестностях Цители-цкаро, И. Кахадзе считает батской кордильерой; на ней лежат рифовые известняки лузитана и титона. Этот автор допускает, что южная часть геосинклинали Южного склона, после консолидации в результате батской орофазы тектогенеза, припаялась к Грузинской глыбе.

В Локском массиве обнажаются средняя и нижняя юра, а в Храмомском — только лейас, на котором трансгрессивно залегает сеноман, причем юра сильно смята в складки, а мел слабо дислоцирован. Весьма возможно, что батская фаза связала воедино Локский и Храмомский массивы.

Верхняя юра почти везде трансгрессивно залегает на порфиритовой свите байоса. На сводах кордильер местами полностью отсутствует он первично, а в мульдах между кордильерами перерыва не видно.

Авчачарская, Кацахирская и другие кордильеры Абхазии залиты были морем в верхнем келловее или оксфорде. Верхняя юра в бассейне р. Гумисты и на сводах складок Сухумского района первично отсутствует.

В Западной Абхазии до бассейна р. Гумисты лузитанские осадки представлены известняками в рифовой фации; в Ахметском, Кварельском и Лагодехском районах они замещены известняково-мергельной фацией.

Восточнее р. Гумисты, в пределах Колхидской подзоны верхнеюрские осадки представлены глинисто-песчанистой пестроцветной толщей, указывающей на близость суши.

В верхнем лузитане нисходящее движение сменилось восходящим, вызванным андийской орофазой.

В бассейнах рек Жоквары, Аигсы, Бзыби, Псоу и Агебсты Кимеридж-титонские осадки представлены флишевой фацией /мергелистые известняки/, выше согласно сменяемые нижнемеловым флишем. В пределах Гагрского известнякового массива породы битуминозные, а в пределах Кацхри, Арабики породы эти небитуминозные.

Пестроцветная свита кимериджа фиксируется в Ткварчельском, Окумском и Маганском районах, в бассейнах рек Техури, Цхенис-цкали и в северной части горы Асхи, а также в Нижней Раче и Окрибе. Эти осадки были вскрыты глубокими скважинами, проведенными в окрестностях г.г. Очамчире, Самтредия и др.

В восточной части геосинклинали Южного склона юрские осадки представлены флишем.

Важное гидрогеологическое значение верхнеюрских осадков, представленных местами в известняковой, местами же в глинисто-песчанистой фациях, заключается в том, что известняковая верхняя юра и известняковый нижний мел слагают единый известняковый водоносный горизонт, а глинисто-песчанистая верхняя юра является водоупором, разъединяющим друг от друга нижнемеловой известняковый водоносный горизонт от водоносного комплекса остального мезозоя.

Палеогеографии нижнего мела Грузии посвящены работы М. Эристави /1952/. По его данным, в нижнемеловое время море наблюдалось в пределах обоих орогенов, а также по северной периферии Грузинской глыбы. В последнее время глубоким бурением установлено, что нижний мел представлен в Колхидской низменности.

В Окрибе, Мегрелии и Абхазии кварцевые песчаники неокома сверху перекрываются доломитизированными известняками с экзогирами. Мощность валанжин-готерива максимальная в Абхазии и Раче /150-200м/, а на остальной части глыбы не более 45 м.

Барремские отложения хорошо обнажены в бассейне р. Чхеримела.

В Западной Грузии барремские отложения представлены известняками с аммонитами и ургонскими известняками. Ургонская фация развита и в пределах кордильер, расположенных севернее Гагра и в бассейне среднего течения реки Бзыби, на хребте Берчиля и Ахцу-Кацирхы, а также в районе Сочи. В окрестностях Ахали-Гагра и на северном разорванном крыле синклинали баррем наблюдается в аммонитовой фации около 200-300 м мощности. В западном направлении он тянется до р. Зимы, где баррем также выражен в аммонитовой фации.

Широким распространением пользуются нижнемеловые осадки и в Восточной Грузии, где они пока не расчленены на ярусы и зоны. Они представлены в флишевой фации.

Апт Кведуретско-Гориджварской полосы и молитский, т.е. переходной зоны между Грузинской глыбой и Аджаро-Гриалетской складчатой системой представлен в нижней части мергелистыми известняками, а в верхней туфогенными осадками.

Альб Грузинской глыбы в основном сложен мергелями, глинами и

прослоями кварцевых песчаников /Сурами, Цхалтубо, ос. Амашукети, Али и Квахчири, Кахетинский хребет и др.

Мощность альба в Триалетии измеряется сотнями метров, а на Грузинской глыбе — десятками.

Альб в геосинклинали Южного склона представлен мергелями, например, в Очамчирском и Гантядском районах.

В Восточной Грузии, на Южном склоне Большого Кавказа, как отмечалось, расчленение мела не было произведено.

Альб в Аджаро-Триалетской складчатой системе однообразный, отличающийся водоупорным свойством. Глинисто-мергелистый характер средней части мела разобщает друг от друга основные водоносные горизонты верхне- и нижнемеловых известняков.

Сводка верхнемеловых отложений Грузии была осуществлена А. Цагарели /1959/. По его данным, на южном склоне Кавказа мел выражен карбонатно-глинисто-песчанистыми образованиями флишевого характера; на Грузинской глыбе они замещаются, главным образом, карбонатными породами эликоинтентально-морского характера. В Аджаро-Триалетской складчатой системе и на Болниско-Артвинской глыбе известны вулканогенный и карбонатный мел.

Сеноман Грузинской глыбы характеризуется фациальной изменчивостью. Так, например, в окрестностях Сурами и сел. Али он состоит из кварцево-глауконитовых известняков, согласно следующим за альбом в Сурами и трансгрессивно залегающих на более древних породах в с. Али.

В западном направлении эта фация тянется до ос. Молити и Марелиси, где она замещается вулканогенной свитой мтавари.

Мощность сеномана в Сурамском районе 150 м, а в Харагоульском 100 м. В марелиско-молитской синклинали он представлен в фации Аджаро-Триалетской складчатой системы.

В полосе Шкмери-Никорцинда, на южном крыле рачинской синклинали и в районе горы Асхи сеноман представлен глауконитовыми песчаниками. На первом участке он согласно налегает на бракон, а в другом на альб. Здесь его мощность около 20 м. Разрез заканчивается конгломератами.

Мел комплекса Асхи, по А. Джанелидзе /1941/, является продолжением мела Нижней Окрибы /Цхалтубо-Гумбри/. Осадки залегают субгоризонтально.

Западным продолжением мела комплекса Асхи является северная известняковая полоса Мегрелии. В Абхазии, в ущелье р.Окуми глау-

конитовые песчаники фациально замещены мергелистыми известняками.

Сводный стратиграфический разрез верхнего мела южной известняковой полосы Мегрелии снизу вверх, по А.Цагарели /1959/, ниже следующий:

1. Вулканогенная свита мтавари - сеноман,
2. Розовые известняки с красными кремнями - турон,
3. Известняки литографского типа - маастрихт,
4. Брахиоподовые известняки - датский ярус.

В Цаиши сеноман выражен в песчаниковой фации.

Западнее ахалиафонского меридиана известняковая полоса мела тянется до Бзыбского ущелья. Отсюда она, расширяясь, прослеживается до ущелья р. Псоу, т.е. до западной границы республики.

По А.Цагарели /1959/, в фациальном отношении верхнемеловые осадки абхазской синклинали более близки к отложениям Грузинской глыбы, чем к осадкам геосинклинали Южного склона. Кроме того, дислоцированность осадков мела, верхней кры и палеогена намного слабее, чем геосинклинальных осадков Южного склона.

Пологоскладчатая абхазская синклинальная депрессия, как и рача-лечхумская синклиналь, покоится на доверхнеюрской структуре, сложенной осадками геосинклинального типа. На этом основании эту область следует отнести к Грузинской глыбе, Апху-Кацхрскую кордильеру нужно считать переходной зоной между глыбой и орогеном.

По А.Цагарели, геологический разрез верхнемеловых отложений Западной Абхазии снизу вверх нижеследующий:

1. а/Мергелистые глины - сеноман, б/Туфогенные песчаники - сеноман, в/Чередование мергелей и мергелистых глин - сеноман;
2. Белые и розовые мергелистые известняки - турон;
3. Мергелистые известняки с серыми кремнями - турон-кампан;
4. Белые мергелистые известняки - маастрихт;
5. Слоистые известняки с ежами - датский ярус.

В Аджаро-Триалетской складчатой системе верхнемеловые породы из района Дзегви тянутся в западном направлении, причем до Кавтисхеви они надвинуты на эоцен / см. тектоническую карту Грузинской ССР. От Горисджвари /Горийский район/ эти отложения непрерывной полосой тянутся до ущелья р. Дзама, слагая сводовую часть Горисджварско-Хведуретской кордильеры.

Мел обнажается также южнее с. Нуниси; отсюда он, постепенно расширяясь, через Ломисмта-Боржоми и Дигори доходит до ущелья р. Ханискала. Вдоль этой полосы он надвинут в северном направлении



В бассейне р. Черимелы мел представлен переходными отложениями от геосинклинального типа к глыбовому.

Верхний мел севернее Джава /Кю-Осетия/, вдоль Военно-Грузинской дороги /бассейн р. Арагви в районе с. Анапури/ и в Горной Кахетии /ущелье р. Стори / выражен в флишевой фации.

Верхнемеловые осадки почти повсеместным распространением пользуются в пределах Грузинской глыбы.

На Арвинской глыбе верхний мел обнажается местами, например, на участках выходов накалакевских углекисло-солено-щелочных источников.

Сравнительно широким распространением пользуются верхнемеловые осадки в Болнисской зоне, расположенной восточнее Храмского и Локского массивов. В этих районах верхний мел трансгрессивно залегает на кристаллическом субстрате и юрской серии. Там сеноман, турон и нижний кампан выражены вулканогенно-карбонатной фацией, общая мощность которой доходит до 2000 м.

На Храмском массиве турон-сантон богат известняковыми прослоями. Мощность толщи достигает до 900 м, в долине р. Алгети она более 600 м.

В окрестностях Тетри-цкаро обнажены литографские известняки кампан-датского возраста. В среднем течении р. Храма в датской толще встречаются конгломераты. Общая мощность верхнего мела здесь около 2200 м.

Палеогеновые отложения в Грузии представлены двумя фациями: геосинклинальной и эпиконтинентально-морской. Первая известна вдоль южной периферии Кавказского хребта, где выделяется свита кваквери, сложенная чередованием глин, песчаников и известняков.

В ущелье р. Алоти известны мергелистые известняки, известняки, аргиллиты и конгломераты нижнего эоцена.

Палеонтологически хорошо охарактеризован средний эоцен, обнаженный в средней части р. Саманис-хеви, правого притока р. Аркала.

В Тианетском районе средний эоцен выделен под названием ильдоканской свиты, сложенной в основном чередованием гипсоносных глин, мергелей и песчаников. К верхнему эоцену относятся чекураитгорские слои и нижняя часть свиты кинта, сложенная чередованием глин и песчаников.

Олигоценовые осадки здесь представлены майкопскими отложениями.

На Грузинской глыбе палеоцен, нижний и средний эоцен выражены известняками, верхний же мергелями, а олигоцен глинами и песчаниками майкопа. На Грузинской глыбе мощность эоцена 200-250 м, а олигоцена 150-600 м и больше.

Наиболее полный разрез палеоцена и эоцена наблюдается в Лечхуми. В Сарепкельском разрезе, по И. Качарава /1944/, наблюдается следующая последовательность пород: 1/ Толстослоистые кристаллические известняки - датский ярус, 2/ Известняки плотные, белые с литотамниями - палеоцен, 3/ Известняки с дискоциклинами - н. эоцен, 4/ Известняки с нуммулитами - лютетский ярус, 5/ Известняки с морскими ежами - верхи среднего эоцена, 6/ Фораминиферовые мергели и известняки /горизонт агви/ - в. эоцена, 7/ Трансгрессиивный майкоп - олигоцен - нижний миоцен.

В Абхазии средний эоцен выражен то известняковой фацией с нуммулигидами, то мергелистыми известняками с микрофораминиферами.

В мовкской скважине были пересечены известняки с нижнеэоценовой микрофауной. Аналогичные слои наблюдаются всюду в Абхазии, Мегрелии и Лечхуми.

Верхний эоцен в Западной Грузии обычно представлен лиролепсовыми и фораминиферовыми мергелями, которые в Лечхуми замещены известняковой свитой агви.

Олигоцен повсюду в Грузии представлен в глинисто-песчанистой фацией. В пределах Дзирульского массива он ложится на кристаллический субстрат, где его мощность не более 100-200 м, а в долине Курь мощность толли местами доходит до 1000-1500 м.

В Аджаро-Триалетской складчатой системе верхний эоцен представлен различными фациями. В Триалетии он сложен глинисто-песчанистыми осадками, а в Аджарии - вулканогенными породами /адигенская свита/.

Олигоценовые отложения распространены только по северной и южной перифериям системы. Максимальная мощность олигоцена в районе Тбилиси доходит до 2000-2500 м.

Верхний эоцен в Болнисском районе своеобразный. Там над лиролепсовыми слоями залегают так называемые асуретские конгломераты, гальки которых сложены породами главным образом среднего эоцена.

Выше следуют песчаники с нуммулитами, а затем майкоп.

В южной части Карталинской депрессии за майкопской серией следуют полимиктовые песчаники мощностью до 500 м с фауной сака-

реульского и коцахурского горизонтов нижнего миоцена.

Тархан в Тинисхидском разрезе сложен песчаниками и известняками с остреями /"известняки с устрицами"/.

Выше всюду в Грузии широко развиты песчаники и глины внизу с чокракской фауной, а в верхней с окаменелостями конкского горизонта.

Нижний и средний сармат тоже широко развиты в пределах Грузинской глыбы.

В Джавской синклинали сармат местами перекрывает байос.

Широко развиты миоценовые осадки также в Рачинско-Лечхумской, Мегрельской и Абхазской депрессиях.

В Колхидской низменности, по данным скважин, низы миоцена отсутствуют и мэотис непосредственно лежит на более древних породах. Широким распространением пользуются сарматские осадки и в Гурийской синклинали, а также в Имеретии.

В Ахалцихской депрессии и в Джавахетии сармату, по видимому, соответствует часть кисатибской серии.

Низменная часть Абхазии, Мегрелии и Гурии в плиоценовое время была занята озерами-морями, в которых отлагались глины, песчаники и конгломераты, а в Восточной Грузии эквивалентные образования представлены мио-плиоценовыми песчаниками, глинами и конгломератами напхорской серии. Мощность этих образований исчисляется сотнями метров. Далее, к востоку, в верхах плиоцена выделяются фаунистически охарактеризованные акчагыл, куяльник и ашперонский ярус.

В Колхидской низменности, по данным скважин, мэот состоит из чередования глины и песчаников; последние с большим несогласием перекрывают разные горизонты мела и палеогена.

В Гурийской синклинали мэотис залегает то на среднем сармате, то на более древних осадках. Это явление связывается с аттической фазой тектогенеза. Мощность мэотических осадков 250-300 м.

Понт вскрыт скважинами в Колхидской низменности, где он с угловым несогласием лежит на мэотисе, среднем зоцене, а местами и на верхнемеловых известняках. Это несогласие связывается с кобистанской орофазой.

Отложения киммерийского яруса тоже трансгрессивно налегают на более древние породы.

В район курорта Бичвинта к киммерийскому ярусу относится толща конгломератов, переходящая в бичвинтские конгломераты.

В Колхидской низменности киммерийский ярус представлен глина-

ми и песчаниками. В Гурии он наблюдается в окрестностях с. Спотие, а также в Кобулет.

Распространение осадков куяльницкого яруса встречаются в бассейне р. Гализги. В районе южной известняковой полосы Мегрелии этот ярус полностью отсутствует, в Колхидской же низменности он согласно перекрывает киммерийские осадки.

Куяльницкий ярус трансгрессивно перекрывается гурийскими слоями. В конце куяльницкого века произошло резкое уменьшение объема бассейнов, что, по-видимому, было вызвано предгурийской орографией.

Гурийские слои были вскрыты и в Колхидской низменности. Мощность этих осадков там доходит до 150 м. Представлен ярус чередованием глин и песчаников.

В Восточной Грузии плиоцен в основном выражен континентальными осадками.

В Тирифоново-Мухранской депрессии выделяется душетская серия, представленная конгломератами и глинами с прослоями песчаников. Мощность ее 100-1000 м. Серия эта в восточном направлении непрерывной полосой тянется до Цивгомборского хребта, где согласно перекрывает верхний сармат. Там эти конгломераты /аналог душетской серии/ перекрываются местами несогласно алазанской серией.

По А. Джанелидзе /1950/, цивгомборские конгломераты и алазанская серия относятся к континентальным осадкам с диапазоном возраста от среднего сармата до акчагыльского яруса включительно.

Выше развит апшеронский ярус в морской фации; он в районе нижнего течения р. Иори согласно налегает на акчагыльские осадки.

К мио-плиоцену относят годердзскую /кисатибскую/ туфогенную серию, а также андезито-дацитовые покровы, широко распространенные в юго-восточной части Грузии.

Г. Заридзе /1948/ в палеозойских вулканогенных образованиях республики различает:

- а/ Метаморфизованные сланцы - нижний палеозой,
- б/ Основные и ультраосновные породы - нижний палеозой,
- в/ Гранитоиды, порфириды - нижний палеозой и
- г/ Габбро-диабазы, порфириновые породы - верхний палеозой /постгерцинские вулканические породы/.

Вдоль Главного хребта субстрат, сложенный вышеотмеченными породами, тектонически наиболее приподнят и, являясь водоупорным горизонтом, разобщает подземные воды водоносных образований северного и южного склонов хребта. Верхняя, выветренная часть субстрата сильно трещиновата и поэтому является водоносной. Аналогичное явление наб-

лядается и в областях Дзирульского, Храмского и Локского массивов.

Молодые вулканические тела, пользующиеся большим развитием в республике, вызывают интерес в том отношении, что с ними связаны углекислые газы.

На южном склоне Кавказского хребта известны потухшие вулканы: Малая и Большая Непискало, плато Кели, Эрмани, Фидерхох, Цители дзир, Миллиона, Кабарджина и др. Позднечетвертичные эффузивы наблюдаются также в пределах Кельского нагорья.

К молодым эффузивам относятся лавы, слагающие Ахубатское плато в западной части Кельского нагорья, где известны покровы лав клинообразной формы между реками Эрмадон и Ходжа.

В Казбекском массиве установлено четырехкратное излияние лав; местами эти покровы чередуются с ледниковыми образованиями. Состав лав разнообразный; наблюдаются покровы гиперстенового андезита и гиперстенового-роговообманкового трахитацита.

В северной части Юго-Осетии установлены позднечетвертичные лавы: Настипуб, Цители-хати и Кного.

В пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы известно значительное количество выходов углекислых минеральных вод: Боржом, Цагвери, Либани, Маджарцкали, Митарба, Тимотесубани, Вардевани, Зваре, Ахалцихе, Вардзия и многие другие. Эффузивные излияния наблюдаются в Боржомско-Бакурианском районе и в Гурии. В Гурии они прослеживаются в виде базальтовых лав в верхнем сармате Джумати, Мамати и др.

Лавы плато Дабадзвели Бакурианского района, по Н.Схиртладзе / 1952 /, верхнемиоцен-нижнеплиоценового возраста.

В Бакурианском районе имеются и верхнеплиоценово-голоценовые лавовые покровы, центр излияния которых расположен в окрестностях Бакуриани. Конус этого лавового покрова сложен из пепла и пемзы; немало там шлаков и вулканических бомб. Лавы относятся к пироксеновым андезитам.

Второй центр излияния известен в Цихиджварском районе; расположен он на высоте 860 м и связан с блордзо-кодианским взбросо-надвигом широтного простирания. Там также представлены андезиты.

В районе с.Тонети, в пределах верхней части р. Гуджаретис - цкали к Тонетско-Бакурианскому надвигу приурочен центр излияния вулкана Саргвави, давшего молодой гуджаретский лавовый поток гиперстеново-андезитового состава.

В Юго-западной части Аджарии, в Кедском районе известны вы-

ходы утлекислых намонастревских, Гома-сакаджинских минеральных источников. В с. Гоме, расположенном между бассейнами рек Тбети и Мериси, наблюдаются молодые лавы щелочных трахитов.

В пределах Артвинско-Болнисской глыбы к верхнемиоценово-нижнеплиоценовому вулканизму относят годердзскую /кисатибскую/ серию, верхняя часть которой представлена лавовыми покровами, а нижняя — туфообломочными образованиями. Широко распространены они в южной части Грузии. На участке Годердзского перевала в кисатибской /годердзской/ серии встречаются туфы с линзами конгломератов, покровы андезито-базальтов и базальтов, крупнообломочные конгломераты, туфобрекчи, туфоконгломераты, андезиты и андезито-дациты. Мощность этих образований 900–1000 м. Характеризуются эти породы сильной фациальной изменчивостью.

В бассейне р. Уравели и Кисатибско-Чобаретском районе эта серия сложена в нижней части основными долеритами и андезитовыми пирокластолитами, а в верхней — андезитами, андезито-дацитами и их пирокластолитами. В ущелье р. Куры, начиная от Хертвиси до государственной границы республики, годердзско-кисатибская серия имеет почти меридиальное направление и хорошо видно, как она уходит под долеритовые лавы Ахалклакского плато. На размытой поверхности дислоцированной годердзской серии долериты залегают почти горизонтально.

Годердзская серия обнажается и в районах Абул-Самсарского и Кечутского /Джавакетского/ хребтов, вблизи с. Дашбаш.

На Гомаретском плато скважина пересекла белые туфы мощностью 32 м, которые, возможно, являются аналогами годердзской серии. В Ахалцхской котловине она лежит то на олигоцене, то на среднем эоцене.

В районе с. Дманиси наблюдается следующий разрез молодых вулканогенных образований:

1. Дислоцированные древние дациты Кечутского хребта,
2. Древние дислоцированные долериты и местами озерные отложения,
3. Молодые недислоцированные долериты Машаверского потока.

В цалкских долеритовых образованиях была обнаружена фауна аччагыльского возраста.

Возраст андезито-базальтовых и андезитовых песков ущелий рек Арами и Алгети, на основе Ворбикула, определен, как послепашеронский; но более древний, чем бакинский ярус. Исходя из этого, возраст цалкских и гомаретских основных эффузивов можно определить

как верхнеплиоценово-нижнеплистоценовый.

На основании палеонтологических данных возраст озерных отложений, залегающих над андезито-базальтами машаверского лавового потока, определяется как верхний плейстоцен.

Корни дебедачайских и машаверских лавовых покровов наблюдаются в Годореби, Шавнабада и Тавкветили.

Кечутские долриты тоже верхнеплиоценово-нижнеплейстоценовые.

Центр излияния этих лав расположен в южной части хребта.

Возраст долеритового потока р. Куры точно не установлен.

Эффузивы эти обнажены в окрестностях сс. Хертвиси, Саро, Хизабавра и др.

По-видимому, с этими вулканами связаны углекислые воды Аспиндзы, Уравели, Мраквали и других мест района.

Первая схема геотектонического районирования территории Грузии была предложена В. Ренгартеном /1941/. В дальнейшем, она уточнялась другими исследователями /А. Джанелидзе, 1950/.

П. Гамкрелидзе /1964/ на территории Грузии различает следующие крупные геотектонические единицы /см. тектоническую карту Грузинской ССР/:

1. Антиклиорий Главного Кавказского хребта, 2. Складчатая система Южного склона Большого Кавказа, 3. Грузинская глыба /межгорный прогиб/, 4. Аджаро-Триалетская складчатая система и 5. Артинско-Болниская глыба /Сомхитская/, 6. Локско-Карабахская слабо складчатая система.

Антиклиорий Главного хребта, как отмечалось, сложен герцинскими и каледонскими гранитоидами, кристаллическими сланцами докембрия и в основном аспидными сланцами лейаса. Он опрокинут на юг. Центральная зона антиклиория тектонически наиболее приподнята.

Далее, в южном направлении следует зона, отделенная от первой зоны "главным надвигом". По плоскости этого разрыва антиклиорий надвинут на южную зону; вертикальная амплитуда надвига измеряется километрами.

Зона Южного склона сложена в основном флишем юры и мела. Она осложнена разрывами. Южная граница в восточной части ограничена орхезским надвигом. В западном направлении граница проходит вдоль

северного крыла рача-лечхумской синклинали. Далее она тянется вдоль северной окраины комплекса горы Асхи и северной известняковой полосе Мегрелии и Абхазии, где наблюдается тектоническая ступень, связанная с глубинным разломом.

В складчатой системе Южного склона различаются следующие геотектонические зоны:

1. Казбегско-Лагодехская, сложенная глинистыми сланцами нижней и средней юры,
2. Чхалтинско-Лайлинская метаморфизованная серия верхнего палеозоя - триаса и
3. Гагрско-Джавская, сложенная порфиритовой свитой байоса и карбонатными осадками верхней юры, мела и палеогена. Внутри зоны известны разрывы мелкого масштаба /см. карту/.

Чхалтинско-Лайлинская зона приподнята; в сводах крупных антиклиналей обнажается дизская серия. Воздымение обусловлено батской орофазой. Это вызвало разделение геосинклинали Южного склона на Абхазскую и Местийско-Тианетскую части.

В этой зоне выделяются и более мелкие геотектонические единицы, как, например: Местийско-Тианетская, которая делится на Шовско-Пасанаурскую, Жинвальско-Гомборскую и Алазанскую подзоны; отделены они друг от друга обычно надвигами.

По Н. Вассоевичу /1930/, Алазанская подзона, которая до плиоценового времени представляла непосредственное продолжение Шовско-Пасанаурской подзоны, в плиоцене погрузилась.

По А. Джанелидзе /1950/, Алазанская долина представляет собой глыбу.

В Гагрско-Джавской зоне, которая сложена мощными карбонатными породами, различаются следующие подзоны: Абхазская, северная подзона порфиритовой юры, южная подзона порфиритовой юры, Амзарско-мухурская, Рачино-Лечхумская синклинали и Сочинская зона.

Абхазская подзона сложена мощными известняками верхней юры и мела, порфиритовой свиты байоса и терригенным лейасом.

Северная подзона порфиритовой юры с запада ограничивается Туапсе-Новороссийской флишевой зоной, а южная граница проходит вдоль северного крыла рача-лечхумской синклинали, где фиксируется краевой надвиг.

Южная геотектоническая подзона сложена порфиритовой свитой байоса, угленосным батом, пестроцветной свитой верхней юры и меловыми известняками.

Цхинвали- Джавский район после палеогена стал составной частью Тирифоно-Мухранской зоны Грузинской глыбы.

Рачинско-лечхумская синклиналь зародилась в результате батской орофазы. Северное крыло складки крутое. Здесь наблюдаются краевые складки, осложненные надвигами.

Амзарско-Мухурская подзона сложена карбонатными осадками мела и эоцена и терригенным олигоценом. Эти отложения узкой полосой тянутся от Гагры до бассейна р.Техури.

Сочинская подзона Гагрско-Джавской зоны в основном сложена палеогеновыми и частично меловыми осадками.

После каледонской складчатости на Кавказе можно различить следующие геотектонические единицы:

1. Геосинклиналь Южного склона Большого Кавказа,
2. Закавказская геосинклиналь /по Ренгартену, плита/. Она охватывает остальную часть территории Грузии; в настоящее время в ней различаются: Грузинская глыба, Аджаро-Триалетская складчатая система и Артвинско-Болнисская глыба.

После герцинских орогенетических движений геосинклиналь еще более консолидировалась, а в лейасе северная и южная периферии плиты начали погружаться.

В батское время в результате складкообразования произошли следующие изменения. Южная периферия геосинклинали Южного склона припаялась к Грузинской глыбе /И.Кахадзе/, хотя, по П. Гамкредидзе, произошла не консолидация, так как часть этого склона и раньше представляла собой жесткое тело.

В альбе на территории, ныне занятой Аджаро-Триалетской складчатой системой, образовалась геосинклиналь /П.Гамкредидзе, 1949/. По И. Кахадзе, антикавказская геосинклиналь существовала и в доальбское время. В этом геосинклинальном бассейне в виде островов выступали Храмский, Локский и Артвинский массивы. Батской фазой Локский и Храмский массивы были объединены и, таким образом, образовалась Артвинско-Болнисская глыба. В это же время в бассейне р. Гуджаретисцкали тектоническое движение обусловило направление стока подземных вод в стороны Каспийского и Черноморского бассейнов.

Резкие изменения палеогеографической картины произошли после олигоцена. В геосинклиналях образовались хребты, а Грузинская глыба, опустившись, покрылась морем.

Грузинская глыба делится на 3 зоны: 1. Зона западного погружения /Колхидская зона/, 2. Зона восточного погружения /Карталинская или молассовая зона/ и 3. центральная зона поднятия - Дзируль-

ский кристаллический массив.

В зоне западного погружения выделяются: Колхидская, Гудаутская, Самурзаканская, Одишская, комплекс горы Аси и Кутаисская подзоны.

По данным глубокого бурения, в Колхидской низменности под мощными, местами около 400 м и четвертичными образованиями залегают слабо складчатый плиоцен мощностью до 2000 м. Он обычно трансгрессивно, с большим угловым несогласием налегает на мел. Мощность последнего доходит до 2000 м. Геофизическая разведка установила здесь наличие осадков юры значительной мощности.

Одишская подзона с юга ограниченная эксской, сатанджойской, уртинской и абадатской брахиантиклиналями, а с севера – северной известняковой полосой Мегрелии, представляет предгорную синклиналичную депрессию, в которой обнажены мио-плиоценовые осадки, а в сводах брахиантиклиналей наблюдаются палеоген и верхний мел.

Кутаисская подзона в северной части охватывающая Южную Окрибу, сложена порфиритовой свитой байоса, а в южной – неогеновыми и палеогеновыми осадками. Она в западном направлении постепенно сливается с Колхидской зоной.

В Дзирульском массиве различаются складки доюрские и послемеловые, осложненные разрывами, преимущественно надвигами. Массив погружается как в восточном, так и западном направлении. Он водопупорен, за исключением самой верхней выветрелой части.

Карталинская депрессия восточнее меридиана г. Мцхета суживается, где и наблюдается соприкосновение складок кавказского и антикавказского направлений, при этом антикавказское направление складок сменяется кавказским /А. Джанелидзе/. Складки здесь опрокинуты на север.

Горийская опорная скважина до глубины 2391 м прорезала четвертичные и неогеновые образования, а ниже зашла в осадки мела /345м/, под которыми была вскрыта порфиритовая свита байоса. Эта подзона представляет собой сложную построенную синклиналию.

Тирифоно-Мухранская подзона в пределах Иорской долины сливается с Гарекхетинской подзоной, где она расширена и занимает место в пределах Иорского нагорья.

Восточнее Ширакской и Эльдарской степей подзона, сложенная молассами, суживается. Там местами в сводовых частях некоторых антиклиналей обнажаются майкопские глинны. По геофизическим данным и глубокого бурения, складки с глубиной выполаживаются и нередко затухают.

В западной оконечности Аджаро-Триалетской складчатой системы, у побережья Черного моря складки изгибаются и принимают направление Понто-Таврской системы. Видимая восточная граница системы наблюдается в долине р.Иори.

В южной части системы у с. Накалакеви слабо дислоцированная кисатибская серия трансгрессивно налегает на верхний мел, а вблизи с.Хертвиси наблюдается интенсивно сжатая и опрокинутая на юг антиклиналь, сложенная из осадков верхнего эоцена и кисатибской серией. Вдоль этой антиклинали проходит южная граница Аджаро-Триалетской складчатой системы.

В восточном направлении южнее опрокинутого на юг южного крыла телетской антиклинали дислоцированность слоев ослабевает. Далее эта граница, возможно, тянется по северному краю Кумисской депрессии.

Аджаро-Триалетская складчатая система сильнее опрокинута в сторону Грузинской глыбы, чем в Артвинско-Болнисском направлении. Складки северной зоны косо направлены к более пологим складкам Грузинской глыбы.

Гурийская подзона /синклиналь/ сложена осадками палеогена и неогена. В олигоцене она припаялась к Грузинской глыбе. Неогеновые осадки здесь слабо дислоцированы. Верхний эоцен фашиально близок к отложениям глыбы.

Вдоль северной границы Гурийской подзоны проходит надвиг, вдоль которого между сс. Сурами и Хидари верхний мел складчатой системы надвинут на средний миоцен Грузинской глыбы. Амплитуда надвига, по Гамкрелидзе, доходит до 3 км. Центральная геотектоническая зона складчатой системы тектонически наиболее приподнята. Этим объясняется сравнительно сильная дислокация осадков.

Северная граница зоны проходит по Мцхетско-Кавтискевскому надвику. Далее до Аджарии граница прослеживается местами вдоль северного крыла ахалцихской синклинали; дальше она переходит в ущелье р.Аджарисцкали.

Кавтискевская подзона сложена верхнепалеогеновыми и нижнемиоценовыми осадками. В районе с юга на север наблюдаются: атенская антиклиналь, охерская /вединско-хидиставская, по П.Гамкрелидзе/ синклиналь, сацхенисская антиклиналь и ховлейская синклиналь.

В Абастуманско-Бошурской подзоне палеогеновые осадки наиболее мощны. Мощность только среднего эоцена достигает здесь 3-4 км.

В отложениях с севера на юг выделяются: сацхенисская, боржомско-абастуманская, либанско-ацкурская, атенская антиклинали и

гвиргвина- баратхевская и цеми- двирская синклинали.

В Боржомском районе складки сундучнообразные.

В южной геотектонической зоне мощность вулканогенного среднего эоцена с запада на восток резко уменьшается, но отмечается возрастание мощности верхнепалеогеновых осадков. В окрестностях г. Тбилиси мощность среднего эоцена, по данным глубоких скважин, не более 600 м, тогда как олигоцен здесь весьма мощный /2,5 км/. Так же мощен здесь и верхний эоцен /1500-2000 м/.

Ахалцихская подзона представляет собой синклинорий, сложенный верхами среднего эоцена, верхним эоценом, олигоценом и миоплиоценом. Верхний эоцен представлен вулканогенными образованиями и терригенными осадками, а мио-плиоцен вулканогенный.

В пределах Ахалцихской депрессии выделяется ряд коротких складок, обычно опрокинутых в южном направлении, местами они разорваны надвигами.

Некоторые исследователи /И. Качарава и др./ Ахалцихскую депрессию считают частью Артвинско-Болнисской глыбы. Выявленные там гидрогеохимические условия подтверждают этот вывод.

Сартычальская подзона представляет собой продолжение Тriaлетской системы. Сложена она олигоценовыми и верхнеэоценовыми осадками, мощность которых доходит до 5 км. Расположена она между телетской антиклиналью и хведуретской синклиалью. В западной части подзоны наблюдается затухание некоторых складок /сабурталинской и лисской/.

Артвинско-Болнисская глыба в пределах Грузии охватывает Локский и Храмский массивы, Абул-Самсарский и Джавахетский хребты и северную часть Арсианского хребта. Артвинско-Болнисскую глыбу делят на Джавахетскую и Болнисскую зоны.

Джавахетская зона в основном сложена вулканогенной гондвандской серией и лавовыми покровами долеритов, базальтов и андезитодацитов.

Болнисская зона сложена верхнепалеозойскими, ниже- и среднеюрскими, верхнемеловыми, палеоцен-нижнеэоценовыми и среднеэоценовыми осадками. В ней различаются следующие подзоны: Храмская, Локская, Тетрицкар-Асуретская, Марнеульско-Поладаурская, Дманисско-Сагирская и Марнеульская /Тамкредидзе, 1949/.

Подзона Храмского массива со всех сторон ограничена разрывами сбросового характера и, таким образом, представляет собой горстообразное тело.

Тетрицкаро-Асуретская подзона примыкает к Храмскому массиву; отделяется она от него разрывом взбросового характера и охватывает бассейн р.Алгети к югу от телетской антиклинали. Южная граница подзоны следует по сбросу, который является границей с Маднеульско-Поладаурской подзоной. Последняя сложена верхнемеловыми известняками, флишем палеоцена и нижнего эоцена и дацитовыми лавами и туфобрекчиями. В восточной ее части, в районе г.Яглуджа широко развиты конгломераты мио-плиоцена.

В районе представлены покровы долеритовых лав, центр излияния которых расположен на Беденском хребте. Потоки эти слабо дислоцированы. Они перекрывают древние террасы р.Храми.

Тетрицкаро-Асуретская подзона в верхнем эоцене и олигоцене превратилась в предгорную впадину.

Маднеульско-Поладаурская подзона, расположенная между Храмским и Локским массивами, сложена мощной вулканогенной толщей верхнего мела, где наблюдаются складки широтного простирания.

Подзона Локского массива сложена гранитоидами и кристаллическими сланцами нижнего палеозоя, терригенным лейасом и порфиритовой свитой байоса.

Выдержанность складок и сильная дислоцированность слоев байоса заставили П.Гамкрелидзе /1949/ отделить данную подзону от Артвинско-Болнисской глыбы и отнести ее к Кировабадско-Карабахской зоне.

Дманисско-Сакирская подзона состоит из среднеэоценовых вулканогенных осадков, моноклинально падающих на юго-запад.

В Болнисской зоне, как отмечалось выше, верхнепалеозойские осадки, лейас и байос сильно дислоцированы и трещиноваты, а трансгрессивно налегающие на них вулканогенный верхний мел и средний эоцен являются грубообломочными и трещиноватыми; они вместе составляют единый водоносный комплекс.

Самая ранняя фаза альпийской складчатости древнекиммерийская установлена в Западной Грузии, где нижний лейас с базальным конгломератом залегает на дизской серии верхнего палеозоя и триаса. Лейасское море покрыло почти всю территорию Грузии, за исключением массивов Дзирульского, Храмского и Локского.

В среднеюрское время продолжалось прогибание геосинклинали Южного склона вместе с Грузинской глыбой, за исключением только Дзирульского массива и Очамчирского района. Подводные вулканические излияния в это время происходили на южном склоне Кавказского хребта, ближе к Грузинской глыбе, как предполагают, вследствие глубинного разлома, по плоскости которого происходили излияния лав, здесь мощность байоса наибольшая.

Движение, начатое в верхнем байосе, усилилось в бате и закончилось в предкелловейское время; создались благоприятные условия для накопления угленосных толщ.

В батском бассейне образовались кордильеры; параллельно произошло разделение геосинклинали Южного склона на восточный и западный бассейны, которые частично были разобщены друг от друга узкой сухой, расположенной между Местийско-Трианетской зоной и Мамисонским перевалом. Эта часть территории Грузии и в настоящее время является тектонически наиболее приподнятой. Она и тогда определяла направление стока подземных вод.

Из батских кордильер обращает на себя внимание одна — довольно длинная, которая начиналась от хребта Кацирха /Абхазия/ и протягивалась далеко на восток.

На Южном склоне верхнеюрские осадки в фации флиша согласно следуют за батскими осадками. На южной же окраине склона в сводовых частях кордильер, сложенных породами порфиритовой свиты байоса, верхнеюрские глинисто-песчаные слои, обычно, не наблюдаются; здесь водоносная средняя юра и водоносный нижний мел гидрогеологически объединены.

Начатое в келловее погружение продолжалось и в окофорде. В результате произошло расширение как самих геосинклинальных бассейнов, так и заливов.

В результате андийской орофазы нисходящие движения скоро сме-

нялись восходящими. В нижнем лузитане ближе к кордильерам образовались барьерные коралловые рифы; южнее же располагались прогибы лагунно-континентального характера. В них в течение кимериджа и титона отлагались пестроцветные гипсоносные осадки, в дальнейшем ставшие водоупорным горизонтом.

В нижнем мелу началась трансгрессия моря; она усилилась в барреме. В геосинклинали продолжалось накопление карбонатных пород в пелагической фации, которые на Грузинской глыбе замещены мелко-водной известняковой фацией.

В альбе накопились водоупорные глинисто-мергелистые образования.

Таким образом в течение нижнего мела юрские структуры с погребенными морскими водами с водоупорной покрывкой из пестроцветной свиты в. юры еще более погрузились и перекрылись более или менее мощными неокомскими известняками и аптскими и альбскими водоупорными глинами и мергелями.

Сеноманское время ознаменовалось тем, что местами на дне моря происходили вулканические извержения.

В туроне полностью перекрывается морем Дзирульский массив. В коньяке, сантоне и маастрихте образовались плитчатые известняки. Мощность турона в Аджаро-Триалетии и на Артвинско-Болнисской зоне доходит до 500 м. На Грузинской глыбе и в Гагрско-Джавской зоне максимальная его мощность не превышает 40 м. Мощность вулканогенного верхнего турона и коньяка на Артвинско-Болнисской глыбе варьирует в пределах 400 и 1000 м.

В сантоне происходило накопление известняков и только на Артвинско-Болнисской глыбе вместе с органогенными породами наблюдаются и вулканогенные образования.

Размыв осадков нижнего сантона, наблюдающиеся на гориджварско-хведуретской антиклинали /несогласное налегание кампана и маастрихта/, связывается с субгерцинским тектоническим движением.

Палеоген трансгрессивно залегает на датском ярусе, а местами на верхнемеловых известняках в пределах сводов антиклиналей. Это указывает на проявление ларамийской орогенетической фазы. В связи с этим осадки батских структур стабилизировались и стали трещиноватыми. Началось формирование палеозойско-триас-нижне- и среднеюрского водоносного комплекса и верхнеюрского водоупорного горизонта.

В течение мела и начала палеогена древние сингенетические морского типа воды юрской формации находились в условиях статического

режима. Известно, что после ларамийской орофазы северная часть геосинклинали Южного склона оказалась выше уровня моря. Этим было обусловлено становление будущей основной области питания подземных вод юрской формации и условия для формирования пресных вод. После субгерцинской и ларамийской фаз тектогенеза, по всей вероятности, произошел отжим сингенетических древних вод из меловых известняков и формирование водоупорного известнякового горизонта. В палеоцене началась трансгрессия моря, которая продолжалась до середины среднего эоцена. В это время почти вся Грузия, за исключением северной ее окраины и Дзирульского и Урамского массивов, была залита морем.

В пределах Грузинской глыбы нижнепалеогеновые осадки представлены в известняковой фации, а в Аджаро-Триалетской геосинклинали боржомским флишем и вулканогенным средним эоценом.

В Аджаро-Триалетии в верхах среднего эоцена залегают "конгломераты запутанного напластования"; это показатели того, что в это время имело место складкообразование /триалетская орофаза/. Верхний эоцен обычно трансгрессивен. Эта фаза местами отмечается и на южном склоне Кавказского хребта. Триалетская орофаза была слабой и поэтому она не смогла вызвать коренных изменений в гидрогеологической и гидрогеодинамической обстановок. В это время происходит некоторое возрастание площади северной суши и стабилизация верхне меловых осадков; карбонатные осадки должны быть превратились в непористые известняки /диогенез/.

В предолигоценое время произошло складкообразование /новопиренейская орофаза/. В это время каких-либо существенных изменений в палеогеографии Грузии не произошло, если не принять во внимание поднятие районов Цхалтубо и Ахалиафони, где в настоящее время имеются крупные очаги разгрузки подземных вод. В это время оказались выше уровня моря и районы Накалакеви и Вардзия, где ныне с верхнемеловыми известняками связаны выходы солено-щелочных вод.

В майкопское время море было сосредоточено, в основном, в пределах Грузинской глыбы. В нижнем миоцене продолжалась регрессия моря; в чокраке она сменилась трансгрессией. В результате всего этого в пределах геосинклиналей Южного склона и Аджаро-Триалетии возникли горные хребты; море располагалось только в межгорной молассовой зоне.

Артвинско-Болнисская зона после дата испытала поднятие и только ее восточная и западная периферии остались под водным покровом.

В среднем эоцене суша эта значительно сократилась, но в верхнем эоцене она вновь расширилась. Олигоценное море продвинулось значительно в сторону западной части глыбы.

Нижнепалеогеновые терригенные и верхнемеловые карбонатные и туфогенные осадки в течение верхнего палеогена дважды испытали складкообразование. В результате в них произошло захоронение хлористых вод, а в известняковой фации породах, по видимому их отжатие.

Болнисская глыба, за исключением ее восточного окончания и северной части, в течение палеогена и нижнего миоцена была приподнята. Суша эта сложена была, в основном, карбонатно-туфогенными осадками верхнего мела, которые, в это время как нетрещиноватые, представляли собой водоупор.

В нижнем миоцене морской режим сохранился только местами. Поэтому к концу этого времени в западной части Джавахетской и в восточной части Болнисской глыб древние основные водоносные образования были перекрыты мощными, в общем, водоупорными верхнепалеогеновыми и нижнемиоценовыми осадками. Они находились в условиях полной гидрогеологической закрытости.

Хадумский горизонт на крыльях экской, накалакевской и уртинской брахиантиклиналей и в северо-западной части антиклинали Сатаджо трансгрессивно перекрывает эоценовые мергели, а местами верхнемеловые известняки. До олигоцена эти породы были перекрыты верхнеэоценовыми водоупорными мергелями. В это время верхнемеловые и нижнепалеогеновые известняки, по видимому, как непористые и нетрещиноватые, представляли собой водоупорный горизонт. Поэтому к началу нижнего миоцена доверхнемеловые водоносные образования депрессии остались гидрогеологически закрытыми.

Штирийская фаза усилила трещиноватость юрских слоев. Это явление коснулось и нижнемеловых известняков. В результате они приобрели коллекторское свойство. Возможно, что с этого времени и началась слабая миграция юрских сингенетических погребенных морских вод в нижнемеловые известняки через межформационные гидрогеологические окна. Как отмечалось выше, в сводах батских кордильер эти породы породы обычно трансгрессивно залегают на портифиритовой свите байоса, а в синклиналиях между ними расположена водоупорная глинисто-песчаная свита верхней юры. Поэтому в кордильерах байос и нижний мел, надо полагать, гидрогеологически сообщались друг с другом.

Западнее р. Гумиста и в Лагодехском и Ахметском районах, как известно, верхняя юра представлена известняками. Поэтому надо полагать, что и там после отмеченной орофазы установилась гидрогеологическая связь между байосом и более древними осадками мезозоя и нижним мелом через трещиноватые известняковые слои верхней юры. Впервые здесь верхнепалеозойско-триас /?/ - юрско-нижнемеловой комплекс стал единым водопроницающим. Хлоридные воды верхнемеловых известняков не могли мигрировать в нижнемеловые, так как между ними располагался водоупорный средний мел; верхнемеловые известняки в это время, по-видимому, еще не были трещиноватыми и поэтому представляли водоупорный горизонт. Впервые в Грузии установилась гидравлическая связь между метеорными инфильтрационными водами северной суши и древними водами юрской и нижнемеловой формаций. /Воды последних впервые приобрели напор/. Однако инфильтрованная в то время метеорная вода не могла повлиять на режим погребенных морских вод древних структур Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб, а также Аджаро-Триалетии, так как они перекрыты были водоупорными осадками палеогена и верхнего мела, тем самым отсутствовали условия для сквозного движения воды. После штирийской орофазы в нижне-сарматское время Окрибское поднятие сочленяется с Дзирульским массивом. Это вызвало изоляцию Колхидского и Карталинского бассейнов, чем и был обусловлен сток подземных вод в стороны Черного и Каспийского морей. В среднем сармате каких-либо существенных изменений в палеогеографии Грузии не произошло.

В конце среднего сармата тектоническое движение вызвало омеление моря, в связи с этим началось накопление грубообломочного материала.

Особенно сильной была аттическая /предмэотическая/ орофаза. После этого вся центральная часть Грузии превратилась в сушу; Дзирульско-Окрибское поднятие объединяется с Южным склоном. Весьма возможно, что в это время произошло слияние Гуджаретского поднятия с Дзирульским, Храмским и Локским поднятиями. В связи с этим начался сток подземных вод в сторону Черного и Каспийского морей.

За аттической орофазой последовало формирование брахиантиклиналей Мегрелии и Абхазии, а также складок квалонской, чаладидской, малтаквинской и др. После этого началась в верхнемеловые и нижнепалеогеновые известняки, к этому времени уже трещиноватые.

В Колхидской зоне, исключая иخالтубский и ахалиафонский районы, которые, начиная с олигоцена, представляли собой сушу, в ос-

тальной части зоны морской режим сохранился до конца миоцена. Тиррифоно-Шидахетинская суша, сложенная меловыми осадками, образовалась в конце датского века. Она, перекрытая глинистыми миоценовыми осадками, осталась гидрогеологически навсегда закрытой. То же самое наблюдается и в пределах западного погружения Грузинской глыбы, в западной части Джавахетской зоны и в восточной половине Болнисской, где морской режим просуществовал до конца миоцена. Таким образом к началу плиоцена на глыбах и в Аджаро-Триалетской складчатой системе все основные водоносные образования оставались гидрогеологически закрытыми. Но после мезотической трансгрессии брахиантиклинали сильно размылись. Известно, что в пределах квалонской антиклинали мезотис мватами лежит непосредственно на известняковом верхнем меле; в результате образовалось межформационное гидрогеологическое окно. Последнее скоро перекрылось плиоценовыми, в общем, водоупорными осадками.

В понтическое время после складкообразования брахиантиклинали Центральной Мегрелии и Абхазии оказались выше уровня моря; начался размыв свода брахиантиклиналей. Эта орофаза усилила трещиноватость пород в древних структурных этажах.

В плиоцене происходит общая регрессия моря, но местами наблюдаются и трансгрессии.

К концу плиоцена, по Варданянцу /1948/, абсолютные отметки Главного хребта не достигали и 1500 м. На слабое расчленение рельефа указывают миндельские морены; как известно, они лежат на поверхности слабо эродированных слоев. Продукты размыва хребтов в основном накапливались в пределах Колхидской низменности и Гаре-Кахети.

Верхнемеловые и нижнепалеогеновые известняки после роданской и кобистанской орофаз окончательно приобрели коллекторские свойства. В условиях статического режима они содержали эпигенетические хлоридные воды. В пределах же Болнисской глыбы, исключая ее северную и восточную части, в восточной половине Джавахетской зоны, а также в Цхалтубском и Ахалиафонском районах из карбонатных осадков верхнего мела и нижнего палеогена происходила разгрузка древних эпигенетических хлоридных вод.

Таким образом к концу плиоцена в депрессиях Грузии древние воды во многих местах находились в условиях застойного режима.

Установление даты воздымания накалакевской, экской, уртинской и других брахиантиклиналей и обнажения на их сводах известняков верхнего мела и палеогена имеет большое значение для выяснения вопроса о том, когда началась разгрузка морских вод из известняков

Мегрельской и Абхазской предгорных синклиналей. В связи с этим интересно отметить, что на южном крыле экской антиклинали палеоцен и нижний эоцен, представленные в известняковой фации, следуют за датским ярусом. Такая же картина наблюдается и в пределах уртинской антиклинали и в Абхазии, где верхнемеловые известняки выше несогласно сменяются танетским ярусом. В олигоценное время море было сосредоточено в пределах переходной зоны и на Грузинской глыбе. В окрестностях сел. Мухли в пределах известняковой полосы майкоп лежит прямо на неокомских известняках, при этом олигоценная трансгрессия коснулась только южной границы складчатой системы Южного склона; там майкоп залегает на юрских осадках; в западной же части западного погружения Грузинской глыбы на верхнем эоцене хадумский горизонт покоится согласно; на крыльях же экской, накалакевской и уртинской брахиантиклиналей и по северо-западной периферии антиклинали Сатанджо он трансгрессивно лежит на эоценовых, а местами на верхнемеловых известняках. Видно, что пиренейская орофаза приподняла, а олигоценная трансгрессия глубоко размывала сводовые части брахиантиклиналей местами до верхнемеловых известняков. Выше отмечалось, что на сводах квалонской и кулевской брахиантиклиналей мезотические осадки с большим угловым несогласием залегают на меле. Несмотря на это разгрузка вод из верхнемелового — нижнепалеогенового водоносного горизонта не могла произойти из-за отсутствия в известняках в то время трещин.

Таким образом, к концу плиоцена условия не были благоприятными для разгрузки хлоридных вод из верхнемелового — нижнепалеогенового известнякового горизонта брахиантиклиналей. В результате валахской орофазы меловые известняки, особенно же нижнемеловые стали трещиноватыми и тем самым приобрели коллекторские свойства. Параллельно шло становление верхнемелового — ниже-палеогенового известнякового водоносного горизонта на Грузинской глыбе и известняково-терригенного водоносного комплекса в Аджаро-Триалетии и в пределах Артвинско-Болнисской глыбы. В них началось накопление хлоридных вод, отжатых из соседних терригенных осадков.

В это время испытала складкообразование и алазанская серия. В результате образовалась крупная антиклиналь в пределах Цивгомборского хребта и широкая синклиналь в Алазанской долине.

В области рачинской синклинали имело место поднятие в Шаорской котловине и на Шмерском плато. Местность здесь приподнялась приблизительно на 400 м. Продолжалось поднятие и на Южном склоне. Возобновились перемещения по плоскости Главного надвига. Это спо-

собствовало проникновению метеорных вод в породах Антиклинория и северной части Южного склона. Последние в дальнейшем являлись основной областью питания подземных вод водоносных горизонтов и комплексов складчатой системы и депрессии. Дизъюнктивного характера нарушения имели место и в течение плейстоцена. Надвиги и другие дизъюнктивные дислокации наблюдаются между Грузинской глыбой и складчатыми системами /Орхевский, Сурамско-Гокишурский, Горийско-Сахвларский надвиги и др./.

Аджаро-Триалетская складчатая система после валахской фазы тектогенеза значительно приподнялась; вдоль ее гребневой части располагалась основная область питания подземных вод. То же самое наблюдается и на Грузинской глыбе; в районе Дзирульского массива большая глубина эрозионных врезов /до 300 м/ также является показателем поднятия. В результате валахской орофазы образовались и депрессии: Колхидская, Карталинская и Алазанская.

Как выясняется, после этой орофазы впервые создались благоприятные гидродинамические условия для миграции подземных вод и их разгрузки. Древние эпигенетические воды верхнемелового -нижнепалеогенового известнякового горизонта предгорных синклиналей начали разгружаться из пород, обнаженных на северных крыльях брахиантиклиналей Абхазии, Мегрелии и Имеретии. То же самое явление имело место на Цхалтубском, Ахалиафонском и Гагрском участках, но на участках Монахеакварских и Гагрских грифонов разгрузка хлоридных вод из нижнемеловых известняков не происходила, так как своды антиклиналей были перекрыты среднемеловыми водоупорными слоями.

В валахское время южная часть Гагрского известнякового массива была покрыта осадками среднего и нижнего плиоцена и таким образом все основные водоносные образования там были перекрыты водоупорным чехлом. Массив обнажен был только в пределах сводов бзыбской и ахалиафонской антиклиналей, где и происходила разгрузка хлоридных вод. Грифоны в эту эпоху располагались северо-восточнее, ближе к складчатой системе. Они, по всей вероятности, были менее мощными в то время из-за менее благоприятных гидрогеологических и гидродинамических условий. В пределах остальной части погружения Грузинской глыбы все основные водоносные образования были перекрыты мощными, в общем, водоупорными осадками. Морской режим здесь продолжался до киммерийской эпохи. В это время в верхнемеловых и нижнепалеогеновых известняках коллекторское свойство возросло.

Валахский тектогенез впервые вызвал разгрузку хлоридных вод из верхнемелового – нижнепалеогенового водоносного горизонта в пределах центральной полосы депрессии западного погружения Грузинской глыбы. Более древние осадки там, по-прежнему, находились в условиях полной гидрогеологической изоляции. Происходила разгрузка погресенных эпигенетических вод мегрельской и абхазской предгорных синклиналей из верхнемелового– нижнепалеогенового известнякового горизонта, и из верхнего палеогена и неогена; однако этот процесс в последних осадках, как значительно менее проточных, не мог протекать интенсивно.

В западной части Джавахетской зоны морской режим наблюдался и в нижнем плейстоцене. В восточной части этой зоны подземные воды всех основных водоносных образований находились в состоянии статического режима. Примерно, аналогичная картина наблюдалась и в восточной части Болнисской зоны; в западной части которой располагалась суша.

В конце нижнебакинского времени в результате калинского /паденского/ движения произошло складкообразование нижнечаудинских слоев. Параллельно с поднятием складчатой системы произошло погружение Одитской и Колхидской депрессий, а также Караязско–Марнеульской равнины.

Возможно, что Тагрско–Калдахварский и Квалонский сбросо–надвиги, в сложении которых принимают участие плиоценовые осадки, произошли в это время. Развились Орхевское, Сурамо–Токишурское, Горийско–Сахларское, Дзегвско–Ачальское и др. нарушения.

Воздымание складчатой системы Южного склона и Антиклинория в это время было настолько сильным, что оно вызвало оледенения. В конце нижнего плейстоцена тектонические движения еще более усилились. Палеореки /Хобисцкали, Мунчия, Циви, Джуми и др./ врезавшись в известняковую полосу Мегрелии, Абхазии, вызвали усиление разгрузки вод верхнемеловых известняков из северных крыльев брахиантиклиналей. Возможно, что в это время произошли и разломы, фиксируемые в пределах Накалакеви, Вардзия и Болниси, с которыми связаны выходы минеральных источников.

В пределах Болнисской глыбы, в частности жв на участке Болнисского углекислого минерального источника разгрузка вод из верхнемеловых известняков и туфогенов усилилась. В период калинской орофазы на Цхалтубском участке, по-видимому, образовалось гидрогеологическое окно в нижнемеловых известняках; в связи с этим и началось разгрузка хлоридных вод из этого горизонта. Впервые это явление коснулось западного погружения Грузинской глыбы. В среднем плей-

стоцеце / древнеэввинско- узунларско- карангатское время/ продолжались эпирогенетические движения; на Южном склоне оно вызвало рисское оледенение.

Перед верхним плейстоценом произошло еще одно поднятие, с которым связано вюрмское оледенение. В новоэввинское время воздымания структур продолжались; в долинах накапливались моренные отложения бхльского возраста. В древнечерноморское время /первая половина голоцена/ произошла трансгрессия моря, закончившаяся в новочерноморское время; уровень моря тогда располагался на 5-6 м выше современного.

В результате валахской и калинской орофаз трещиноватость в породах сильно возросла. Параллельно происходила денудация осадков, особенно, на сводах брахиантиклиналей. Это вызвало расширение гидрогеологических окон в Цхалтубо, Ахалиафони и др. В связи с этим действия грифонов усилились. Тектонические движения сопровождались нарушениями дизъюнктивного характера; они проявились в сводовых частях складок, где располагались очаги разгрузки подземных вод. К этому времени относится образование грабена в бассейне Черного моря.

Гидродинамическая обстановка стала более благоприятной для разгрузки подземных вод, особенно верхнемелового- нижнепалеогенового горизонта / см. разрез /. Это имело место на северных крыльях брахиантиклиналей, ближе к сводам ахалиафонской, сухумской, сатанджойской, уртинской, экской и накалакевской брахиантиклиналей. Область питания этих вод располагалась вдоль северной известняковой полосы. В связи с этим разгрузка древнепогребенных эпигенетических морских вод из верхнемелового- нижнепалеогенового известнякового горизонта синклиория, начавшаяся с конца нижнего плейстоцена, резко усилилась в голоцене. В данное время там движется исключительно современная метеорная инфильтрационная вода, аналогичная Накалакевидзвели

$$\text{N}_2 \text{ M}_{0,4} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 8 Cl 18 S O}_4 \text{ I4}}{\text{Ca 49 Na 36 Mg I5}} /.$$

По видимому, в течение среднего и верхнего плейстоцена были обнажены верхнемеловые известняки на Накалакевском участке Джавахетской зоны, где впервые и началась разгрузка хлоридных вод.

Почти полностью отгружены к настоящему времени хлоридные воды из нижнемелового известнякового водоносного горизонта Колхидской зоны, расположенной севернее квалонского разрыва / см. разрез № 3/.

На это указывают гидрохимические данные, полученные в скважинах, проведенных там.

Глава IV. ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЛАСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

На территории Грузии, как отмечалось, зарегистрировано около 2000 выходов минеральных источников и грязевых растворов. Наибольшим распространением пользуются групповые их выходы, редко встречаются вместе воды разного состава.

В группе обычно насчитывается до 2-5 источников, иногда количество их больше.

На крупномасштабной карте / см. карту 3 / нанесены характерные минеральные источники. Описание их дано по геотектоническим зонам. Номера источников и буровых скважин отмечены в скобках; нанесены они на геологической карте / см. карту 3 /.

Геолого-геохимическая характеристика главнейших типов минеральных вод дана по геотектоническим единицам. В этом отношении лучше изучена Грузинская глыба. Она богата разнообразными минеральными водами. Здесь были проведены многочисленные глубокие скважины и получены термальные воды с крупным дебитом; местами температура воды выше 100°C.

Большое количество выходов минеральных источников сосредоточено в Антиклинории и на Южном склоне, где почти исключительным распространением пользуются углекислые воды.

На Южном склоне распространены воды и типа Мацеста и слабой минерализации сероводородные воды типа Гагрских глубоких скважин, Лагодехские сульфидные источники и термальные воды Торгвасабано, по составу близкие к Тбилисским термам бальнеологического курорта.

Аджаро-Триалетская складчатая система также богата разнообразными минеральными водами; некоторые из них детально разведаны, как, например, боржомские углекислые содовые и Тбилисские термальные воды. Разведаны районы выходов углекислых солено-щелочных вод бассейна р.Гуджаретисцкали Боржомского района и Накалакеви Аспиндзского района, Насакиральские и некоторые другие; утверждены в ГИЗ запасы Тбилисских термальных сульфидных и боржомских углекислых

соковых вод. Подсчитываются запасы зварской углекислой солено-щелочной воды и др.

Мало выходов минеральных вод в пределах Артвинско-Болнисской глыбы; их здесь не более 1,5 десятка. Там было проведено мало разведочных скважин; мало материалов по гидрогеохимии области, но много по гидрогеологии пресных питьевых вод.

Характеристика минеральных источников дается с юга на север; сперва излагаются краткие сведения о геологическом строении области, затем следует геохимическая характеристика минеральных вод.

И. А Р Т В И Н С К О - Б О Л Н И С С К А Я Г Л Ы Б А.

Как отмечалось, здесь субстрат приподнят и обнажен в пределах Храмского и Локского массивов, примерно в средней части глыбы. Массивы в восточном и западном направлениях погружаются и перекрываются молодыми осадками. В отмеченных направлениях понижается и рельеф местности. Отмеченные массивы являются водоразделами для подземных вод области; отсюда стоки вод направлены в стороны Каспийского и Черного морей. Здесь среди минеральных источников распространены только углекислые.

Сведения о гидрогеологии минеральных вод глыбы имеются в работах П.Кварцхава /1967/, И.Буачидзе /1950/, С.Чихелидзе /1958/, Д.Качарава /1958/, Г.Гаглоева, Т.Лазаршвили, С.Кения /1968/ и других.

Развитая в области метаморфизованная толща обладает значительно мощной корой выветривания, являющейся водопроводящей; остальная же часть субстрата водоупорная.

Трансгрессивные лейасовые отложения /400-600м/ непрерывной полосой окаймляют Локский массив, а на Храмском массиве они встречаются местами.

Выше залегает трансгрессивный грубообломочный и сильно трещиноватый вулканогенный байос /3 - 3,3 км/.

Бардадзорская интрузия обнажается в районе с.Бардадзор /бардадзорская неинтрузия/ и вдоль ущелья р.Поладаури /поладаурская неинтрузия/.

Хрупкие породы небольшой мощности, неоднократно испытывавшие давление горообразовательных сил, сильно трещиноваты; поэтому они вместе с вмещающими породами слагают водопроводящий комплекс.

В Джавахетской зоне осадки древнее верхнего мела не обнажаются.

В западной приподнятой части Болнисской глыбы в последнее время обнаружены слои, относящиеся к нижнему мелу; верхняя часть последнего сложена глинисто-мергелистой водоупорной свитой; в других местах верхний мел трансгрессивно перекрывает то байос, то лейас, а местами более древние породы.

По А.Цагарели /1958/, сеноман и турон-нижний кампан сложены вулканогенно-известняковой серией, а верхний кампан и дат представлены литографского типа сильно трещиноватыми известняками. Мощность верхнего мела доходит до 3 км.

Палеоценово-нижнеоценовые осадки, представленные грубообломочными и трещиноватыми флишевыми породами, являются водопроницаемыми.

Грубообломочный вулканогенный средний эоцен в западной приподнятой части Болнисской зоны трансгрессивен. Он залегает то на верхнем меле, то на байосе и лейасе, а местами и на кристаллическом субстрате.

Таким образом в западной части Болнисской и в восточной части Джавахетской зон нижнепалеогеновые, верхнемеловые, юрские и триасово-верхнепалеозойские трещиноватые породы слагают единый водопроницающий комплекс. В данный комплекс следует включить также выветрелую корку субстрата. В Болнисской глыбе этот водоносный комплекс в районе с.с. Асурети и Кумиси, примерно, восточнее Тбилисского меридиана, перекрывается мощным /1500-1600 м/ водоупорными глинисто-песчаным майкопом; последний еще восточнее, т.е. в сторону погружения Болнисской зоны перекрывается значительной мощности водоупорными неогеновыми и четвертичными образованиями и слагает напорный водоносный комплекс. Циркуляция подземных вод в нем в отмеченном направлении все более и более затрудняется и в результате формируется гидрогеологическая зона застоя.

Примерно подобная картина наблюдается и в Джавахетской зоне, в пределах западного погружения глыбы; западнее Куры, направление течения которой здесь примерно меридиональное, отмеченный водоносный комплекс перекрывается водоупорными осадками верхнего палеогена и неогена. Это наблюдается хорошо за пределами страны. Мел в пределах окончаний Болнисского и Джавахетского погружений должен быть представлен полно. Он в средней части разреза выражен водоупорными глинисто-мергелистыми водоупорными слоями, а выше и ниже водоносными известняками и грубообломочными туфогенами. В отмеченных частях Болнисской и Джавахетской зон выделяются две основные водонос-

ные образования: юрско-нижнемеловое и верхнемелово-нижнепалеогенное; они отделены друг от друга водоупорным средним мелом. Однако мио-плиоценовая вулканогенно-осадочная гюдердзская /кисатибская/ серия, как отмечалось, сложена грубозернистыми и трещиноватыми туфопесчаниками, туфобрекчиями и лавами. Широко обнажаются они в западной части Джавахетской зоны Артвинско-Болнисской глыбы, например, в районах с.с. Хертвиси, Кисатиби, Чобарети, Самсари, Вардзия, Уравели и в других местах; характеризуются они фациальной изменчивостью. Значительным распространением пользуются эти осадки в Аджарии, куда они, не прерываясь, заходят. Она встречается и в Цалкинской депрессии, на Ахалкалакском плато и в пределах Самсарского хребта, где перекрывается более молодыми долеритовыми лавовыми покровами.

Таким образом в западной части Джавахетии кисатибская серия вместе с верхним мелом и нижним палеогеном слагает единый водоносный комплекс, который сверху перекрывается в общем водоупорными молодыми лавовыми покровами; подстилается она, как отмечено выше, водоупорными осадками средней части мела.

Молодые лавовые покровы являются водоносными; с ними связаны выходы пресных вод крупного дебита. Но, в них чередуются глинистые озерные осадки. Поэтому, в общем эти покровы являются водоупорной крышей для подстилающего верхнемелово-нижнепалеогеново-миоплиоценового /кисатибская серия/ водоносного комплекса. Аналогичная картина наблюдается и в Болнисской зоне.

Таким образом в пределах Артвинско-Болнисской глыбы можно выделить следующие водоносные образования в западной большей части Болнисской зоны:

а/ Верхнепалеозойско-триас /?/ - юрско-верхнемеловой-нижнепалеогеновый водоносный комплекс. Средняя юра, верхний мел и средний эоцен, в основном вулканогенные, а остальные слои комплекса являются терригенными осадками;

б/ В восточной части зоны выделяется верхнемеловой-нижнепалеогеновый-миоплиоценовый водоносный комплекс. Верхний мел и палеоген здесь сложены известняками, а мио-плиоцен вулканогенно-осадочными образованиями.

Отмеченный выше нижний водоносный комплекс западной части Болнисской зоны расположен между субстратом нижнего палеозоя и докембрия и ачкагыл-плейстоценово-голоценовыми, весьма слабо или вовсе недислоцированными, в общем, водоупорными образованиями.

Два водоносных образования выделяются и в Джавахетской зоне, где верхний из них расположен тоже между, в общем, водоупорными лавовыми покровами и средней частью мела.

Под этим комплексом залегает верхнепалеозойско- триас /?/- юрско-нижнемеловой водоносный комплекс, который в западной части Джавахетии сильно погружен; перекрыт он там водоупорной средней частью мела и слагает зону застоя с древней водой морского типа.

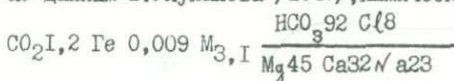
Зона застоя распространена и в водоносных комплексах восточного окончания Болнисской зоны. Описание выходов минеральных источников глыбы дано с запада на восток.

Выход уравельской минеральной воды / см. черт. 3 / приурочен к контакту годердзской серии и вулканогенного среднего эоцена на южном крыле уравельской вторичной антиклинали.

По данным И. Качарава /1944/, этот район вместе с Аспиндзско-Ахалцхским и Адигенским районами фациально и тектонически тяготеет к глыбе.

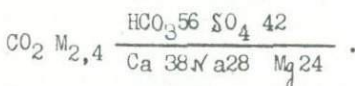
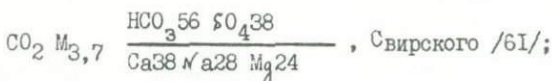
В сводовой части уравельской брахиантиклинали проходит зона разлома, к которой и приурочены выходы источников.

По данным В. Улуханова /1940/, химический состав этой воды:

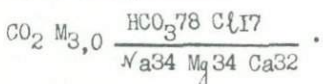


Повышенным содержанием магния отличаются и источники Свири /61/ и Татаниси. Они наблюдаются вдоль сводовой части брахиантиклинали, сложенной вулканогенными осадками.

Химический состав Татанисского источника:

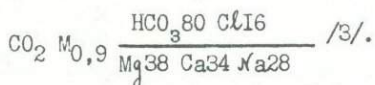


Минеральный источник Плате /60/ выходит между вулканогенной адигенской свитой верхнего эоцена и вулканогенной толщей среднего эоцена, в зоне разлома:

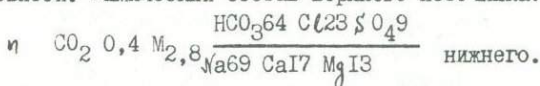


По содержанию магния вызывает интерес Хертвисский источник

/3/, расположенный южнее Уравели. Он выходит из гюдердзской серии, в пределах левого берега. Химический состав воды:



Накалаквский источник /4/, в 7 км южнее Хертвиси выходит из гюдердзской серии в двух местах, у контакта со среднеэоценовой свитой. Химический состав верхнего источника: $\text{CO}_2 \text{ I, 1 M}_{\text{II, 5}} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 60 C 32}}{\text{Na 79 Ca II Mg IO}}$



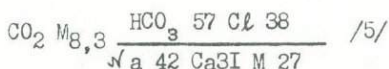
Бурение показало, что под киситобской серией развиты известняки верхнего мела.

По данным бурения, недалеко от Вардзия под гюдердзской серией /100-150 м/ залегает вулканогенный средний эоцен /350 м/; ниже обнаружен палеоцен и нижний эоцен /боржомский флиш/.

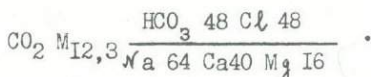
Там из гюдердзской серии выходит источник следующего состава:



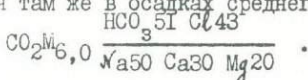
Вода первого самотека была получена с глубины 270 м из среднего эоцена. Химический ее состав:



Спустя некоторое время химический состав воды стал несколько иным:



Вторая скважина, проведенная там же в осадках среднего эоцена, вскрыла воду следующего состава:



Интересными оказались данные химического анализа углекислых вод Мраквали и Олода, выходящих из мощной гюдердзской серии, южнее выходов Вардзия.

В Олодском источнике /6/ магния оказалось много / $\text{CO}_2 \text{ I, 3 M}_{2,9}$



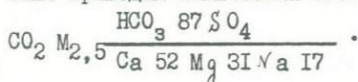
В пределах Джавахетской зоны Артвинско-Болнисской глыбы угле-

кислые источники, связанные с годердзской серией, как правило, щелочноземельные и чаще более магниевые, чем кальциевые.

В скважине, проведенной в пределах вулканогенного среднего эоцена, обнажающегося в Ахалцихе, у моста через р. Досхови, получена была вода следующего состава: $\text{CO}_2 0,95 \text{ M}_{10,0} \frac{\text{HCO}_3 85 \text{ SO}_4 8}{\text{Mg } 59 \text{ Na } 27} /56/$

Скважина заложена на северном крыле брахиантиклинали. Следует отметить, что в 250 м от нее, ближе к своду антиклинали при откачке воды из колодца было замечено поступление углекислого газа.

Ниже приводим химический состав этой воды:

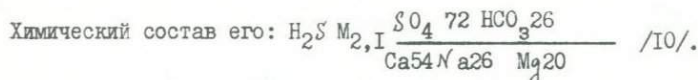


Несколько повышенным содержанием магния отличаются и источники Сакире /58/, выходящие в северной части Ахалцихской депрессии, в пределах верхнего течения Сакирескала, правого притока Куры, у с. Двири. Состав воды: $\text{CO}_2 0,4 \text{ M}_{2,0} \frac{\text{HCO}_3 78 \text{ Cl } 20}{\text{Na } 43 \text{ Ca } 34 \text{ Mg } 20} .$

Они связаны с верхним водоносным комплексом.

В Болнисской зоне минеральных вод меньше, чем в Джавахетской.

Из неуглекислых вод района следует упомянуть Асуретский минеральный источник /10/, расположенный на южном крыле телетской антиклинали, у с. Асурети; он выходит в сводовой части вторичной антиклинали, сложенной вулканогенными осадками среднего эоцена.



Асуретские источники, в отличие от вод некоторых буровых скважин и источников Тбилисских терм, характеризуются отсутствием хлоридов. Значительно повышенная общая минерализация в них, по сравнению с водами бальнеологического курорта, объясняется гипсоносностью осадков эоцена.

Выходы минеральных источников наблюдаются и в Марнеули-Гардабанской депрессии. Последняя представляет собой обширную синклинальную впадину, ось которой погружается в восточном направлении. Южное крыло и западная часть северного крыла впадины сложены вулканогенным верхним туроном и коньяком. В сторону погружения появляются известняки сенона и палеоцен-нижнего эоцена, которые перебиваются водоупорными породами майкопа. Выше расположены конгло-

мераты, глины, глинистые песчаники и песчаники, долериты и базальты.

Таким образом здесь крико-верхнемеловой-нижнепалеогеновый водоносный комплекс, гидрогеологически раскрытый в западной части синклинория, в восточном направлении постепенно становится гидрогеологически закрытым.

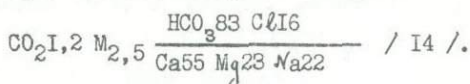
Там вулканогенный верхний мел богат сульфидным оруднением, поэтому наблюдаются и купоросные источники. Выходы их известны, например, в 1 км от с. Болнис-Хачина /17/; общая минерализация 1,6 г/л. Вода слабо сероводородная, сульфатно-гидрокарбонатно-кальциево-магниевая.

Близи с. Казрети, в районе баритовых и редкометальных месторождений, в горной выработке Маднеульского месторождения, по данным Ю. Назарова, наблюдается выход квасцевой воды. В ней алюминия 45%, кальция 38%, магния 8%, цинка 2%, двухвалентного железа 5% и натрия 3%.

Вот, пожалуй, полный перечень неуглекислых минеральных источников Болнисской геотектонической зоны. Рядом с ними известны выходы углекислых минеральных источников, связанных с вулканогенно-осадочной серией верхнего мела.

Ахкерпский углекислый источник /14/ расположен в Марнеульском районе, в 3 км к югу от с. Ахкерпи, в ущелье р. Хачинчая.

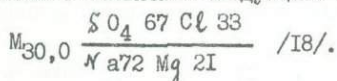
Вода, выходящая в области распространения байоса и вулканогенного верхнего мела, следующего состава:



Поблизости находится еще один выход более опресненной углекислой воды /15/, общая минерализация которой 1,2 г/л.

В окрестностях с. Болнис-Капанахчи, а также несколько юго-западнее с. Гуляр наблюдаются выходы слабо углекислых источников /16/. Они гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевые.

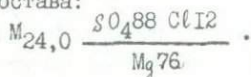
В восточной части Марнеульско-Гардабанского синклинория, по данным П. Кварцхава /1967/, вода на глубине 40-120 м в олигоценовых отложениях оказалась следующего состава:



На плато г. Ялгуджа, у шоссе Тбилиси-Кода, в 1,8 км к юго-западу от с. Атах-Агач, по данным П. Кварцхава /1967/, выходит ис-

точник следующего состава: $M_{4,25} \frac{SO_4 79}{Mg 54 Ca 27}$.

Он приурочен к конгломератам мэотиса-понта. В 4,5 км к западу от г. Яглуджа наблюдается источник в четвертичных образованиях весьма интересного состава:



Почти во всех вышеотмеченных водах обращает на себя внимание высокое содержание магния.

В пределах Кумисской депрессии наблюдается месторождение лечебной грязи, расположенное на дне Кумисского озера. Она представляет собой механическую смесь минеральной воды и глины. В озеро вода поступает из глубины через зону разлома, проходящую в коренных слоях на дне озера, в сводовой части брахиантиклинали.

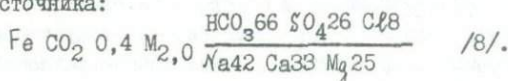
Химический состав воды здесь: $M_{4,4} \frac{Cl 49 SO_4 46}{Na 59 Mg 28 Ca 13}$ /II/.

В нашем распоряжении имеется анализ, произведенный в период продолжительной засухи: $M_{21,0} \frac{SO_4 83 Cl 15}{Na 70 Mg 21}$.

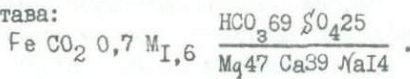
Озеро постоянно опресняется водами, поступающими со склонов, и речками, впадающими в него. Максимальное опреснение наблюдается при половодии рек. Глубина озера в центральной части не более 12-15 м. В значительном количестве содержатся в воде ионы магния.

На основании вышеприведенных данных убеждаемся в том, что Кумисское озеро представляет собой смесь вод хлоридных и сульфатных. Первая из них, по всем данным, поступает из верхнемелового - нижнепалеогенового комплекса, а сульфаты связаны с гипсоносными третичными осадками.

Болнисский нарзан выходит в 6 км к востоку от районного центра Болниси и в 60 км к югу от Тбилиси. Химический состав каптированного источника:

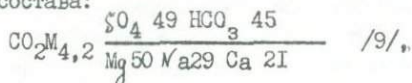


Несколько восточнее наблюдается выход второго источника следующего состава:



Здесь проходит зона разлома. Вдоль него на протяжении около

80 -100 м наблюдаются пузырьки углекислого газа. В скважине /8/, с глубины 282-287 м из вулканогенного верхнего мела была выведена минеральная вода следующего состава:



которая периодически фонтанирует. По наблюдениям П.Кварцхава /1963/ в периоды фонтанирования она наименее минерализованная

$\text{CO}_2 \text{ M}_{3,3} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 60 SO}_4 \text{ 30 Cl 10}}{\text{Mg 48 Na 38 Ca 22}}$, а в конце фонтанирования она максимально минерализована: $\text{CO}_2 \text{ I}_{,3} \text{ M}_{8,5} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 64 SO}_4 \text{ 24 Cl 12}}{\text{Mg 46 Na 30 Ca 20}}$.

Это явление вызвано опреснением воды в начале фонтанирования; на это указывает сравнение общей минерализации и соотношение ионов в воде в начале и в конце фонтанирования /Кварцхава, 1963/. Как из анализа видно, соотношение ионов /в миллиграмм-эквивалент процентах/ в воде в начале и в конце фонтанирования почти одинаковое.

Однако в углекислых водах Болнисской глыбы количество магния значительное.

В Кумисской депрессии и неуглекислая минеральная вода, как правило, значительно магниевая. Это видно из вышеприведенных анализов. Выходы связаны с ягуджинскими конгломератами мио-плиоцена и майкопской серией.

Из всего вышеизложенного можно заключить, что магниевые воды распространены в обеих геотектонических зонах Артынско-Болнисской глыбы и, как выясняется, они встречаются почти только в пределах этой глыбы. В Болнисской зоне их выходы приурочены, главным образом, к карбонатно-вулканогенной толще верхнего мела и четвертичным образованиям Кумисского озера.

В Джавахетской зоне большинство источников связано с кисатибской серией.

Решение вопроса, связанного с геохимией магния в минеральных водах республики, вызывает большой интерес /см. главу VI/.

Очагом питания подземных вод углекислотой следует признать плейстоценово-голоценовые вулканы, расположенные южнее и юго-западнее выходов описанных выше минеральных источников. Район этот морфологически наиболее приподнят. По всей вероятности метеорная инфильтрационная вода там же обогащается углекислым газом. Газированная вода движется в сторону подземного стока и разгружается через зоны разломов, расположенные в бассейнах рек Машаверы, Гюльмагомедчая и Хачинчая, Поцховисцкали, Уравели, Куры и др. В Джавахет-

ской зоне в русле р. Куры наблюдаются многочисленные выходы углекислого газа. Выходы последнего известны в русле р. Машавера /Болнисская зона/ и на ее левой стороне, в полосе простирающейся на значительное расстояние.

В главе "Обзор геологического строения" установлен голоценово-плейстоценовый возраст извержений; там же сказано о, примерно, широтном распределении многочисленных вулканических конусов Абул-Самсарской и Кечутской систем.

Углекислый газ в водах этой глыбы продукт плейстоценово-голоценового вулканизма. Известно, что на Грузинской глыбе, где нет вулканических конусов упомянутого возраста, углекислые воды отсутствуют.

2. АДЖАРО - ТРИАЛЕТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА.

В этой системе выделяются две основные морфологические единицы: Аджаро-Имеретинский хребет в западной части системы и Триалетский в восточной.

Эта высокогорная область сильно пересечена гидрографической сетью. Главными ее водными артериями являются р. Кура с ее многочисленными притоками, а на западе Аджарисцкали тоже с притоками с левой стороны.

Древнейшими осадками системы обнаженными являются верхнемеловые отложения, представленные карбонатной и вулканогенной фациями, выходы которых приурочены к сводам антиклиналей и зонам крупных надвигов.

Широко развит лито- и пирокластический боржомский флиш палеоцен-н. эоцена. Его мощность местами доходит до 1500 м. В средней части складчатой системы он еще более мощный.

В системе широким распространением пользуются вулканогены среднего эоцена. Наиболее мощно эти образования развиты в западной части системы; почти вся территория Аджарской АССР сложена вулканогенными образованиями. Максимальная мощность этой серии доходит до 4000-6000 м в Ахалцихско-Имеретинском хребте и Аджарии.

Верхнеэоценовая песчано-глинистая толща развита в Триалетии. В сторону Аджарии она замещается вулканогенными породами адигенской свиты, мощность которой доходит до 2000 м.

Олигоценные отложения области приурочены к синклинальным структурам. Они обычно выражены в майкопской фации. Общая мощность

этих отложений доходит до 1000–1500 м, а в Притбилиском районе больше 2000 м.

Годердзская серия мио-плицена, распространенная местами в Южной части Грузии, тоже мощная. Вулканическая деятельность верхнетретичного возраста фиксируется в Боржомском и Гуджаретисцкальском ущельях.

Система захата между Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбами. Она сильнее опрокинута на Грузинскую глыбу.

П.Гамкрелидзе систему делит на северную, центральную и южную зоны, которые по строению и истории развития отличаются друг от друга. В системе выделяются подзоны /см. черт. 2/.

Осадки Аджаро-Триалетской складчатой системы рассечены многочисленными взбросами и сбросами: слои опрокинуты в стороны Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб.

Самым крупным надвигом является Сурамо-Гокишурский, прослеживающийся вдоль северной периферии системы. Южнее г.Гори проходит горийско-сахларский надвиг, косо секущий ряд складок. Возраст обоих надвигов постсарматский. Следующими крупными нарушениями системы являются дзегвско-кавтисхевский и михетско-авчальский разрывы.

Центральная геотектоническая зона, в основном, сложена водопроявляющими осадками верхнего мела и нижнего палеогена. Ближе к Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбам, а также в восточном направлении система перекрывается водоупорными глинисто-песчанистыми осадками верхнего палеогена. Поэтому расположенные между водоупорными альбскими мергелями и глинисто-песчанистым верхним палеогеном верхнемеловой-нижнепалеогеновые водопроявляющие породы слагают единый водоносный комплекс.

В Боржомском районе система тектонически наиболее приподнята. Это Гуджаретское поднятие делит систему на восточное и западное погружения.

Согласно данным палеогеографии и палеогидрогеологии в Аджаро-Триалетской складчатой системе под водоупорным глинисто-мергелистым альбом представлены гидрогеологически закрытые структуры, сложенные нижнемеловыми и юрскими образованиями. Исходя из этого, в Аджаро-Триалетии снизу вверх следует различать два основных водоносных комплекса: а. мезозойский и б. верхнемеловой-нижнепалеогеновый. В Аджарской зоне в верхнем водоносном комплексе принимает участие и верхнеэоценовая вулканогенная адигенская водоносная сви-

та, а также местами вулканогенная годердзская серия. В Триалетии последние отсутствуют, а верхний эоцен представлен глинисто-песчанистой водоупорной свитой.

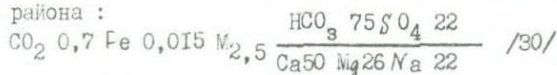
В центральной геотектонической зоне Аджарии обнажены вулканогены среднего и верхнего эоцена, а в Триалетии – нижний палеоген и местами известняки верхнего мела. Северная и южная геотектонические зоны сложены, главным образом, верхнепалеогеновыми водоупорными осадками. Таким образом верхнемеловой – нижнепалеогеновый комплекс, обнаженный в центральной зоне, с севера и юга прикрыт водоупорными осадками верхнего палеогена; подстилается он водоупорными средним мелом.

В восточной части складчатой системы в пределах Тбилисского артезианского бассейна, в переходной зоне от складчатой системы к Грузинской глыбе, известны как сильно, так и слабо разбавленные хлоридные воды морского типа; выходы их расположены ближе к глыбе, в зоне нарушений. Так, например, в тоннеле Булачаурстроля из зоны разлома верхнеэоценовых гипсоносных кварцевых песчаников выходит вода следующего состава: $M_{36,0} \frac{Cl 100}{Na 89} / I 77 /$. Она, по всей вероятности, движется из глубоких горизонтов. Там же рядом имеются выходы сульфатно-натриевых вод /I78/ следующего состава: $M_{17,0} \frac{SO_4 85}{Na 79} M 17$.

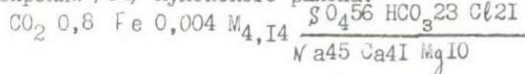
Они, по всей вероятности, берут начало в гипсоносных осадках верхнего эоцена, ибо в свитах нижнего палеогена и мела, залегающих глубже, кроме того, что не могут быть благоприятные геохимические условия для формирования сульфатных вод, структуры гидрогеологически совершенно закрыты.

В западной же части системы в Аджарской АССР встречаются углекислые минеральные источники. Их выходы приурочены к осадкам среднего эоцена, за исключением Даниспараульского, который связан с годердзской серией. Даниспараульские источники /35/ Хулойского района следующего состава: $CO_2 1,0 M_{5,3} \frac{HCO_3 98}{Na 56 Mg 42}$. В них обращает

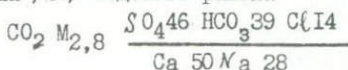
на себя внимание большое количество магния. Слабо магниевыми также являются источники: Дзnelадзевские /Кокотаурские/ /30/ Шуахелского района :



Хицадзирский /34/ Хулойского района:



Намонастревский /24/ Кедского района

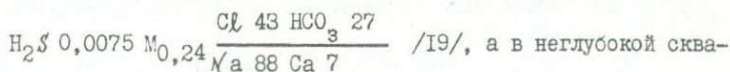


и Саканджия /25/ того же района $\text{CO}_2 \text{ M}_{3,0} \frac{\text{SO}_4 44 \text{ HCO}_3 41}{\text{Na} 42 \text{ Ca} 32 \text{ Mg} 25}$.

Как видно, для Аджарии характерны углекислые известняково-сульфатные нарзаны, а также сульфатно- гидрокарбонатно- хлоридно-натриево- кальциевые воды; последние весьма редко встречаются вообще в природе.

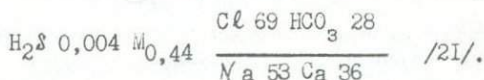
На окраинах складчатой системы, ближе к глыбе, где среднеэоценовые отложения, в связи с погружением, перекрыты более молодыми водоупорными образованиями, можно ожидать наличие напорных разбавленных хлоридных вод; в зонах молодого вулканизма обычны углекислые содовые и солено-щелочные типа эссентуки /Хихадзирский источник/.

С вулканогенной толщей среднего эоцена Аджарии связаны многочисленные выходы сероводородных источников, в особенности же в Батумском и Кобулетском районах /Махинджаурские, Чаквские, Шуахевские, Хуцубанские и другие/. Воды эти используются местным населением для лечения разных болезней. Содержание общего сероводорода в них до 7-8 мгр/л. По химическому составу, они хлоридно- гидрокарбонатно- натриевые и отличаются низкой минерализацией / вода скважины, полученная на глубине 1500м на участке Махинджаури и другие/. Махинджаурская вода связана с вулканогенным средним эоценом; химический состав ее, полученный с глубины

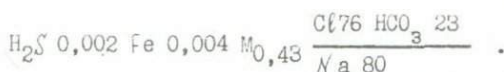


жине: $\text{H}_2\text{S} 0,005 \text{ M}_{0,23} \frac{\text{Cl} 45 \text{ HCO}_3 32}{\text{Na} 85}$.

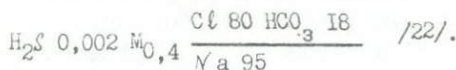
Химсостав Чаквского источника, расположенного на расстоянии 4,5- 5 км к юго-западу от ж.д. станции Чакви, следующий:



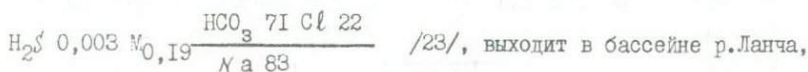
Хуцубанский минеральный источник того же района наблюдается в балке Абаносгеле, левого притока р.Ачкава, впадающей в Черное море в окрестностях курорта Кобулет. Химический состав его:



Минеральный источник Шуагеле расположен в 9 км к юго-западу от ж.д. станции Кобулет. Химический состав этой воды:



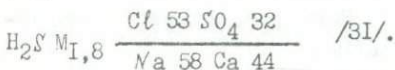
Квирикейский минеральный источник, химический состав которого



расположенном в 5 км от курорта Кобулет.

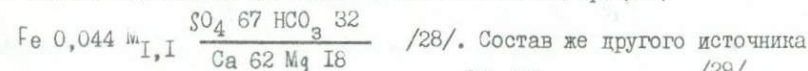
Сероводородными являются также Бугаурские источники /33/ Хулойского района: $\text{H}_2\text{S} \ 0,004 \ \text{Mg} \ 0,5 \ \frac{\text{Cl} \ 61 \ \text{HCO}_3 \ 21 \ \text{SO}_4 \ 17}{\text{Na} \ 53 \ \text{Ca} \ 41}$, а Шуахевский /31/ характе-

ризуется следующим химическим составом:



В Кедском районе, где отложения среднего эоцена особенно сильно сульфидизированы /район Мерийского рудного поля/ встречаются многочисленные железистые источники, в которых количество железа местами большое /до 55 мг/л/. Здесь железисто-сульфатные воды формируются в результате выщелачивания и окисления кислородом воздуха, содержащегося в инфильтрационной современной метеорной воде, сульфидов оруденелых пород среднего эоцена.

Выходов их здесь более 20. Много их в Кедском и Шуахевском районах, особенно же в первом. Ниже приведены химические анализы наиболее железистых источников. Асанишвилебисцаро /28/

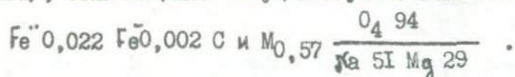


расположенного там же: $\text{Fe} \ 0,006 \ \text{Mg} \ 0,8 \ \frac{\text{SO}_4 \ 92}{\text{Ca} \ 52 \ \text{Al} \ 28}$ /29/

на себя внимание высокое содержание алюминия, что следует рассматривать, как результат выщелачивания выветрелых пиритизированных пород зоны активной циркуляции. Недалеко расположен источник Ихтиарисвилебисабано /27/.

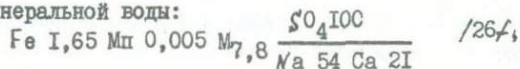
В окрестностях с.Мериси известен источник Шабисцаро /купорос-

ный/, отличающийся вяжущим вкусом. Химсостав его:

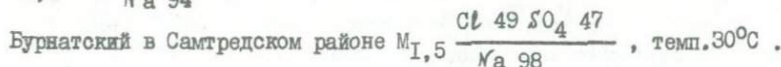


В некоторых источниках района, помимо двух- и трехвалентного железа, содержатся и другие металлы. Наличие их, связывается с полиметаллическим оруденением пород среднего эоцена Мерисского месторождения.

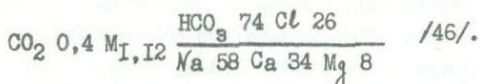
Большой интерес вызывает химический состав Тбетской /26/ минеральной воды:



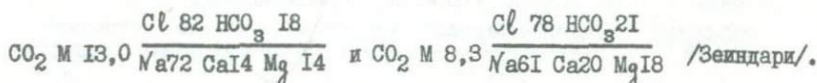
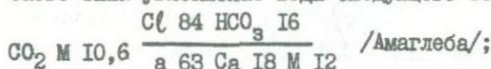
Сулорский источник /45/ Ванского района следующего состава:



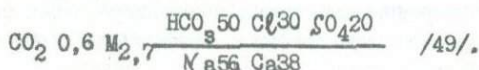
В Ванском районе, у подножия г.Квасераки, вблизи с.Цхути известен выход слабоуглекислой минеральной воды:



В окрестностях районного центра Вани и в 5 и 4х км от него на участке Амаглеби в переходной зоне между Грузинской глыбой и складчатой зоной Аджаро-Имеретии в глубоких скважинах из верхне-мелового-нижнепалеогенового водоносного комплекса получены эссентукского типа углекислые воды следующего состава:



К северо-западу от Зекарского перевала, в ущелье р.Лаишури, притока р.Ханисцкали имеется выход Никабеевской минеральной воды /Чичуа, 1955/, смешанного типа:



В II км к югу от с. Маяковски, в ущелье р. Чиргеети, левого притока

р.Ханисцкали, на абсолютной высоте 500 м выходит Чиргеетский источник

H_2S 0,004 $M_{O,25}$ $\frac{HCO_3 74 Cl 16 SO_4 10}{Na 88 Ca 12}$ $T = 34^\circ C$ из среднеэоценовых

вулканогенных пород.

В восточной части Ахалцихско-Имеретинского хребта, в зоне надвига известны выходы слабосероводородных вод: Уканчалской, Наллетской, Ваканурской, Лачванской и других, связанных со среднеэоценовой туфогенной толщей. Сероводорода в них не более 3-4 мгр/л; общая минерализация варьирует в пределах 0,14 /Уканчалская/ - 0,57 г/л /Наллетская/. Последняя, по химическому составу, хлоридно-гидрокарбонатно-магниево-кальциево-натриевая. Марелисская вода /51/ следующего состава: $M_{O,18}$ $\frac{HCO_3 74 Cl 17}{Na 64 Ca 26}$.

Источник Мере /44/ расположен в Зеда Вани, в ущелье р.Чишюра: химический его состав:

H_2S 0,002 $M_{O,39}$ $\frac{HCO_3 52 Cl 33 SO_4 15}{Na 98}$.

В Боржомском районе имеются многочисленные выходы гидрокарбонатно-сульфатно-натриевых и высокодебитных термальных источников по выходу связанных со среднеэоценовыми туфогенами, как, например, Цинубанский /Туркельский/ /83/, расположенный в ущелье Цинубанисцкали, левого притока р.Куры. Групповой выход их приурочен к зоне разлома в сводовой части антиклинали. Температура воды 30-35°C.

Химический состав: H_2S 0,010 $M_{O,2}$ $\frac{CO_3 52 SO_4 41}{Na 93 Ca 7}$ /83/.

Двирский источник /62/ расположен в 12 км к югу от курорта Боржоми, в ущелье р.Сакирепхали. Выходит он также из вулканогенно-среднего эоцена; характеризуется низкой общей минерализацией. Содержание общего H_2S сравнительно высокое; химический состав:

H_2S 0,030 $M_{O,25}$ $\frac{HCO_3 46 SO_4 43}{Na 80 Ca 14}$ /62/.

Выход его приурочен к западному продолжению цинубанско-цагверской антиклинали.

С вулканогенными образованиями среднего эоцена связаны слабо минерализованные термальные воды: Нонисская, Ахалдабская, Цихис-джварская, Садгерская, Абастуманская, Ошорская, Аспиндзская, Цхал-тбилская, Зекарская, Бугаурская, Шуахевская, Шубанская, Томашетская

и многие другие.

В пределах с. Нониси, расположенного в ущелье р.Зварулы бассейна р.Чхеримела, в 3 км к югу от курорта Зваре известен групповой выход источников /69/ с температурой до 27°C. Химический состав их: $M_{0,3} \frac{HCO_3 46 Cl 44}{Na 78 Ca 15}$.

Южнее Боржоми, в 2,5 км от города в синклинали, расположенной южнее боржомской антиклинали, выходит Садгерская вода /64/. Выход групповой. Вода, полученная из скважины, несколько более минерализованная, чем источников /0,4 и 0,6/, но соотношение ионов такое же, как у последних. Химический состав источников:

$H_2S 0,002 CH_4 M_{0,6} \frac{Cl 92 HCO_3 7}{Na 65 Ca 30}$ /64/.

Здесь обращает на себя внимание их почти чисто хлоридный и метановый состав.

В 12 км к западу от Бакуриани и в 3 км от с.Цихидзири наблюдается групповой выход теплых минеральных источников /63/. В скважине с глубины 55 м получена была вода, дебит которой достигал до 1000000 л/сутки, температура 31,5°C. Химизм воды

$H_2S 0,006 M_{0,15} \frac{CO_3 43 HCO_3 32 Cl 14 SO_4 10}{Na 66 Ca 28}$ /63/.

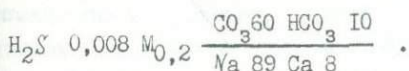
В ущелье р.Недзври, вблизи курорта Ахалдаба, несколько выше Ахалдабского термального источника в скважине, проведенной на южном крыле антиклинали, с глубины 273-278 м получена вода, по химическому составу, аналогичная источникам, но несколько более термальная /31°C/; дебит ее 500-600 тыс.л/сут. Здесь обращает на себя внимание высокое содержание H_2 /до 30 мгр/л/. Химический состав ее:

$H_2S 0,030 M_{0,18} \frac{CO_3 80 Cl 11 SO_4 9}{Na 94 Ca 6}$.

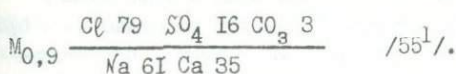
В окрестностях Абадзумани известны высокотемпературные источники: Голиатский /Богатырский/, Змеиный и Золотушный. Суммарный дебит их около миллиона литров в сутки, температура 48°C. Выход их приурочен к зоне тектонического разлома на южном крыле абастуманской антиклинали, в своде которой обнажен боржомский флиш нижнего эоцен-палеоцена.

Химический /54/ состав: $M_{0,5} \frac{Cl 53 SO_4 34}{Na 77 Ca 22}$ T 48°.

На северном склоне Ахалцихско-Имеретинского хребта известен выход Зекарской воды /53/ на абсолютной отметке 600 м. Она выходит в ущелье р. Абаносцкали, у шоссе Абастумани - Кутаиси. Выход групповой. Температура воды 36°C, химический состав:



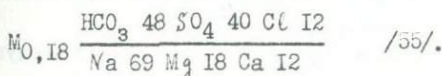
В Аспиндзском районе, в 2 км к югу от районного центра, на абсолютной отметке 1060 м наблюдается групповой выход минеральных источников /55^I/ в зоне разлома. Из скважин с глубины 600 м и 365 м вскрыли воду температурой 42°C. Химический состав воды:



Южнее г. Аспиндза, в ущелье р. Ошоры, правого притока р. Куры известен выход Ошорского источника, химический его состав:



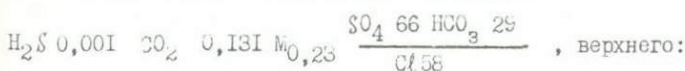
отмечается и в Цхалтбилском источнике /55/, выходящем к югу от с. Вале, у с. Цхалтбила. Скважина на глубине 380 м дала воду, температура которой 24°C. По соотношению ионов и общей минерализации она близка к Гуркельскому /Цинубанскому/ и Двирскому /62/ источникам, химический состав:

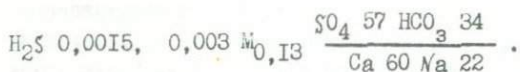


Слабо минерализованные термальные воды встречаются и в Аджарии, где из среднего эоцена выходит Шуахевисабано /31/. Расположено оно в бассейне р. Аджарисцкали, в 7 км от районного центра Шуахеви; вода выходит вблизи свода гондердско-монаштретвской антиклинали; там наблюдается групповой их выход /31/. Температура воды 20-30°C. Химический состав более термального источника:

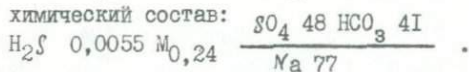


Вблизи сел. Шубани, в ущелье р. Маритисцкали известны Шубанские источники в сводовой части антиклинали; температура их 31 - 31,5°C. Химический состав нижнего источника:





В с. Томашети, в бассейне Маритисхеви наблюдаются выходы терм /32/; расположены они в ущелье Абаносгеле, притока р. Маритисцкали, в зоне разлома. Выход групповой. Максимальная температура 30°C, химический состав:

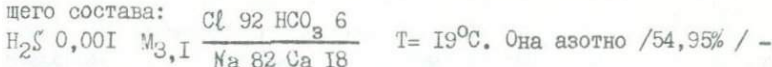


Выходы упомянутых выше минеральных источников расположены в пределах центральной части геотектонической зоны Аджаро-Гурии; Хихадзирский углекислый солено-щелочный источник наблюдается в пределах южной геотектонической зоны. Этим и объясняется повышенная общая минерализация и значительное содержание в них хлоридов; воды же центральной зоны, как и следовало ожидать, характеризуются низкой минерализацией; кроме того в них отсутствуют хлориды или же последние наблюдаются в незначительном количестве.

В северной части Аджаро-Триалетии в переходной зоне между ней и Грузинской глыбой в пределах Гурии и Имеретии известны холодные источники, связанные с вулканогенной толщей среднего эоцена. Здесь отмечаем только источники Насакиральский, Лашесабано, Мерийский, Тхинвальский, Джуматский и Махарадзевский.

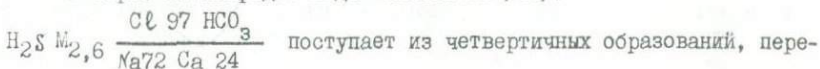
В Махарадзевском районе, в 7 км к северо-востоку от города и 0,5 км от шоссеной дороги Махарадзе-Чохатаури выходят Насакиральские минеральные источники /36/. Выход групповой.

Скважина на глубине около 150 м пересекла зону с водой следующего состава:



метановая /43,8 объема.% /.

В черте г. Махарадзе вода Лашесабано /38/:

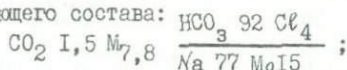


крывающих туфоогенную толщу среднего эоцена.

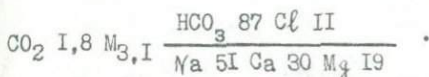
В Ахалцхско-Имеретинском хребте имеются и углекислые источники, как например, Набеглавский, Саирмский и др., которые связаны с вулканогенным средним эоценом, т.е. верхнемелово-нижнепалеогеновым водоносным комплексом центральной геотектонической зоны.

В ущелье р. Губазеули, в 40 км от Саджевахо, на абсолютной

отметке 450 м обращает на себя внимание выход Набеглавской углекислой минеральной воды содового типа. Каптажная скважина /№1/ вскрыла воду следующего состава:



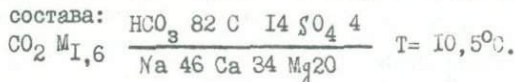
газовый состав: CO_2 - 98%, He - 0,278, Ar - 0,002. Химический состав Саирмского эксплуатационного источника нижеследующий:



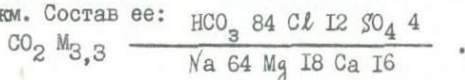
Саирмская углекислая вода /47/ относится к нарзанам. Выходы расположены в 25 км к югу от с. Маяковски, в ущелье р.Цабларисхеви.

Здесь из трещиноватых среднеэоценовых пород свода саирмской антиклинали содовая вода с повышенной минерализацией поступает в аллювий р.Цабларисхеви, где она опресняется; в четвертичных образованиях происходит ее метаморфизация путем обменной адсорбции между натрием содовой воды и кальцием, поглощенным в породах аллювиальных осадков.

В ущелье р. Намарневисхеви притока Цабларисхеви, в 400 м от скв. №4а, в сводовой части саирмской антиклинали проведена была скважина /№7/ у контакта вулканогенного среднего эоцена и четвертичных образований здесь была получена вода типа Саирме следующего состава:



Примерно такого же состава выходит в ущелье правого притока Цабларисхеви, в местности Клибула, отстоящей от Саирме на расстоянии 1,5 км. Состав ее:

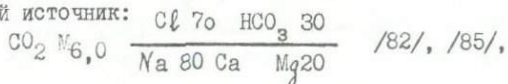


В Боржомском районе широко представлены углекислые источники, связанные с вулканогенным средним эоценом, боржомским флишем и верхнемеловыми карбонатами. Наблюдаются они в основном в ущелье р. Гуджаретисцкали, правого притока Куры, у г. Боржоми.

Реки Кура и Гуджаретисцкали в пределах Боржоми секут среднюю, наиболее приподнятую часть Боржомо-Гуджаретского поднятия /центральная и частично северная части зоны/; сложена она верхнемелово-нижнепалеогеновым водоносным комплексом, в котором помимо нарзанов и

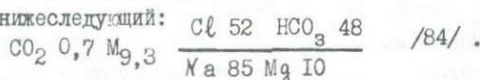
термальных содовых вод распространены углекислые соляно-щелочные источники.

Тонетский /Хандо/ источник /82/, связанный с зоной разлома, выходит у с. Гуджарети: он примерно, имеет такой же состав как и Рамнисхевский источник:



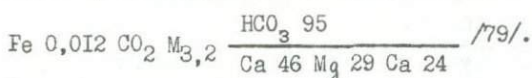
расположенный несколько выше предыдущего; последний выходит из контакта среднего эоцена с флишем. В нем / CO_2 0,9 $\text{M}_{3,0}$ HCO_3 98 / обращает на себя внимание высокое содержание Mg 47 Ca 35 Na 17 магния.

Состав Гуджаретского источника /84/, наблюдающегося вблизи с. Квемо-Гуджарети, нижеследующий:



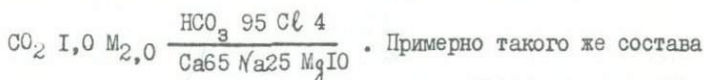
Выход приурочен к четвертичным осадкам у свода антиклинали. Коренные породы обнажены несколько выше. Представлены они боржомским флишем и вулканогенными образованиями среднего эоцена.

Вардеванские минеральные источники /79/ /Вардеванисцкали, приток р.Гуджаретисцкали/ связаны с низами среднего эоцена, у контакта с боржомским флишем. Выход групповой. Химический состав:

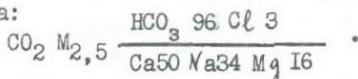


И здесь в воде наблюдается повышенное содержание магния.

Группа митарбинских источников, расположенная в 1,5 км от села Патара Митарба у свода патарамитарбской антиклинали занимает полосу длиной 100 м. Химический состав одного из них:

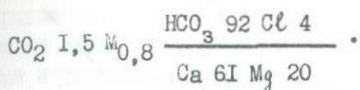


и остальные источники. В скважине, проведенной Грузгеологоуправлением, общая глубина которой 540 м, получена была вода следующего состава:



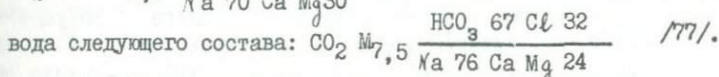
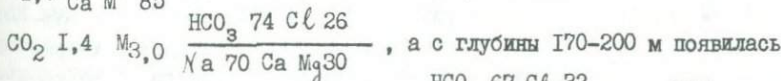
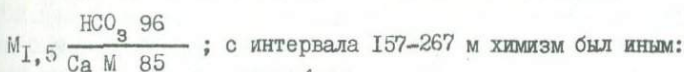
Тимотесубанский источник; выходящий у дороги, в 3 км выше с. Тимотесубани, связан с делювием; в районе обнажены среднеэоценовые

вулканогенные образования, падающие вертикально. Химический состав:



Буровая скважина, заданная Грузгеолуправлением в нескольких метрах от него, вскрыла минеральную воду без самоизлива. Общая глубина скважины 270 м. Опробование, проведенное Г.Гагловым, дало весьма интересные результаты. С глубиной ее общая минерализация стала возрастать, а соотношение ионов меняться.

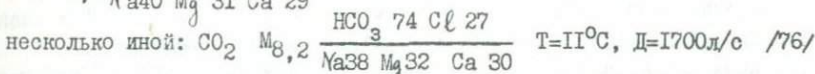
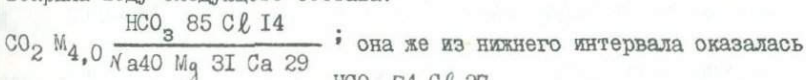
Проба, взятая в интервале 84,5, имела следующий состав:



Таким образом и здесь наблюдается гидрохимическая зональность: с глубиной наряду с содовыми сменяются солено-щелочными водами.

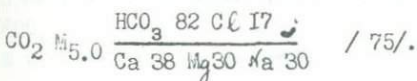
Цагверские источники /75/ выходят в балках левых притоков р. Гуджаретисскали. Балки секут цинубанско-цагверскую антиклиналь. В низах толщи обнажен вулканогенный средний эоцен. Антиклиналь осложнена вторичными складками и разрывами. С последними связаны выходы минеральных источников. Здесь были заданы скважины; в результате дебит источников, резко уменьшился.

Скважина №12, проведенная у источника №1 до глубины 430 м вскрыла воду следующего состава:



В последней обращает на себя внимание другое соотношение анионов, при почти одинаковом соотношении катионов. Видно, что в ней хлоридная и гидрокарбонатная составляющие натриево-магниевые-кальциевые.

Скважина №10 /75/, проведенная в средней балке:



Здесь вызывает интерес гидрогеохимия магния. Последний, возможно,

связан с вулканогенным верхним мелом. Наличие его под палеогеном, не вызывает сомнения.

Своеобразным химическим составом характеризуется группа Либанских источников /65/. Выходят они на дне ущелья р. Боржомули, в 1 км южнее с. Та; приурочены они к зоне разлома, проходящей вдоль свода цинубанско-цагверской антиклинали. Химический состав их:

CO_2 $\text{Mg}_{4,6}$ $\frac{\text{Cl } 56 \text{ HCO}_3 \text{ 4I}}{\text{Na } 56 \text{ Ca } 28 \text{ Mg } 16}$; по Фрезениусу, солевой состав этой во-

ды можно выразить так: NaCl - 56% экв; $\text{Ca/HCO}_3/2$ - 28%; $\text{Mg/HCO}_3/2$ - 13%; MgCl_2 - 3% экв. Однако, здесь, возможно, что хлоридная составляющая поступает из водоносного комплекса н. мела - юр. В порфиритовой свите байоса, в условиях гидрогеологической закрытости, можно ожидать наличие хлоридно-кальциевой воды. В этом случае хлориды нужно связать с кальцием. Количество ионов последнего могло уменьшиться в результате обменной адсорбции ионов кальция байосской хлоридно-кальциевой воды при ее движении в морских флишевых породах нижнего палеогена и карбонатного верхнего мела.

В Триалетии среди малочисленных выходов минеральных источников крупнейшими являются Тбилисские сульфидные термы. Здесь обнажены верхи вулканогенного среднего эоцена и нижняя часть песчано-глинистого верхнего эоцена. По правой стороне Куры с юга на север хорошо прослеживаются телетская антиклиналь, крданисская синклиналь, тбилисская антиклиналь, сабурталинская синклиналь и лисская антиклиналь, имеющие примерно широтное простирание. В районе под дабаханскими слоями биаррицкого яруса буровыми скважинами были прорезаны сперва вулканогенная толща /600 м/ лютета, а ниже флишевые образования нижнего эоцена и палеоцена.

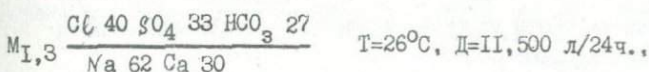
Водоупорными осадками являются верхнеэоценовые и, особенно, олигоценовые глинисто-песчаные образования, перекрывающие вышеотмеченный водоносный комплекс. Упомянутые складки западнее Тбилисского меридиана воздымаются; сложены они водопроницаемыми осадками нижнего палеогена, в основном, и верхнего мела. Восточнее Тбилиси этот комплекс, погружаясь, перекрывается вначале верхнепалеогеновыми, а затем неогеновыми водоупорными образованиями, поэтому воды водоносного комплекса в отмеченном направлении становятся все более напорными.

Таким образом, как видно Тбилисские термы относятся к место-

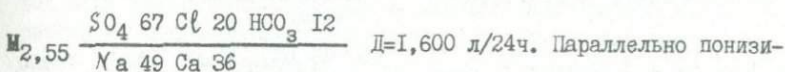
рождениям напорных вод артезианского типа. Естественные выходы их приурочены к сильно трещиноватым среднеэоценовым осадкам сводовой части тбилисской антиклинали; последняя погружается как в западном, так и в восточном направлении. На участка бальнеологического курорта наблюдается т.н. "Тбилисское гидрогеологическое окно", очаг разгрузки терм, окруженное со всех сторон водоупорными верхнеэоценовыми осадками.

Тбилисские термы получены в результате смещения вод древнепогребенной хлоридной и современной метеорной. Последняя сильно напорная. Она из области питания, расположенной в западной приподнятой части Триалетии, следуя по направлению подземного стока глубины большой, соприкасаясь с водой зоны застоя и смешиваясь с ней, так как дальнейшее движение в восточном направлении из-за гидрогеологической закрытости структур невозможно, выходит на поверхность земли через "Тбилисское гидрогеологическое окно". Как правило, воды источников и скважин Тбилисского бальнеологического курорта слабо минерализованы.

После проведения Метростроем тоннеля напротив бальнеологического курорта, т.е. участка выходов терм, по левой стороне р.Куры сильно снизился дебит источников и буровых скважин, изменился местами и их химический состав. Так, например, состав источника Гогило /89/ до уменьшения дебита



после проведения тоннеля он стал несколько иным:



лась и температура воды до $18^{\circ}C$.

Обращает на себя внимание и другое. Воды некоторых глубоких скважин, проведенных на левой стороне р.Куры, оказались намного более минерализованными и хлоридными, чем термы бальнеологического курорта и в частности тбилисской антиклинали.

Глубокая скважина №5 была заложена на северном крыле телетской антиклинали, вблизи свода. Общая ее глубина 1401 м. Скважиной были прорезаны три водоносные зоны в среднем эоцене и три на глубинах 890, 1058 и 1302 м в нижнем эоцене. Химический состав вод из флиша и среднего эоцена оказались аналогичными: $M_{4,6} \frac{Cl \ 98}{Na \ 61 \ Ca \ 27} \quad T \ 43^{\circ}C$.

Скважина №7 была проведена в осевой части крпанинской синклинали. Общая глубина ее 1510 м.

Были вскрыты две водоносные зоны: одна в среднем, а другая в нижнем эоцене. Химический состав вод этих зон не отличается друг от друга / $M_{2,8} \frac{Cl\ 98}{Na67\ Ca\ 32}$ /.

Скважина № 2 заложена на северном крыле крпанинской синклинали. Общая глубина ее 1135 м. До глубины 250 м она прошла верхний эоцен, а ниже средний эоцен, где пересекла зону с водой следующего состава: $M_{2,4} \frac{Cl\ 93}{Na65\ Ca\ 33}$ T 18°C.

Воды как этой, так и отмеченных выше глубоких скважин, по сравнению с таковыми бальнеологического участка, являются слабо сульфидными /до 3-5 мг/л/.

Для сравнения ниже приведен химический состав некоторых минеральных источников и вод буровых скважин бальнеологического курорта:

1. Минерального источника $H_2S\ 0,008\ M_{0,3} \frac{Cl\ 39\ CO_3\ 23\ HCO_3\ 19}{Na\ 88\ Mg\ 7}$,

2. Воды неглубокой буровой скважины №8- H_2 $0,013\ M_{0,3} \frac{Cl\ 39\ HCO_3\ 27}{Na\ 83}$
 $CO_3\ 27$ T- 46°C.

В центральной же части участка химический состав минеральных вод оказался нижеследующим:

1. Неглубокой скв. №1 - $H_2S\ 0,020\ M_{0,4} \frac{Cl\ 46\ HCO_3\ 23\ SO_4\ 22}{Na\ 82\ Ca\ 12}$ T-36°C,

2. Минеральн.источн. - H_2S Следы; $M_{0,7} \frac{SO_4\ 63\ HCO_3\ 18\ Cl\ 14}{Na\ 53\ Ca\ 40}$.

Из сравнения видно, что химический состав источников бальнеологического курорта и вод глубоких скважин /№№7,5 и 2/ резко отличаются друг от друга. Первые очень слабо минерализованы, хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатны или сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридны. Наблюдаются также и другие соотношения основных анионов; вторые же сильнее минерализованные и почти "чисто" хлоридные.

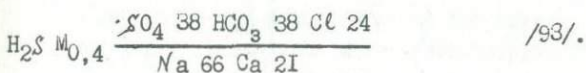
На участках глубоких скважин складки погружены. Там верхнемеловой-нижнепалеогеновый водоносный комплекс перекрыт водоупорным глинисто-песчаным верхним палеогеном.

Недавно глубокая скважина №11, заданная на южном крыле более погруженной части телетской антиклинали в среднеэоценовых туфогенных вскрыла воду: CH_4 $M_{12,6}$ $\frac{\text{Cl } 89}{\text{Na } 97}$ более минерализованную, чем

вода скважины №5.

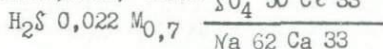
Но глубокие скважины, заданные на левой стороне Куры, в пределах тбилисской антиклинали, перекрытой водоупорными глинисто-песчаным верхним эоценом, в верхнемеловом - нижнепалеогеновом комплексе вскрыли минеральную воду, по химическому составу аналогичную таковой бальнеологического участка, а не глубоких скважин № 2, 5 и 7.

Скважина №8 пробурена в пределах восточного погружения тбилисской антиклинали. Общая глубина ее 1405 м. До глубины 780 м она прорезала породы верхнеэоценовой глинисто-песчаной водоупорной свиты. В этой скважине в среднеэоценовых породах встречены четыре водоносные зоны с одинаковым химическим составом:



Глубокая скважина № 3, заложенная на северном крыле, ближе к своду той же антиклинали, вблизи моста им. Бараташвили /глубина 1407 м/ вскрыла 6 водоносных зон. В верхнеэоценовых породах получена вода следующего состава: $M_{2,0}$ $\frac{\text{Cl } 55 \text{ SO}_4 \text{ 22}}{\text{Ca } 55 \text{ Na } 41}$ $T \text{ 17}^\circ\text{C}$.

Остальные зоны вскрыты в среднем эоцене, химический состав вод этих зон оказался, примерно, одинаковым. Замечено только возрастание общей минерализации с глубиной. Химический состав воды самой нижней /6-ой/ зоны: $\frac{\text{SO}_4 \text{ 50 } \text{Cl } 33}{\text{Na } 62 \text{ Ca } 33}$ $T \text{ 37}^\circ\text{C}$.



Таким образом, как выясняется, подземные воды верхнемелового-нижнепалеогенового комплекса как в погруженной части тбилисской антиклинали, района вышеописанных глубоких скважин №№ 3, 4, 8, так и в приподнятой ее части, на участке бальнеологического курорта, по общей минерализации и соотношению ионов, почти аналогичны, но они резко отличаются от вод глубоких скважин №№ 12, 7, 5 и 2, заложенных в погруженной части телетской антиклинали и крцанисской синклинали.

Движение напорной воды восточнее Тбилиси резко затруднено ввиду того, что водоносный комплекс перекрыт верхнепалеогеновыми и

неогеновыми, в общем, водоупорными осадками. Дальнейшее движение воды по направлению стока прекращается там, где происходит соприкосновение вод современной метеорной, сильно напорной инфильтрированной, / области питания которой расположены в Тетрицкаройском и Манглисском районах, / и древнепогребенной хлоридной зоны застоя восточного окончания Триалетии. Современная напорная метеорная вода отжимается древнюю; после этого смешанная вода, двигаясь в обратном направлении, выходит на поверхность земли в пределах Тбилисского гидрогеологического окна. Исходя из этого можно допустить, что в верхнемеловом—нижнепалеогеновом водоносном комплексе Тбилиси и западнее до основной области питания гидрогеологическая зона застоя отсутствует.

Но термы тбилисской антиклинали отличаются от терм погруженных частей телетской антиклинали и сабурталинской и крцанисской синклиналей /глуб. скв. № II, 7, 5, 4 и 2/ не только общей минерализацией и соотношением ионов, но и газовым составом.

Ниже, в таблице приводится газовый состав некоторых минеральных вод Тбилисского месторождения терм, где видно, что повышенной общей минерализацией характеризуются "чисто" хлоридные воды, по газовому составу являются метановыми, слабо азотными /воды глубоких скважин телетской антиклинали и крцанисской синклинали/; они в пределах тбилисской антиклинали являются азотно-метановыми или метано-азотными. Метан связан с хлоридными водами; азот воздушного происхождения; он наблюдается обычно в современных метеорных инфильтрационных водах. Основная масса терм тбилисской антиклинали современная метеорная инфильтрационная. Этим объясняется значительное содержание в них азота и аргона, по сравнению с водами глубоких скважин других структур.

Известно, что растворимость карбоната кальция, при наличии в растворе неоднородных ионов, например, хлоридно-натриевой соли, возрастает.

В районе Тбилисских терм имеются гидро-геохимические условия для смешения вод с одноименными ионами; этим создается благоприятная обстановка для уменьшения степени растворимости карбонатов /в основном/ и сульфатов кальция.

На бальнеологическом участке в обнажениях хорошо видно, что происходит заполнение трещин солями, выделенными из термальной воды.

В неглубокой скважине №5 бальнеологического участка происхо-

Таблица

 Растворенные газы в Тбилисских термах
 /в объемных %-ах/

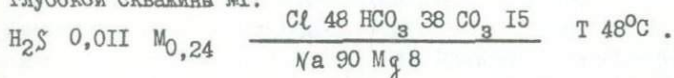
№ скважин Бальнеологического участка	2	4	6	7	8	компоненты	примечание
CO ₂	-	-	3,8I	-	-		Анализы растворенных газов в водах
H ₂ S	1,0I	0,48	10,15	0,45	0,40		Глубоких скважин не произведены
CH ₄ с гомогенами	49,6I	48,07	39,10	41,24	48,40		
N ₂ и инертные газы	59,36	51,45	46,94	58,3I	50,20		
Сумма	100%	100%	100%	100%	100%		
Инертные газы							
Скважины	Глубокая скваж. №7	Глубокая скваж. №5	Неглубокая скв. бальнеолог.уч. №6	Неглубокая скважина бальнеол.курорта №8			
A	0,068I	0,248I	1,0320	0,8480			
He	0,006I	0,0042	0,0062	0,0043			

дило выделение солей в обсадных трубах до полной закупорки их. Осадконакопление возобновлялось и после прочистки скважин.

В глубоких скважинах №№ 7, 5 и 2 обращает на себя внимание натриево-кальциевый состав хлоридных вод, тогда как воды бальнеологического курорта, как правило, "чисто" натриевые.

Формирование сероводорода в Тбилисских термах происходит на глубине и в восстановительной среде в результате десульфатизации современной метеорной инфильтрационной сульфатной воды. Во время ее метаморфизации появляются сероводород и углекислота; последняя биогенная. Агрессивное действие углекислоты вызывает растворение карбонатов кальция. Параллельно происходит обменная адсорбция между кальцием воды и натрием пород; в результате формируется содового типа вода; эта напорная, сульфидная, гидрокарбонатно-кальциево-натриевая вода производит отжим хлоридно-натриево-кальциевых древних морских вод из зоны застоя. В результате происходит смешение их с одноименными ионами кальция. Это, как отмечалось выше, вызовет выделение углекислоты из раствора; этим нарушается карбонатно-гидрокарбонатное буферное равновесие; изменяется pH. В результате происходит выпадение карбоната кальция в трещинах пород; параллельно наблюдается уменьшение общей минерализации воды. Установлено, что осадок, выделенный на стенках обсадных труб, главным образом, состоит из карбоната кальция.

Вот почему общая минерализация терм, полученных с большой глубины из флиша палеоцена-нижнего эоцена и, по-видимому, верхнего мела, очень низкая и вода почти полностью десульфатизирована; она является сульфидной и "чисто" натриевой; химический состав воды глубокой скважины №1:



Если термальна вода, по соотношению ионов, аналогична, например, воде вышеприведенной глубокой скв. №1 и при движении смешивается с гипсовой или хлоридно-кальциевой водой, то растворимость карбонатов и сульфатов кальция возрастает; поэтому трещины карбонатных пород, в которых движутся термы, должны расширяться.

По имеющимся наблюдениям, вода неглубокой скв. №5 бальнеологического участка до осадковыведения на обсадных трубах, являлась хлоридно-натриевой, но после выделения солей она стала более сульфатной; при этом уменьшился ее дебит, а также температура и общая

минерализация; но после основательной прочистки скважины вода эта стала несколько менее сульфатной в мгр. экв. % и карбонатность в ней стала уменьшаться. Здесь напрашивается вопрос: не связывается ли это явление с осадковывделением солей в трещинах пород /?/. Известно, что скважина №5 в дальнейшем прекратила свое существование.

Весьма важно выяснить генезис кальция в водах хлоридно-кальциевого типа /по Сулину/ глубоких скважин №№7, 5, 4 и 2. Как установлено, хлоридно-кальциевые воды присутствуют в порфиритовой свите байоса в условиях гидрогеологической закрытости.

В главе "Гидрогеология Артвинско-Болнисской глыбы" отмечалось, что в пределах западной части Болнисской зоны выделяется только юрско-верхнемеловой-нижнепалеогеновый водоносный комплекс, который с северной стороны непосредственно примыкает к Тбилисскому району. Исходя из этого, нетрудно допустить, что здесь отмеченные водоносные комплексы глыбы и верхнемелово-нижнепалеогеновый водоносный комплекс Тбилисского района гидрогеологически объединены. Таким образом байосские напорные, древнепогребенные хлоридные воды возможно типа Лутела имеют непосредственную гидрогеологическую связь с подземными водами отмеченного комплекса Тбилисского артезианского бассейна.

Здесь можно задать вопрос: не является ли наличие хлор-кальциевого типа вод в этом водоносном комплексе по данным глубоких скважин №№7, 5, 4 и 2, подтверждением вышесказанного? Это тем более вероятно, что область питания Тбилисских терм расположена и в Тетрицкарыйском районе Артвинско-Болнисской глыбы, где обнажаются верхнемеловые известняки и вулканогенный ср. эоцен.

Тбилисские термы, по анализам М. Мзареулишвили, содержат йод, бром, борную кислоту, аммоний /см. таблицу /.

Как видно, величина отношения хлора к бромю здесь меньше 300, этим подтверждается наличие в Тбилисских термах древнепогребенных хлоридных вод морского типа. Эти термы сульфидные. Содержание общетитруемой серы в них от 8-6 до 20 мгр/л.

Тбилисские термы относили к ювенильным. Основанием для такого заключения послужило ошибочное представление о наличии в районе горловин /" Конгломераты запутанного напластования"/ недавно потухших вулканов. Однако впоследствии выяснилось /А. Джанелидзе/, что никаких вулканических горловин в окрестностях г. Тбилиси нет. Шавнабадские и другие лавы являются останцами покровов базальтов средне-

эоценового возраста, а "конгломераты запутанного напластования", как впервые показал Л. Конюшевский /1916/ представляют собой брекчию.

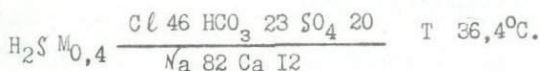
таблица

Микро-компоненты гр/л	Ист. бальнеол. курорта	ист. бальнеол. курорта	ист. бальнеол. курорта	СКВ. № 1	СКВ. № 2	СКВ. № 4	СКВ. № 6	СКВ. № 7	глуб. СКВ. № 3	глуб. СКВ. № 4	глуб. СКВ. № 5
	0,02	0,02	0,02	0,5	0,06	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	7,9
HVO_2	-	-	-	5,5	5,5	6,0	-	-	5,0	10,0	80,0
NH_4	0,07	0,06	-	0,14	0,13	0,12	-	0,06	-	-	-
Cl/V_2	-	-	-	148,6	110	-	216,5	231	-	150,0	252,6

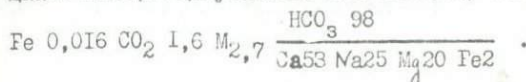
Выше было показано, что основная масса Тбилисских терм, современная инфильтрационная /И. Качарава, 1933/.

В Тбилисском районе флишевые осадки, залегающие под мощными средне- и верхнеэоценовыми образованиями, были прорезаны глубокой скважиной /№1/, проведенной в Ботаническом саду, на окраине Тбилисского курорта. Здесь на большой глубине в осадках боржомского флиша была пересечена зона, давшая напорную термальную воду, примерно, типа тбилисских терм бальнеологического участка. Откачкой установлено, что режим их в флишевых отложениях тесно связан с режимом вод среднего эоцена бальнеологического курорта. Это явление служит подтверждением правильности выделения единого водоносного комплекса в флишевых осадках и среднеэоценовых вулканогенах Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Химический состав воды нижеследующий:



С боржомским флишем связан ряд минеральных источников. В сводовой части пинубаско-цагверской антиклинали, сложенной этими осадками выходит Цинубанский источник /83/ №1:



Вблизи этого источника Грузгеолуправлением была проведена скважина №17, которой под мощными /40 м/ четвертичными образованиями пересечен был боржомский флиш. Минеральная вода начала изливаться еще при бурении в насосах. Ее химический состав не отличается от состава источников. С углублением скважины наблюдалось возрастание хлоридов и общей минерализации.

Химический состав воды: CO_2 0,78 $\text{M}_{\text{I}0,98} \frac{\text{HCO}_3 60 \text{ Cl } 40}{\text{Na } 89 \text{ Mg } 7}$ /83/.

Как видно, гидрокарбонатные воды с глубиной постепенно становятся солено-щелочными, при этом количество магния падает.

Маджарцхальские минеральные источники /80,81/ также приурочены к сводовой части цинубани-цагверской антиклинали; они наблюдаются в I км от с.Маджарцкали. Химический состав одного из них:

CO_2 0,58 $\text{M}_{\text{I}7,8} \frac{\text{Cl } 51 \text{ HCO}_3 49}{\text{Na } 84}$. Второй источник выходит из той же

структуры ущелья Гуджаретискали, несколько выше Цинубнискали.

Химический состав ее: CO_2 1,7 $\text{M}_{\text{I}6,3} \frac{\text{HCO}_3 42 \text{ Cl } 43}{\text{Na } 65 \text{ Mg } 18 \text{ Ca } 15}$.

Третий источник /81/ вытекает ниже, на расстоянии около I км. По данным Б.Чихелидзе, состав воды:

CO_2 1,0 $\text{M}_{\text{I}8,4} \frac{\text{Cl } 67 \text{ HCO}_3 33}{\text{Na } 91 \text{ Mg } 6}$.

Последняя вода вызывает большой интерес тем, что она высокоминерализованная и более хлоридная, чем любая углекислая минеральная вода Аджаро-Триалетии. Выявление генезиса ее, расположенной тектонически в наиболее приподнятой и стало быть гидрогеологически раскрытой части хребта, вызывает большой интерес.

За Гвиргаина-Тортизским водораздельным хребтом в своде сачхенисской антиклинали, расположенной в ущелье р.Недззури, правого притока Куры у Ахалдаба, из флиша поступают Недзвские источники /73/. Химический состав верхнего из них:

CO_2 1,3 $\text{M}_{\text{I}8} \frac{\text{HCO}_3 99}{\text{Ca } 81 \text{ Mg } 12}$. По соотношению ионов она относится к

типичным нарзанам. Химический состав нижнего источника:

CO_2 $\text{M}_{\text{I},68} \frac{\text{HCO}_3 98}{\text{Ca } 57 \text{ Na } 33}$. Этот последний несколько натриевый, тогда

как верхний почти "чисто" кальциевый.

На участке верхнего источника была проведена скважина глубиной 1080 м. До глубины 750 м она прошла флиш и верхнемеловые известняки. Вскрыто было несколько водоносных интервалов. В самом верхнем из них вода оказалась такой же, как первого источника

$\text{CO}_2 \text{ I, I } M_{1,86} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 99}}{\text{Ca } 80 \text{ Na } 12} /$. Ниже, на глубине 288 м она была значительно более натривой, чем кальциевой

$\text{CO}_2 \text{ M}_{2,5} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 92}}{\text{Na } 70 \text{ Ca } 22} /74/$, но в дальнейшем она стала более

минерализованной $\text{CO}_2 \text{ M}_{8,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 86 } \text{SO}_4 \text{ 13}}{\text{Na } 73 \text{ Ca } 17} /$, при этом в ней появился сульфат.

В северной части северной геотектонической зоны Аджаро-Триалетии в бассейне р. Чхеримела, у контакта складчатой системы и глыбы из известняков верхнего мела в зоне разлома выходит Зварский углекислый минеральный источник /70/ типа эссенуки следующего хим.

состава: $\text{CO}_2 \text{ M}_{5,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 54 } \text{Cl } 41}{\text{Na } 74 \text{ Ca } 19} / 70/$.

В одной и той же скважине из меловых известняков были получены: углекислая вода в верхах зоны в основном содового типа

$\text{CO}_2 \text{ M}_{2,6} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 78 } \text{Cl } 18}{\text{a } 93} /$, а в низах зоны почти "чисто" хлоридная

$M_{17,4} \frac{\text{Cl } 82 \text{ HCO}_3 \text{ 18}}{\text{Na } 85 \text{ Mg } 8} /$ с незначительным количеством углекислоты.

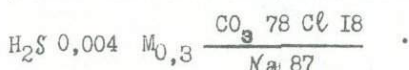
Это наводит на мысль, что Зварский минеральный источник относится к типу смешанных вод; в нем углекислым является содовая составляющая смеси. Последняя, по-видимому, поступает из центральной зоны Триалетии. Подземный сток вод, благодаря погружению структур и понижению рельефа происходит в сторону Грузинской глыбы. Они, приобретая значительный напор, выходят на поверхность земли через зоны разломов.

В западной части полосы, недалеко от с.Зваре, наблюдается выход углекислого источника

$\text{CO}_2 \text{ M}_{1,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 65 } \text{Cl } 33}{\text{Na } 69 \text{ Ca } 29} /72/$.

На северном крыле боржомской антиклинали и в баратхевской синклинали, расположенной между боржомской и сацхенисской антиклиналями, в известняках верхнего мела циркулируют углекислые воды боржомского типа /66/. Формирование последнего обусловлено наличием водонепроницаемой диабазовой пластовой жилы, которая разобщает верхнемеловые и палеогеновые флишевые воды друг от друга.

Как известно, в флишевых отложениях палеоцен-нижнего эоцена Боржоми буровыми скважинами были вскрыты термальные азотные и сульфидные воды /68/, следующего состава:



Боржомская пластовая диабазовая жила, залегающая у контакта боржомского флиша и карбонатного верхнего мела, разобщает отмеченные азотно-сульфидные /неуглекислые/ термальные воды флиша от углекислых содовых типа Боржоми. Углекислота, наблюдающаяся здесь, возможно, генетически связана с диабазовой интрузией.

Химический состав воды, например, скважины № 5, проведенной на участке санатория № I, следующий: $CO_2 \ 0,8 \quad M_{7,1} \quad \frac{HCO_3^- \ 86 \ Cl \ 14}{Na^{+4} \ Mg \ 5} /66/$

а скважины № I, заданной в парке курорта: $CO_2 \ 0,5$

$M_{6,0} \quad \frac{HCO_3^- \ 85 \ Cl \ 11}{Na \ 85 \ Ca \ 7} /67/$. По мнению большинства исследователей,

боржомская вода в основном современная метеорная инфильтрационная, но метаморфизованная, благодаря обменной адсорбции между кальцием воды и натрием породы. Здесь повышенная общая минерализация обусловлена наличием в воде агрессивной углекислоты, которая является продуктом молодого вулканизма.

Процессу обменной адсорбции между кальцием воды, инфильтрованной из области Ломисмта, и натрием меловых пород способствует углекислый газ. Последний, конечно, вызывает растворение карбонатных пород верхнего мела.

В районе распространения боржомской воды обращает на себя внимание полное отсутствие известковистых нарзанов или углекислых гидрокарбонатно-натриево-кальциевых источников. Они не были вскрыты скважинами. Кроме того с глубиной, судя по данным многочисленных скважин, в воде значительного изменения в соотношении ионов и общей минерализации не наблюдались.

Видно, что здесь для формирования нарзанов отсутствует соот-

ветствующая гидрогеохимическо-динамическая обстановка, что, по-видимому, обусловлено залеганием водоупорного пластового диабаз между карбонатным верхним мелом и боржомским флишем и тем самым отсутствием зоны активной циркуляции в пределах циркуляции воды; в верхнем меле, как известно, циркулирует углекислая боржомская содовая вода, т.е. здесь выделяется гидрогеохимическая зона затрудненной циркуляции а для формирования зоны активной циркуляции, т.е. углекислых нарзанов, из-за наличия водоупорной диабазовой покрышки, нет благоприятных динамических условий. По-видимому, под водоносным известняковым верхним мелом представлены водоупорные мергели альба, восстановление палеогеографической картины не противоречит этому. Поэтому предположение о поступлении хлоридных вод снизу из юрско-нижнемелового водоносного комплекса следует отбросить. Этим, по-видимому, объясняется очень слабо-хлоридный состав боржомских минеральных источников.

Лашкнетский источник, расположенный в Гуджаретском ущелье следующего состава: CO_2 1,2 M_{12,0} $\frac{HCO_3 49 Cl 43}{Na 78 Ca 13 Mg 10}$ /86/;

к югу от селения из той же зоны разлома выбивает источники /87/:

CO_2 1,2 M_{6,3} $\frac{Cl 56 HCO_3 40}{Na 78 Ca 14}$ и CO_2 1,6 M_{5,8} $\frac{HCO_3 67 Cl 32}{Na 68 Ca 18 M 12}$.

Поблизости от них, в неглубокой скважине была получена высокоминерализованная слабоуглекислая вода - /88/ $\frac{Cl 75 HCO_3 20}{M 40,0}$ Na 95.

Сравнение анализов показывает, что с глубиной количество хлора в воде возрастает; возрастает и общая минерализация, но количество соды резко уменьшается. Хлоридная вода расположена ниже содовой; таким образом, и эта группа углекисло-солено-щелочных источников относится к смешанному типу вод; последние состоят из смеси хлоридных и содовых вод; причем содовая часть углекислая.

Таким образом, как выясняется в Аджаро-Триалетский складчатой системе выделяются зоны углекислых вод в полосе распространения голоценово-древнечетвертичных вулканов.

В пределах Триалетии углекислые воды не наблюдаются; здесь нет молодых вулканов.

В системе большим распространением пользуются термальные, азотные, нехлоридные, более или менее сульфидные воды слабой минерализации типа тбилисских терм бальнеологического курорта; кроме того в западной части системы встречаются выходы углекислых нарзанов и содовых вод. Все они распространены в центральной геотектонической зоне, где выделяется верхнемеловой - нижнепалеогеновый водо-

носный комплекс, подземные воды которого начали разгружаться через Аджарский гидрохимический язык и Тбилиское гидрогеохимическое окно, вслед за валахской орофазой. Однако в Гуджаретском поднятии, занимающем, главным образом, ту же центральную геотектоническую зону, и стало быть слагающую еще более открытую гидрогеологическую структуру / ведь оно является основной областью питания для структур восточного и западного погружения системы/, представлены не только слабоминерализованные хлоридные, но значительно минерализованные соляно-щелочные углекислые воды. Этот интересный и важный вопрос разбирается в следующей главе.

В Тбилиском районе восточнее Куры верхнемеловой -нижнепалеогеновый водоносный комплекс, перекрытый сперва верхнепалеогеновыми, а затем неогеновыми водоупорными образованиями, слагает Тбилиско-Сартичальский артезианский бассейн. Артезианский бассейн наблюдается и в Боржоми между боржомской и сацхенисской антиклиналями в баратхевской синклинали; обусловлен он наличием между верхним мелом и боржомским флишем водоупорной диабазовой жилы. В Аджаро-Триалетии осадки среднего мела не обнажены. Средний мел здесь представлен водоупорными туфо-глинисто-мергелистыми образованиями; поэтому породы, расположенные ниже среднего мела, слагают закрытую гидрогеологическую структуру с древней хлоридной водой морского типа.

3. Г Р У З И Н С К А Я Г Л Ы Б А /межгорный прогиб/

расположена между Южным склоном и Аджаро-Триалетской системой. Слои здесь пологоскладчатые; широкие синклинали отделены друг от друга узкими антиклиналями.

На Грузинской глыбе снизу вверх выделяются: а/ нижне- и среднеюрский водоносный комплекс, перекрытый глинисто-песчанистой верхней юрой; расположен он на водоупорном субстрате нижнего палеозоя и докембрия; в батских кордильерах часто водоносный байос контактирует с нижнемеловыми водоносными известняками; здесь выделяется межформационное гидрогеологическое окно, где байос и н. мел гидрогеологически объединены и б/ верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт; выделяется он между глинисто-мергелистым водоупорным верхним палеогеном. Нижний палеоген здесь известняковый.

В пределах Грузинской глыбы углекислые воды отсутствуют, так как нет вулканических тел голоценово-плейстоценового возраста.

Хлоридно-кальциевые высокоминерализованные воды типа Лугела,

а также Цхалтубо, Менджи распространены только здесь; Лутела связана с байосской порфиритовой свитой. Байос и вообще вся юра обнажена только вдоль северной периферии Колхидской низменности; в центральной части они расположены на большой глубине. Скважина, проведенная здесь до глубины 3500 м не пересекла полностью даже н.мела. В северной части Колхедской зоны мощность байоса измеряется несколькими километрами; лейас обнажен только в пределах Дзиргульского массива.

В самой западной части Колхидской зоны в юра представлена известняками, а остальная часть сложена пестроцветной серией. Здесь выделяются: а/ юрско-нижнемеловой водоносный комплекс и б/ верхнемелово-нижнепалеогеновый водоносный горизонт.

В Колхидскую зону входит вся предгорная депрессия, которая с севера ограничивается Северной известняковой полосой Абхазии, а с юга бассейном Черного моря.

В Гудаутском районе выделяется — моноклиальная депрессия, а остальная часть Колхиды занята синклинием, который охватывает Бзыбский, Гудаутский и Кодорский артезианские бассейны.

В Западной Абхазии предгорная депрессия, входящая в состав Колхидской зоны, сильно сужена; она в западной части Гагрского района выклинивается и сливается с Сочинской зоной. Центральная часть депрессии сложена неогеновыми и четвертичными осадками; с севера она ограничивается Гагрским известняковым массивом, а с юга бассейном Черного моря.

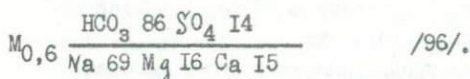
Гагрский массив в западном направлении постепенно погружается и перекрывается молодыми третичными водоупорными осадками.

Гагрипшская скважина №2 пробурена в ущелье р. Гагрипш, в 2 км от берега моря. Общая глубина ее 1145 м; она заложена на южном крыле мзиури-зуквской антиклинали, вблизи сводовой части складки.

Литологический разрез скважины: 0,0–25,7 м делювиальные отложения, 25,7–71,9 м доломиты битуминозные, 71,9–127,0 м доломиты известковистые, 127,0–219,0 м известняки, 219,0–245,8 м известняки с прослоями доломитов, 245,8–363,0 м известняки; 363,0–435,0 м известняки битуминозные и кальцитизированные / при ударе молотка чувствуется запах сероводорода/, 435,0–470,0 м мергелистые битуминозные известняки с запахом нефти, местами встречаются налеты серы, 470,0–556,0 м пиритизированные битуминозные известняки с налетами серы, 556,0–567,4 м известняки с вкрапленниками пирита и налетами серы, 567,0–690,3 м чередование песчаных и глинистых битуминозных известняков, 690,3–769,0 м известняки битуминозные, 769,0–787,0

м пиритизированные мергелистые битуминозные известняки, 787,0–840,0 м известняки битуминозные, 840,0 – 906,0 м известняки битуминозные с налетами серы, 906,0– 929,8 м известняки брекчиевидные, битуминозные с прослоями доломитов, 929,8 – 933,2 м чередование битуминозных доломитов и доломитизированных известняков, 933,2 – 1082,0 м доломиты кристаллические, местами брекчиевидные.

В интервале, примерно, 950–1100 м в известняках и доломитах наблюдается зона разлома; откуда и поступает метановая минеральная вода. В интервале 213–870 м количество сероводорода варьирует в пределах 10– 38 мгр/л. Химизм воды:



Разрез скважины, приведенный выше, показывает, что породы содержат в большом количестве сульфиды и нередко кристаллы серы. Кроме того, насыщены они органическим веществом. Химический состав и низкая общая минерализация сульфидной минеральной воды указывает на то, что она современной метеорной генерации.

В отмеченной гидрогеохимической обстановке в результате окисления сульфидов кислородом инфильтрированной метеорной воды образуются сульфаты. Сульфатная вода в анаэробных условиях, при наличии органики и жизнедеятельности досульфатирующих бактерий постепенно метаморфизмуется, т.е. десульфатируется; при этом появляются углекислота, сероводород и метан. Первая из них растворяет карбонаты; в результате этого происходит обогащение воды гидрокарбонатами, но вследствие обменной адсорбции между кальцием воды и натрием породы вода обогащается натрием и обедняется кальцием.

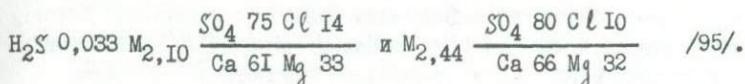
Гагрская скважина №1 заложена на восточной окраине курорта Ахали Гагра, юго-восточнее гагришской скважины. Общая глубина ее 3225 м. Расположена она на южном крыле мзиури-зуквской антиклинали.

Разрез скважины: от 0 до 65,0 м четвертичные образования, от 65,0 до 1153,0 м известняки н.мела, от 1153,0 м до 1233,0 м известняки с фораминиферами в.яры, от 1233,0 до 1616,0 м брекчиевидные известняки и доломиты в.яры, от 1616,0 до 2310,0 м доломиты с прослоями крепких мергелей в.яры, от 2310,0 до 2850,0 м конгломераты, гальки которых в основном представлены интрузивными породами, пиритизированные песчаники и глины, от 2860,0 до 3020,0 м песчаники и глины олигоцена и нижнего миоцена, от 3020,0 до 3085,0 м глины хадума, от 3085,0 до 3225,0 м мергели с прослойками известняков вер-

хнего эоцена.

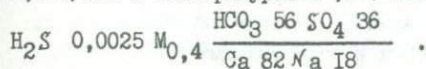
Как видно, скважина под верхней юрой прошла зону надвига, где на глубине 2310 м верхняя юра надвинута на третичные осадки. Возможно, что этот надвиг является непосредственным продолжением того нарушения, которое замечено между мезозойскими и третичными осадками в Бзыбском ущелье у калдахварского моста.

В интервале 1090–1506 м получен первый самотек термальной воды. Напор ее 7 атмосфер. Вода сульфатно-магниево-кальциевая; общая ее минерализация 2,1 г/л. Количество общетитруемой серы 34 мг/л; состав спонтанных газов: CO_2 – 2,3%, O_2 – 0,1, CH_4 – 6,1, N_2 – 80,2%. Радиоактивность 4 единиц Махе. Скважина в интервале 1662 – 2312 м была обсажена перфорированными трубами. После промывки скважины из верхнеюрских известняков был получен самотек с дебитом 20 л/сек и температурой 40°; спустя 48 часов дебит ее возрос до 35 л/сек, а температура до 47°. В дальнейшем температура ее понизилась до 45,5°, а дебит не изменился. Химизм воды по формуле Курлова:



Здесь обращает на себя внимание высокое содержание сероводорода и сульфата. Это значит, что процесс десульфатизации не закончен.

С целью получения воды из нижнего горизонта бурильные трубы были спущены до глубины 2250 м; была получена вода с дебитом около 1,5 л/сек и температурой 47,5°. Химизм ее;



Результаты анализа оказались чрезвычайно интересными. Выясняется, что под минерализованной сульфатной и значительно сероводородной водой ниже 2250 м циркулирует другая вода, по общей минерализации и по соотношению ионов, пресная.

Юрские и нижнемеловые известняки, как известно, богаты органическими веществами. Очевидно, гагрский массив когда-то содержал воду типа Мацесты, а еще раньше, он, по-видимому, являлся нефтеносным. Нефть, по-видимому, проникала в него из более древних формаций, возможно, из лейасских осадков; последние, надо полагать, являются нефтематеринскими. Замечено, что кристаллическая сера, присутствующая в известняках, обволакивает битуминозное органическое вещество. Ясно, что она является более молодым образованием, чем

битумы. Это, возможно, указывает на то, что формирование химического состава минеральной воды Гагрского массива происходит в настоящее время. В Гагрской скважине нижние водоносные зоны пересечены были в самых низах верхнеюрских известняков. Там, как отмечалось, циркулируют почти несульфидные и нехлоридные, по общей минерализации и соотношению ионов, пресные воды. Здесь проходит надвигового характера нарушение с плоскостью наклона, направленной на север. Через него вода в верхнеюрские известняки поступает из пород средней и нижней юры Южного склона. Как известно, воды в зоне активной циркуляции в этой высокогорной части Кавказа нередко являются сверхпресными; их общая минерализация варьирует в пределах 0,2–0,03 г/л.

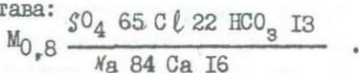
Зона надвига, фиксируемая в скважине, благоприятствует интенсивной разгрузке в Черное море вод из верхнепалеозойско-триасово-/?/- юрско-нижнемелового водоносного комплекса складчатой системы. На основе этих данных можно допустить, что из структуры Южного склона древнепогребенные хлоридные воды полностью отгружены. Установленный в гагрской скважине сбросо-надвиг в западном направлении заходит в пределы моря, чем и обусловлено возрастание разгрузки вод комплекса.

Бзыбская глубокая скважина /98/ пробурена по правой стороне ущелья р. Бзыби, в 6 км к северу от калдахварского моста, на южном крыле бзыбско-гагрской антиклинали, ближе к присводовой части. В своде складки обнажается порфиритовая свита байоса. Мощность их около 1000 метров. Она выше сменяется песчаниками бата.

На южном крыле антиклинали обнажены кимеридж-титонские осадки сложенные песчаниками, конгломератами и известняками /300 м/, за которыми следуют меловые и третичные образования большой мощности фации Грузинской глыбы.

Бзыбская скважина была пробурена в пределах бзыбского поднятия, где обнажены породы порфиритовой свиты байоса. Она прошла от 0 до 1450 м порфиритовую свиту байоса, а от 1450 до 2040 м, т.е. до забоя песчано-глинистую свиту, очень похожую на сорские слои верхнего лейаса.

На глубине 1232 м была получена вода /40000 л/сут/ следующего состава:



На глубине 1325 м дебит ее возрос. Химический состав воды:

$M_{I,5} \frac{SO_4 \ 68 \ Cl \ 27 \ HCO_3 \ 15}{Na \ 71 \ Ca \ 28}$, на глубине 1398 м;

$M_{2,5} \frac{SO_4 \ 67 \ Cl \ 30}{Na \ 66 \ Ca \ 33}$, а у забоя скважины /1612 м/:

$M_{2,0} \frac{SO_4 \ 55 \ Cl \ 39}{Na \ 66 \ Ca \ 28}$.

Сравнение анализов показывает почти одинаковое соотношение ионов в вертикальном направлении. Вода слабо сульфидная /I-2мгр/л/, в ней обращает на себя внимание, по данным лаборатории филиала И/и института, азот и особенно метан.

Из сравнения видно также, что все они смешанного типа. Смесь состоит из вод сульфатных современной метеорной генерации и древнепогребенных хлоридных. Низкая общая минерализация и соотношение ионов воды, ее глубокое залегание указывают на то, что здесь в юрско-нижнемеловом водоносном комплексе зона с древнепогребенной хлоридной водой отсутствует. Зона застоя расположена южнее, т.к. в этом же направлении данный комплекс, погружаясь, становится гидрогеологически закрытым. Из этой зоны застоя, которая, по данным пещундской глубокой скважины, расположена в пределах акватории Черного моря, происходит отжим хлоридной воды.

Бзыско-гагрское поднятие в сторону с.Леселидзе погружается и покрывается водоупорными образованиями верхнего палеогена и неогена. На всем этом протяжении нижнемелово-юрский водоносный комплекс с южной стороны прикрыт водоупорными глинисто-песчанистыми образованиями третичного возраста и только вдоль Гагрского побережья на протяжении около 20 км обнажаются известняковая верхняя юра и нижний мел. Они заходят в пределы Черного моря, где с ними связаны многочисленные выходы крупных пресных родников /"Репруа" и др./.

Разгрузке их способствует ряд обстоятельств:

- а/ сильная трещиноватость пород комплекса и отсутствие водоупорных отложений;
- б/ большая гипсометрическая разница между областями питания и разгрузки.

Известно, что в районе за байосом следует угленосный бат; последний содержит карбиды алюминия; при действии последнего на воду может образоваться метан.

Цхалтубская скважина , проведенная в 7 км от курорта, на юж-

ном крыле чунешской антиклинали, близ сводовой части складки, прошла барремские известняки. Ниже, до глубины 420 м следуют валанжин-готеривские плотные доломиты, кварцевые песчаники и известняки. Ниже была пересечена водоупорная глинисто-песчанистая пестроцветная свита кимериджа и титона.

На глубине, примерно, 768 м до забоя /931,2 м/ скважина прошла порфиритовую свиту байоса; отсюда и была получена высокоминерализованная вода следующего состава:

$$M_{71,5} \frac{Cl \ 100}{Ca \ 68 \ Na \ 30} \quad / \ 142 \ /.$$

Таким образом вода цхалтубской скважины оказалась высокоминерализованной, хлоридно-кальциевой. Относится она к водам типа Лугела.

— Цхункурская глубокая скважина /141/, заложенная на участке с. Цхункури Цхалтубского района, сверху вниз пересекла: альбские глинистые мергели до глубины 30 м и аптские известняки до глубины 75 м. Ниже были пересечены барремские известняки, сильно трещиноватые и закарстованные. На глубине 305 м скважина прошла нижнеэокомские кварцевые известняки с прослоями аркозовых микроконгломератов; эти породы также сильно трещиноваты. Под нижним эокомом с глубины 506 м следует титон-кимериджская гипсоносная глинистая пестроцветная свита. Примерно с глубины 605 м и до забоя /952,3 м/ скважиной была пересечена порфиритовая свита байоса.

Из скважины начала поступать минеральная вода с глубины 808-833 м из порфиритовой свиты байоса.

— Окумские минеральные источники /116/ расположены в Гальском районе, в ущелье р.Окуми, где обнажается порфиритовая свита байоса, слагающая антиклинальную складку, в ядре которой выступает песчано-сланцевая свита лейаса. К югу за вулканогенной толщей следуют пестроцветная свита кимериджа, известняки и мергели апта, мергели альба. Отмеченные слои слагают северную известняковую полосу Абхазии. Породы сильно раздроблены ввиду развития в отложениях краевой складчатости с разрывами.

Вода выходит из байоса. Общая ее минерализация, ввиду опреснения, колеблется в широких пределах: от нескольких граммов до 300 г и больше в литре воды. Количество кальция доходит до 88 мгр. экв. %

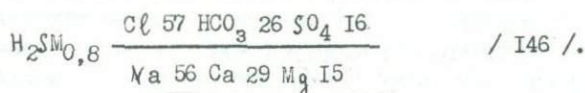
Химический состав Мухурской минеральной воды неглубокой скважины:

$$M_{51,0} \frac{Cl \ 92 \ SO_4 \ 6}{Ca \ 87 \ Na \ 12}$$

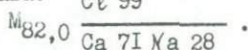
Здесь была проведена глубокая скважина, в которой из байоса на большой глубине получен был рассол "чисто" хлоридно - "чисто" кальциевого состава /типа дугела/.

Кехвские источники /161/ расположены в бассейне р.Б.Лиахви Цхинвальского района /Кго-Осетия/. Они приурочены к сарматским осадкам, которые трансгрессивно залегают на порфиритовой свите байоса. Кехвская высокоминерализованная хлоридная кальциевая и натриевая вода в сарматские осадки поступает из порфиритовой свиты байоса; в сармате она метаморфизуется в результате обменной адсорбции между кальцием хлоридной воды байоса и натрием, поглощенным в осадках сармата.

Париханакебская глубокая скважина пробурена в окрестностях сел Париханаканеби Кутаисского района; глубина скважины 1500 м. Она ниже мощных четвертичных образований пересекла третичные и меловые осадки. В нижнемеловых слоях, как и следовало ожидать, была получена вода типа Цхалтубо, следующего состава:

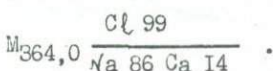


Под нижним мелом пробурена водоупорная пестроцветная свита в. юры 100 м мощности и терригенный бат, а затем байос; в последнем и была получена высокоминерализованная хлоридно-кальциевая вода следующего состава:



Видно, что она разбавлена водой нижнемеловых известняков типа Цхалтубо, так как в скважине водоносные н.мел и байос не разобщены друг от друга.

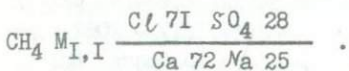
В окрестностях г.Очамчире, на основе данных глубокой скважины, выделяются известняки верхнего мела в интервале 1817 - 2067 м, а в интервале 3290 - 2400 м известняки нижнемелового возраста. Под последними прорезана была глинисто-песчаная пестроцветная свита киме-риджа; оттуда и начала поступать вода следующего состава /113/:



Как видно из анализа, вода эта "чисто" хлоридная, "чисто" натриевая; здесь следовало ожидать наличие хлоридно-кальциевой воды, мигрированной из порфиритовой свиты байоса. Однако, как выясняется /по палеогеографическим данным/, в районе буровой скважины порфири-товая свита байоса отсутствует первично; там глинисто-песчаная

верхняя юра непосредственно налегает на сланцево-песчанистую свиту лейаса. Поэтому миграции хлоридных вод из лейаса в верхнеюрские свиты через трещиноватый свод антиклинали ничего не могло мешать. Выходит, что подземные воды лейасских осадков, в условиях полной гидрогеологической закрытости являются "чисто" хлоридными, почти "чисто" натриевыми. Высказанное нами раньше мнение, что вода типа Лугела формируется путем обменной адсорбции между натрием хлоридно-натриевой воды лейаса, мигрированной в байос, и кальцием пород порфиритовой свиты байоса, будто бы подтверждается.

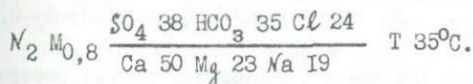
Скурский источник /120/ выходит из порфиритовой свиты байоса. Он расположен в Цаленджихском районе, в 19 км от районного центра Цаленджиха, в устье р. Чанисцкали, где порфиритовая свита трансгрессивно перекрыта пестроцветной свитой верхней юры. Здесь меловые осадки надвинуты на юрские. Выход воды приурочен к краевому надвигу. Источник смешанного типа. Смесь состоит из вод хлоридных типа Лугела и сульфатных. Сульфаты получены в результате окисления сульфидов, которыми местами богаты породы юрской формации. Скурские источники расположены у контакта Южного склона и Грузинской глыбы, где наблюдается резкий перелом в рельефе. Область питания данной минеральной воды расположена в пределах возвышенной части Южного склона. Инфильтрированные в области питания воды по пути движения окисляют сульфиды пород юрской формации и постепенно становятся сульфатными и более напорными. Последние в пределах Грузинской глыбы на большой глубине, соприкасаясь с хлоридной водой зоны застоя, смешиваются с ней и выходят на поверхность земли в зоне разлома, морфологически в пониженной части рельефа. Хлоридная составляющая Скурского источника как это хорошо видно из нижеприведенного химического анализа, относится к водам типа Лугела :



По газовому составу она относится к метановой группе. Метан, здесь по всей вероятности, биохимического происхождения. Генетически связан он с геохимией батской угленосной свиты и является продуктом выщелачивания карбидов металла, которыми, как известно, богата угленосная свита бата /см. главу У/. Процесс этот протекает и в настоящее время.

Грифоны минеральной воды Цхалтубо сосредоточены были вдоль русла р. Цхалтубо. В настоящее время речка отведена в сторону; русло

затрабовано водоупорными глинами; грифоны минеральной воды каптированы буровыми скважинами. Морфологически участок выходов грифонов представляет собой котловину, выполненную четвертичными аллювиально-делювиальными образованиями, в которой наблюдаются пески и глины. Пески местами непосредственно перекрывают нижнемеловые трещиноватые известняки; оттуда и поступают струи термальной воды; в песках же, перекрытых сверху водоупорными глинами, коллектируется термальная вода. В южной части котловины обнажены водоупорные альбские мергелистые глины, под которыми залегают аптские глауконитовые известняки, к которым и приурочена минеральная вода. Коренные породы здесь слабо дислоцированы и слагают еле заметную куполообразную брахиантиклинальную структуру. Последняя на участке выходов воды осложнена разломами. Химизм воды /143/:



Цхалтубские источники азотные: они представляют собой смесь вод хлоридно-кальциевых, поступающих из юрской формации, и современных метеорных инфильтрационных, сульфатных, гидрокарбонатных. Сульфаты получены в результате выщелачивания верхнеюрских гипсоносных свит, а гидрокарбонаты - в результате выщелачивания карбонатных пород н. мела. Область питания расположена в пределах Самгуральского хребта где древние осадки приподняты. Слои падают в сторону Цхалтубо, чем и обусловлено движение подземных вод в сторону последнего; выступают они на поверхность земли в зоне разломов, на участке Цхалтубо в морфологически пониженной части местности.

Там известны были выходы многочисленных грифонов, которые в настоящее время, как отмечено выше, каптированы буровыми скважинами.

Высокодебитная вода этих скважин, как правило, максимально термальная и слабо радиоактивная; коренные породы обычно слабее радиоактивны. Как видно, вода становится более радиоактивной в четвертичных песках; при этом фактор времени играет большую роль. Установлено, что термы в глинистых песках более радиоактивные, но менее термальные, чем воды, движущиеся в хорошо проводящих песках. Максимальная температура воды доходит до 35°C.

Химический состав вод коренных пород и четвертичных образований одинаковый. Так, например, состав воды из коренных пород глубокой скв. № 4, проведенной южнее месторождения следующий:



скважины № 9 - $M_{O,82} \frac{SO_4 \ 39 \ HCO_3 \ 35 \ Cl \ 26}{Ca \ 56 \ Mg \ 24 \ Na \ 20}$ /I44/;

источника № I - $M_{O,8} \frac{SO_4 \ 42 \ HCO_3 \ 33 \ Cl \ 25}{Ca \ 53 \ Mg \ 23 \ Na \ 22}$ /I43/ и источника

№8 - $M_{O,8} \frac{SO_4 \ 39 \ HCO_3 \ 34 \ Cl \ 24}{Ca \ 55 \ Mg \ 24 \ Na \ 20}$ /I42/.

Цхалтубские термы современные метеорные инфильтрационные; этим объясняется то, что из газов в них представлен почти только азот. Ниже приведен газовый состав источников и вод скважин района.

Спонтанные газы источника № 3: $N_2 - 95,44$, $O_2 - 1,10$, $CO_2 - 2,22$; источника № I: $N_2 - 97,7$, $O_2 - 0,0$, $CO_2 - 2,3$; источника №8: $N_2 - 97,14$, $O_2 - 0,19$, $CO_2 - 2,17$; источника №6: $N_2 - 98,0$, $O_2 - 0,0$, $CO_2 - 2,0$.

В пределах Колхиды выделены две известняковые полосы: северная и южная. Первая из них простирается вдоль северной окраины Грузинской глыбы, у контакта ее с Кжным склоном. Она сильнее приподнята, чем вторая. Последняя прослеживается примерно вдоль средней части Колхиды. Сложена она кулисообразно расположенными брахиантиклиналями. Между указанными полосами известняков расположены предгорные депрессии, в том числе Центрально-мегрельская /одишская/ депрессия; перекрыта она неогеновыми и четвертичными образованиями. Наличие под ними всех основных водоносных образований, слагающих артезианский бассейн, не вызывает сомнения. Область питания последнего расположена вдоль северной полосы, а разгрузка вод происходит в пределах южной известняковой полосы.

Колхидская низменность заполнена четвертичными и плиоценовыми образованиями, под которыми распространены все водоносные образования.

Колхидская низменность представляет собой артезианский бассейн, область питания которого расположена вдоль известняковых полос Мегрелии, а также в районе Аджаро-Гурийского-Имеретинского хребта.

Минеральные воды Цаишидзвели /I24/, Цаишахали /I23/, Урты, Менджи /I36/, Накалакевидзвели /I38/, Накалакевиахали /I39/ и др. расположены в Колхидской подзоне.

Выходы их сосредоточены в зоне Кжной известняковой полосы Мегрелии, где наблюдаются брахиантиклинали. В пределах уртинской антиклинали, между рр. Джуми и Хобисцкали выбивает Цаишский источник

типа Менджи, а глубокими скважинами на этом участке из нижнемеловых известняков была выведена вода типа Цхалтубо /Цаиши-Ахали/.

Антиклиналь Экисмта занимает среднюю часть известняковой полосы; она начинается в районе курорта Менджи; далее следует в северо-восточном направлении. За ним в том же направлении наблюдаются накалакевская и дадианистахинская брахиантиклинали. В районе сел. Накалакеви известны выходы накалакевских термальных источников.

В ядре уртинской антиклинали выступают водоупорные альбские мергелистые глины и глинистые песчаники с ауцелинами. Выше они сменяются глауконитовыми песчаниками и мергелями сеномана. В экзочной антиклинали сеноман выражен известняками и вулканогенной свитой Мтавари. За сеноманом следуют известняки турона, сенона и дата. В разрезе палеогена снизу вверх различаются: белые известняки с литотамниями, нуммулитовые известняки среднего эоцена. Разрез палеогена заканчивается майкопской серией. Таким образом, как выясняется, здесь обнажен верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт.

В районе уртинской антиклинали известны выходы сероводородной минеральной воды типа Менджи. На этом же участке недавно глубокими скважинами были вскрыты высокотемпературные азотные воды примерно типа Цхалтубо из нижнемеловых известняков. Эти воды обозначены нами как Цаиши-ахали /Цаиши-новая/.

Выходы Цаиши-дзвели /I24/ связаны с присводовой частью южного крыла уртинской антиклинали с известняками нижнего палеогена и верхнего мела.

Количество сульфидов в Цаишидзвели не более 18 мгр, а в водах скважин оно доходит до 23 мгр. Газовый состав воды скв. № 5^а :
 $CH_4 - 59,5\%$, $N_2 - 39,2\%$, $CO_2 - 1,3\%$, $He - 0,0914$, $Ar - 0,6195\%$, а воды скв. № 7: $\frac{He}{Ar} = 0,018$, $\frac{Ar \cdot 100}{N_2 \cdot 1,18} = 1,34$.

$CH_4 - 62,1\%$, $N_2 - 36,85\%$, $CO_2 - 0,8\%$.

Севернее Цаишских источников, на северном крыле антиклинали, ближе к своду была проведена буровая скважина трестом "Кавказуглегеология"; она в нижнемеловых известняках пересекает крупную водоносную зону, давшую мощный самотек терм /I23/.

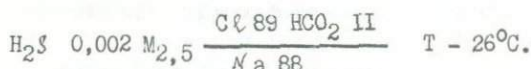
В скважине сверху вниз выделяются: 1. верхнемеловые известняки 10 м, 2. альбские мергели 650 м, 3. аптские крупнозернистые и трещиноватые песчаники.

Из последних слоев ударил фонтан горячей воды, дебит которой

450.000 л/24 ч., температура 75-76°C. С углублением скважины до 800 м дебит воды увеличился до 1.400.000 л/24 ч., а температура достигла 81-82°C.

Вторая скважина, заданная на склоне горы Урта, к северо-востоку от первой на расстоянии около 0,5 км, гипсометрически значительно выше, из этого же водоносного горизонта дала воду того же состава и температуры.

Кюго-восточнее скважины № I пробурена была еще одна скважина /№4/ глубиной 751 м. На глубине 666 м из барремских известняков была получена вода с крупным дебитом /23 л/сек/; состав воды:



Как видно из анализа, Цаишиахали относится к сульфатно-хлоридно-кальциево-натриевым водам; ее основная масса представляет смесь вод современной метеорной и древней-хлоридной.

По газовому составу Цаишиахали азотная /N₂ - 90,74, CO₂-8, I₂, O₂ - I, I₂, H₂S - 0,02/. По химическому и газовому составу Цаишиахали и Цаишидзвели резко отличаются друг от друга.

К северо-западу от Цаишских источников на расстоянии около 2 км выходит Уртинский, расположенный в периклинальной части структуры, вблизи сел.Урта, у подножия горы. Он связан с четвертичными глинистыми образованиями.

Химизм его, по Л.Чхатарашвили /1956/, нижеследующий: H₂S - 0,054, Vч - 0,012, J - 0,008



контрольно-наблюдательной станции С.Баркалая, сероводород в нем до 90 мгр.л.

Минеральные источники Менджи /136/ выходят в долине р.Циви, расположенной к западу от г.Миха Цхакая, у ж.д. платформы Менджи, на абсолютной отметке 30 м, на южном крыле экской антиклинали, ближе к своду. Источники выходят из трещин известняков на границе верхнего мела и нижнего палеогена.

Строение Менджинского участка примерно такое же, как и Цаишского. Как показывают анализы и соотношение ионов в водах почти одинаковое.

Напор воды очень слабый, поэтому эксплуатация ее производится путем откачки. Слабый напор объясняется тем, что область питания

данного месторождения расположена вдоль южной известняковой полосы Мегрелии, на южном крыле брахиантиклинали, которая морфологически слабо приподнята.

Ниже приводится химический состав воды менджинских каптажных скважин № 15 /137/, по данным аналитика В.Улуханова:

$$H_2S \quad 0,061 \quad M_{13,3} \quad \frac{Cl \ 96}{Na \ 93} \quad .$$

$$\text{Состав воды скв. № II} \quad N_2 \quad 0,061 \quad M_{14,0} \quad \frac{Cl \ 96}{Na \ 90} \quad .$$

Спонтанные газы воды скв. № II: N_2 - 54,1, CH_4 - 45, CO_2 - 0,6%, H_2S - 0,3%. Здесь, как и в других месторождениях, вода типа Менджи, по газовому составу, является смешанной.

Накалакевские термы /138/ приурочены к северному крылу накалакевской брахиантиклинали. Район расположен к северо-востоку от г. Муха Цхакая, на расстоянии 12 км.

По данным Р. Купшиса /1926/ температура воды 33° , а химический состав: $M_{0,4} \frac{HCO_3 \ 83 \ SO_4 \ II \ Cl \ 6}{Ca \ 71 \ Mg \ I4 \ Na \ I4}$; по данным С. Баркалая /1956/

нижеследующий: $M_{0,43} \frac{HCO_3 \ 87 \ Cl \ 8 \ SO_4 \ 5}{Ca \ 85 \ Mg \ 9 \ Na \ 6} \quad T - 27,5^{\circ}C.$

Как видно, разновременные анализы значительного различия не показали.

Накалакевская брахиантиклиналь в районе выходов и севернее по всей одишской предгорной депрессии перекрывается верхнепалеогеновыми водоупорными глинисто-песчанистыми осадками. Выходы терм, как отмечалось, приурочены к северному крылу складки; область питания их расположена севернее, вдоль северной известняковой полосы Мегрелии. Накалакевская вода, как показали анализы, "чисто" современная метеорная инфильтрационная. Как видно, в предгорной центральной-мегрельской /одишской/ синклинали из верхнемелового-нижнепалеогенового известнякового водоносного горизонта к настоящему времени древние хлоридные воды отгружены через известняки северных крыльев эксской, дадианистахтинской, накалакевской и уртинской брахиантиклиналей.

Трестом Кавказутлегеология в районе курорта Накалакеви была проведена глубокая скважина, примерно в I - I,5 км южнее Накалакевских источников, уже на южном крыле антиклинали, по правой стороне р. Техури. Здесь из нижнемеловых известняков была получена горячая вода с дебитом более полумиллиона л/сут.

Химический состав ее /123/, по данным хим.С.Баркалая:

$$N_2 S \ 0,006 \ M_{I,5} \ \frac{SO_4 \ 67 \ HCO_3 \ 19 \ Cl \ 14}{Ca \ 54 \ Mg \ 37 \ Mg \ 9} \ T \ 80^\circ C. \ D=550.000 \ л/24 \ ч.$$

Сравнение показывает, что воды накалакевской глубокой скважины и естественных источников отличаются друг от друга как по общей минерализации и температуре, так и по химическому составу. Вода глубокой скважины собственно сульфатно-кальциевая, а источника "чисто" гидрокарбонатно-кальциевая.

Выходы источников, как известно, связаны с палеоцен-верхнемеловыми известняками, а горячая вода получена была из нижнемеловых известняков.

Эта Накалакевская нижнемеловая вода отличается от Цаишахали полученной из тех же отложений тем, что последняя сульфатно-хлоридная, слабо гидрокарбонатная, а первая сульфатно-гидрокарбонатная и слабо хлоридная. Они описаны под названием Накалакеви-ахали.

Термальная вода Зугдидской глубокой скважины /122/. Эта скважина была пробурена трестом Грузуглеразведка, в окрестностях г.Зугдиди.

Скважина под четвертичными образованиями прорезала палеогеновые и меловые осадки; из нижнего мела получен был весьма крупный самотек высокотемпературной воды следующего состава:

$$M_{O,63} \ \frac{SO_4 \ 47 \ HCO_3 \ 29 \ Cl \ 24}{Ca \ 50 \ Mg \ 25 \ Mg \ 43} \ / \ 122/. \ \text{По соотношению ионов, она по-}$$

хожа на Цхалтубо. Вода азотная. В другой глубокой скважине, из того же нижнемелового известняка высокотемпературная вода имеет следующий состав:

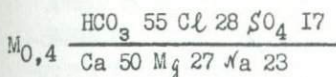
$$M_{O,85} \ \frac{SO_4 \ 61 \ Cl \ 22 \ HCO_3 \ 18}{Ca \ 65 \ Mg \ 21} \ ; \ \text{эта скважина проведена на}$$

другом участке города. Состав же воды третьей скважины, полученной из нижнего же мела, но в другом районе г.Зугдиди нижеследующий:

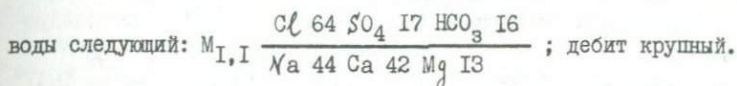
$$N_2 \ M_{I,2} \ \frac{SO_4 \ 65 \ Cl \ 17 \ HCO_3 \ 16}{Ca \ 64 \ Mg \ 21 \ Mg \ 15} \ . \ \text{Видно, что вода скважин из ниж-}$$

него мела г.Зугдиди почти исключительно современная метеорная, инфльтрационная; соотношение ионов в водах трех скважин подобное, но количественно оно заметно различается, что на наш взгляд является показателем того, что химический состав этой воды формируется в со-

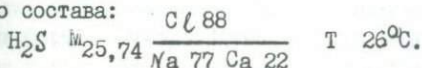
временную эпоху. Высокотемпературная вода из нижнего мела в глубокой скважине получена была и в поселке Речки "Ингуригесса" -



Охурейской глубокой скважине в II км от г. Очамчире из нижнего мела получена также высокотемпературная /105°C/ вода. Состав



Недавно была пробурена скважина в Цхакаевском районе, вблизи с.Сацулейскирио, на южном крыле эвской брахиантиклинали. Там с глубины 1000 - 1300 м из верхнемеловых известняков пошла вода следующего состава:



По соотношению ионов она аналогична Менджи, лишь только общая минерализация ее значительно повышенная. Видно, что древнепогребенная хлоридная вода здесь слабее разбавлена инфильтрационной сульфатной водой современной метеорной генерации.

Аргветский артезианский бассейн /150/ впервые был выделен И. Буачидзе /1955/. Литолого-стратиграфический разрез бассейна аналогичен разрезам предгорных Мегрельско-Абхазской синклиналей; здесь также выделяются следующие основные водоносные образования:

а/ юрский водоносный комплекс, б/ нижнемеловой известняковый водоносный горизонт и в/ верхнемеловой -нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт. Все они в юго-западном направлении тектонически погружаются и скоро перекрываются молодыми, в общем, водупорными осадками. В том же направлении и рельеф местности понижается. В восточно-северо-восточном направлении, в связи с тектоническим воздыманием структур и возвышением рельефа, обнажаются все более и более древние осадки. Там расположена основная область питания подземных вод бассейна. Сток направлен в западно-юго-западном направлении.

В Аргветском бассейне, вблизи с.Нахширгеле Чхарского района проведены были скважины №5 и №6, а у сел. Дзеври № 9 и № II.

Во всех скважинах вода получена из песчанистых известняков среднего миоцена, а в сел. Нахширгеле и из спонголитовых известняков олигоцена и нижнего миоцена. Эти осадки в скважинах сс. Дзеври

и Чарчхулы прорезаны глубже, чем и объясняется то, что нахширгельская вода гидрокарбонатно-кальциево-натриевая, а чарчхульская "чистото" содовая.

Вблизи села Аджамети проведена была глубокая скважина: палеогеновый известняковый водоносный горизонт здесь пересечен в интервале 769-798 м. Пробы вод были взяты на глубинах 477 и 780 м. Ниже, на глубине 780-822 м скважина оказалась зашламованной. Здесь вода из спонголитовых песчаников и среднего миоцена γ_{477} м/ следующего состава:

$$M_{15,5} \frac{Cl\ 99}{Na\ 93} T\ 33^{\circ}, \text{ а на глубине 780 м: } M_{15,8} \frac{Cl\ 99}{Na\ 93} T=47^{\circ}$$

В ней оказались кислые газы: $CO_2 + H_2S - 2,70$, CH_4 , тяжелые углеводороды 80,3% N_2 и редкие газы 17%.

Как выясняется, гидрокарбонатно-кальциевая вода участка Нахширгеле упомянутых осадков в пределах раскрытой гидрогеологической структуры в окрестностях с. Дзеври в тех же свитах, в условиях затрудненной циркуляции в связи с погружением структуры становится содовой. На участке аджаметской глубокой скважины эта свита содержит хлоридную воду.

Здесь, как видно, ясная картина зонального гидрохимического распределения подземных вод по погружению структуры.

Восточнее аджаметской скважины, вблизи с. Аргвети пробурена была еще одна глубокая скважина, в которой среднемиоценовый водоносный пласт оказался на меньшей глубине /346-343 м/, так как аргветская скважина проведена в более приподнятой части структуры; это отражено на химизме воды:

$$M_{4,9} \frac{Cl\ 81}{Na\ 96} \text{ аргветской скважины и } M_{15,1} \frac{Cl\ 99}{Na\ 93} \text{ аджаметской.}$$

Под этим водоносным пластом следуют мергели верхнего эоцена /393-540 м/; далее идут доломитизированные известняки /540-623 м/; за ними следуют известняки нижнего палеогена и верхнего мела. В последних получен был самотек минеральной воды. Ниже /650-786 м/ распространены мергелистые известняки, мергели и глинистые мергели сеномана и альба, за которыми следуют известняки /786-796,4 м/ нижнего мела, где и получена была вода. В нашем распоряжении анализ смешанной воды:

$$M_{3,0} \frac{SO_4\ 41\ Cl\ 32\ HCO_3\ 27}{Na\ 41\ Mg\ 33\ Ca\ 26} . \text{ Здесь обращает на себя внимание мень-$$

шая общая минерализация, по сравнению с водой верхней зоны. Кроме того, по соотношению ионов, она очень похожа на Цхалтубскую, выходящую также из нижнего мела. Близка она и к Цаишахали и Накалаке-виахали.

Ввиду того, что общая минерализация этой воды значительно меньше, чем воды верхней зоны, то можно заключить, что минерализация воды нижнего мела меньше 3 гр/л.

Ниже будет показано, что вода скважины представляет собой смесь вод типа Менджи и Цхалтубо.

После окончания бурения произведено было опробование скважины. Выяснилось, что она с глубины 787 м до забоя /850 м/ была заполнена шламом. Нижнемеловой известняковый водоносный горизонт здесь был пересечен в интервале 786,4 - 850 м. Выходит, что из-за зашламованности скважины водоносные горизонты нижнего и верхнего мела - нижнего палеогена гидравлически разобщены друг от друга.

Химические анализы проб, взятых у самоизлива из разных глубин скважин дали одинаковые результаты. Количество сероводорода в них доходило до 5 мгр/л. По химическому составу они приближаются к Менджи, но разбавлены водой типа Цхалтубо. Как видно, в скважине вода из нижнего мела слабо просачивает через шлам. Газовый состав смеси: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S} - 0,6\%$, $\text{O}_2 - 0,0$, $\text{N}_2 - 0,0$, $\text{CO}_2 - 0,0$, CH_4 и тяжелые углеводороды - 53,7%, N_2 и редкие газы - 45,7%.

Если сравнить этот анализ с анализами газов вод верхнего мела аджаметской и сухумской скважин, то выясняется, что в воде смешанного типа аргветской скважины количество азота значительное. Этот элемент, как известно, характерен для минеральных вод нижнего мела: Цхалтубской, Зугдидской и др.

Спустя некоторое время аргветская скважина была углублена до 1341 м. Пробурены были нижний мел и более древние осадки. При опробовании выяснилось, что в интервале от 1122 м до 1341 м скважина зашламована.

Вода, взятая с глубины 915 м следующего состава:

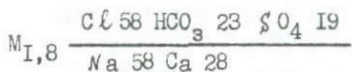
$\frac{\text{Cl } 93}{\text{M}_{6,6} \text{Na } 72 \text{ Ca } 26}$, T - 52°C, с глубины 1122 м:

$\frac{\text{Cl } 97}{\text{M}_{10,4} \text{Na } 59 \text{ Ca } 26}$ T - 61°C.

Нет сомнения, что обе они движутся из юрской формации, причем разбавлены слабо минерализованными водами нижнего мела. Выясняет-

ся также и то, что с глубиной натриевость в воде уменьшается за счет возрастания щелочно-земельных металлов при увеличении общей минерализации. Таким образом юрская формация, в частности же, порфиритовая свита байоса и здесь, в условиях гидрогеологической закрытости, содержит хлоридные воды типа Лутела, а нижнемеловые известняки - типа Цхалтубо. Верхнемелово-нижнепалеогеновый водоносный горизонт верхней части толщи богат водами типа Менджи.

Позже в районе с.Симонети глубокая скважина /1400 м/ из нижнего мела дала воду следующего состава:



Таким образом, данными этой скважины удостоверяется, что и в армянском артезианском бассейне известняки нижнего мела тоже содержат слабой минерализации инфильтрационную воду современной метеорной генерации.

Кодорский артезианский бассейн занимает Гальский, Очамчирский и Ткварчельский районы, примерно, вдоль междуречья Келасури - Ингури. Он является сложно построенным предгорным синклином, который с севера ограничен северной известняковой полосой Абхазии-Мегрелии, где расположена основная область питания подземных вод бассейна. В южном направлении рельеф понижается и структуры погружаются до уровня Черного моря.

В геологическом строении района принимают участие меловые и третичные осадки. Меловые известняки обнажаются северо-восточнее, в сводовой части брахиантиклинали Сатанджо и др.

Моквинская и пагдинская скважины расположены в пределах моквинской антиклинали /протяженность до 3 км/.

Данный район в целом относится к пологоскладчатой зоне Грузинской глыбы.

Сопоставление разрезов моквинской и пагдинской скважин и скважин Колхидской низменности показывает, что мощности меловых и нижнепалеогеновых пород в сторону Черного моря возрастают. Мощность же миоценовых и плиоценовых отложений, наоборот, убывает.

По В.Вахания /1958/, моквинская скважина сверху вниз вскрыла осадки от понтического яруса до среднего эоцена /глубина 2530 м/ в основном глинисто-песчанистые водоупорные образования, средний эоцен от 2530 до 2586 м /известняки/, нижний эоцен от 2586 до 2621 м /известняки/ и палеоцен от 2621 до 2611 м /известняки/.

Известняки палеоцена несогласно залегают на меловых известняках.

Торпедированные скважины было произведено в понтических и сарматских слоях. После промывки скважина начала дебитировать. Дебит воды доходил до 216.000 литров в сутки при температуре 33°C. К сожалению, остался невыясненным вопрос: из какого стратиграфического горизонта поступала вода / вероятнее всего, что вода с таким высоким дебитом могла поступать из известняков н.палеогена - в.мела/, такой вывод подтверждается тем, что по химическому составу она, по данным Е.Вахания, относится к слабо минерализованной гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой группе вод. К сожалению их химическими анализами мы не располагаем.

На основе вышеизложенного можно заключить, что в моквинской глубокой скважине, верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт содержит слабо минерализованную, в основном, современную метеорную воду. Недавно здесь пробурена скважина, которая под третичными и верхнемеловыми осадками ниже глубины 2800 м, прошла нижнемеловые слои, где оказалась высокотемпературная /98 - 100°C/ и высокодебитная вода:

$M_{I,0} \frac{Cl\ 64\ SO_4\ 13}{Ca\ 48\ Na\ 47}$. Она , по общей минерализации и соотношению

ионов, примерно, такая же, как Цаиши-ахали. В скважинах, проведенных к северу Очамчире в пределах брахиантиклинали в верхнемеловом - нижнепалеогеновом водоносном горизонте на большой глубине были фиксированы наличие сульфидной воды типа Менджи и слабо минерализованной воды типа Накалакевских источников:

$H_2S\ M \frac{Cl\ 94}{Na\ 86\ Ca\ 12}$; и $M_{0,4} \frac{HCO_3\ 75\ SO_4\ 14}{Na\ 62\ Ca\ 30}$.

Минеральные воды Колхидской низменности. Низменность с юга ограничена Гурийским хребтом, а с севера южной известняковой полосой Мегрелии; на востоке она сливается с Аргветским бассейном. Она перекрыта местами мощными /до 400 м/ четвертичными ообразованиями. Под последними развиты кайно и мезозойские образования, смятые в брахиантиклинали /чаладидская, квалонская, кулевская, потийская, малтаквинская и др./.

В Потийском, Чаладидском, Квалонском и Кулевском районах были пробурены многочисленные структурно-поисковые глубокие скважины.

Химсостав воды скважины, проведенной в плиоценовых осадках

нижеследующий: CH_4 $M_{35,0}$ $\frac{\text{Cl } 100}{\text{Na } 91 \text{ Ca } 7}$.

Структурно-поисковая кулевская скважина № 7 /I26/ была задана к северу от г.Поги, на расстоянии 11 км у сел. Кулеви. Глубина скважины 2672 м. Она пересекла от 0 до 400 м четвертичные образования, от 400 до 1320 м осадки плиоцена, которые несогласно залегают на породах нижнего палеогена в пределах 1320 - 1480 м. От 1480 до 1765 м скважина прошла в известняках верхнего мела, а ниже 2315 м прорезала мергельно-туфогенную толщу альб-сеномана и, наконец, ниже до забоя /2672 м/ шла в известняках апта и баррема.

Скважина заложена в присводовой части пологой кулевской антиклинали, где угол падения слоев плиоцена не превышает 10-15°. По данным бурения и каротажной диаграммы, в скважине выделяются водоносные пласты в следующих интервалах: 1/ 1261-1284 м, 2/ 2214-2322 м, 3/ 2356-2365 м, 4/ 2408-2412 м, 5/ 2419-2449 м, 6/ 2481-2485 м, 7/ 2500-2536 м, 8/ 2554-2558 м и 9/ 2580-2582 м.

После спуска эксплуатационных колонн и их цементации, в ней произведены были прострелы, охватывающие низы плиоцена и известняки нижнего палеогена и верхнего мела. Получена была вода с дебитом до 1.000.000 л/сутки. Химический состав нижеследующий:

$M_{2,2}$ $\frac{\text{Cl } 73 \text{ HCO}_3}{\text{Na } 96}$ T 65°C /I26/ и газовый: CH_4 - 80%, N_2 -20%.

Таким образом в осевой части кулевской брахиантиклинали верхне-меловой-нижнепалеогеновый водоносный горизонт содержит слабой минерализации хлоридно-гидрокарбонатную воду.

Структурно-поисковая скважина № 8 задана на своде квалонской антиклинали, примерно в 25 км восточнее кулевской скважины. Она прошла: от 0 до 100 м четвертичные образования, от 100 до 780 м плиоценовые осадки до понта включительно, от 780 до 850 м известняки палеоцен-эоцена, от 850 до 1125 м известняки сенона и турона, от 1125 до 1700 м глинисто-мергелистые и вулканогенные образования сеномана и альба и от 1700 до 2200 м известняки апта и баррема. Ниже указанной глубины развиты опять мергельно-глинистая и вулканогенная свита альба, известняки апта и баррема. Таким образом наличие взбросо-надвига здесь неоспоримо. Плоскость его падает на север под углом 75°.

По данным бурения, слои плиоценовых пород наклонены под углом

10 - 15°, а верхнемеловых известняков под углом 25 - 30°. Падение известняков баррема не превышает 40 - 45°, но в поднадвиговой части разреза слои падают под углом 80 - 85°.

Путем прострела интервала 1944 - 1986 м в известняках апта и баррема была получена вода следующего состава:

Cl 65 SO₄ 31 HCO₃ 6

В 0,0019 M_{3,4} $\frac{Na\ 55\ Ca\ 43\ Mg\ 2}{SO_4\ 47\ Cl\ 45}$ /I27/.

Глубже была пересечена зона, давшая воду около одного миллиона литров в сутки; температура ее 72°C, химический состав, по В.

Улуханову: M_{2,5} $\frac{SO_4\ 47\ Cl\ 45}{Ca\ 45\ Na\ 40\ Mg\ 15}$ /I27/.

К сожалению, опробование нижнемеловых известняков, залегающих ниже сбросо-надвига, не было произведено.

По техническим причинам водоносные зоны верхнемеловых и плиоценовых осадков тоже не были опробованы.

Как выясняется, нижнемеловые известняки на приподнятом крыле надвига содержат слабой минерализации воду.

Структурно-поисковая скважина № 9 была заложена в окрестности с. Чаладиди. Она расположена в 19 км к востоку от потийской опорной скважины. Глубина ее 2099 м.

Она прошла: от 100 до 260 м чаудинские и гурийские слои, киммерийский, понтический и мезотический ярусы, от 1800 до 1870 м нижний палеоген и от 1870 до 2099 м верхнемеловые известняки.

Падение плиоценовых слоев 15°, а известняков верхнего мела 25°. Плиоцен с угловым несогласием залегает на верхнемеловых отложениях.

В трещиноватых известняках верхнего мела на 140 м ниже подошвы трансгрессивного мэтиса получена была густая, черная, тяжелая нефть до одной тонны в сутки. Поступала она вместе с водой; химический состав последней:

Вч 0,012, J0,014 M_{58,0} $\frac{Cl\ 99}{Na\ 95\ Ca\ 5}$ /I31/.

Структурно-поисковая скважина № 10 /I28/ заложена была к востоку от скважины № 9, на расстоянии 1 км с целью уточнения стратиграфии и тектоники меловых отложений.

В туфогенных, мергелистых породах альба /интервал 2451 - 2447/ а также в зоне развития сеноманских глинисто-туфогенных свит вода оказалась высокоминерализированной, "чисто" хлоридной и почти иск-

лчительно натриевой. Химический ее состав:

$$\text{Вч } 0,030, \text{ } \text{J}0,0065 \text{ M}_{57,0} \frac{\text{Cl } 97 \text{ S } 0_4 \text{ З}}{\text{Na } 85 \text{ Ca } \text{I}2} \quad /128/.$$

Химический состав воды плиоцена на глубине 1305 м:

$$\text{Вч } 0,069, \text{ } \text{J}0,015 \text{ M}_{58,0} \frac{\text{C } 97}{\text{a } 96} \text{ и } \text{Вч } 0,048, \text{ } \text{J}0,0127 \text{ M}_{56,0} \frac{\text{Cl } 99}{\text{Na } 92 \text{ Ca } 8}$$

Структурно - поисковая скважина № 14 была заложена в Квалони к юго-западу от скв. № 8, на расстоянии 5,5 км. Опробование интервала 1960 - 1975 м и контактовой зоны плиоцена и мела обнаружило воду следующего состава:

$$\text{M}_{32,0} \frac{\text{Cl } 97}{\text{Na } 92} ; \text{ M}_{37,0} \frac{\text{Cl } 85 \text{ S } 0_4 \text{ 4}}{\text{Na } 85 \text{ Ca } \text{I}3}$$

Структурно- поисковая скважина № 16 заложена в районе с.Чаландиди; расположена она к юго-востоку от скважины № 9, на расстоянии 1,1 км и на 2,5 км от скважины № 10.

Скважина от 0 до 85 м прошла четвертичные образования, далее мезотический ярус, известняки верхнего мела; от 2290 до забоя были вскрыты альбские мергели и аптские известняки.

Опробован только интервал 2455 - 2447 м, соответствующий низам среднего мела и верхам нижнего мела.

Химический состав воды:

$$\text{Вч } 0,0038, \text{ } \text{J}0,0062 \text{ M}_{68,0} \frac{\text{Cl } 97 \text{ S } 0_4 \text{ 3}}{\text{Na } 84 \text{ Ca } \text{I}1}$$

Структурно-разведочные скважины №№ 17, 18, 19, 20, 21 и 23 были заложены с целью уточнения геологического строения квалонской брахиантиклинали.

Скважина № 17 заложена в присводовой части северо-восточного крыла квалонской структуры. Скважина № 18 расположена к юго-востоку от скважины № 17 на расстоянии 1,3 км, на северо-восточном крыле антиклинали, ближе к своду. Скважина № 19 задана на юго-западном крыле складки, к югу от скважины № 18 на расстоянии около 2 км. К северу от нее на расстоянии 860 м пробурена скважина №20 на северном крыле, ближе к своду квалонской антиклинали. Скважина № 23 расположена к юго-западу от скважины № 20 на расстоянии 1,5 км. Она пересекла юго-западное крыло структуры. Геологический разрез отме-

ченых скважин такой же, как и описанных выше. Во многих скважинах было замечено повторение разновозрастных осадков. Квалонский взброснадвиг является причиной этого явления. В скважине № 17 два раза были пересечены альбские мергели. Плоскость надвига направлена с севера на юг. В скважине № 17 опробован только нижнемеловой известняковый горизонт в интервале 3259 - 3267 м в поднадвиговом крыле.

Химический состав самоизливающейся воды, смешанной с бурильной, следующий:

Вч 0,048 J 0,0113 M_{17,0} $\frac{Cl\ 98}{Na\ 59\ Ca\ 32\ Mg\ 8}$.

В скважине № 19 была получена вода следующего состава:

Вч 0,014 J 0,0025 M_{25,0} $\frac{Cl\ 96}{Na\ 68\ Ca\ 32}$.

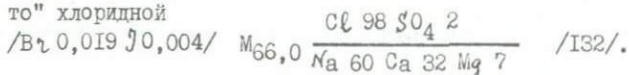
Весьма интересные результаты были получены после опробования квалонской скважины № 20, общая глубина которой 3200 м. В ней тоже 2 раза были пересечены нижнемеловые осадки, из-за отмеченного надвига. Скважина опробована была в интервале 2767 - 2757 м, где были пересечены нижнемеловые известняки приподнятого крыла сбросо-надвига, а на глубине 3200 - 3217 м нижнемеловые известняки опущенного крыла надвига; в интервале 1104 - 1050 м представлены плиоценовые осадки.

Как и следовало ожидать, в нижнемеловых известняках приподнятого крыла квалонского надвига циркулируют слабо минерализованные, в основной своей массе, современные метеорные инфильтрационные воды, аналогичные Цаишахали, а в плиоценовых осадках наблюдаются метановые неразбавленные древние погребенные морские воды типа нефтяных месторождений. Воды из интервала 3200 - 3217 м, полученные из нижнемеловых известняков опущенного крыла надвига, переливаются из порфиритовой свиты байоса приподнятого крыла надвига/см. разрез/

Забой /2326 м/ скважины № 21 находится в низах меловых осадков.

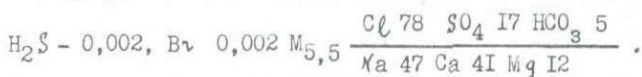
Сопоставление геологического разреза этой скважины и скважин № 8 и 17 позволяет заключить, что в скважине № 21, расположенной в сводовой части квалонской антиклинали, ближе к ее северному крылу, мощность нижнемеловых осадков большая /1750 - 3282 м/, что вызвано повторением слоев, как это наблюдается в пределах и других скважин квалонской структуры. В ней газо-нефтепроявления отмечались на глубине 3156 м, т.е. в нижнемеловых осадках поднадвиговой части

структуры; на глубине 3282 м в глинистом растворе скважины замечена была жидкая нефть. Прострелы произведены были в интервалах 3295 - 3298 м и 3284 - 3278 м, т.е. в нижнемеловых известняках. Последний интервал дал воду с пленками нефти и метаном. Дебит ее 110 - 120.000 л/сут., но он скоро стал падать, а спустя 14 часов самотек прекратился. Вода оказалась сильно минерализованной, "чисто" хлоридной



Этим подтверждается предположение о возможной нефтеносности нижнемеловых известняков в условиях гидрогеологической закрытости и о хлоридно-кальциевом типе воды.

Испытания были произведены в нижнемеловых известняках, расположенных выше надвига. Оттуда была получена вода, дебит которой доходил до 150.000 л/сут.; температура ее 91°C; общая минерализация воды низкая. Скважина расположена вблизи с.Кведа Хорга. Анализ воды произведен был в Научно-исследовательском институте курортологии Грузии химиком Л.Чхатарашвили. Химизм ее, по формуле Курлова:



Газовый ее состав: CH_4 60,3%, CO_2 - 18,9%, N_2 - 20,8%.

Исходя из вышеизложенного, можно заключить, что в Колхидской низменности в интервале 1800 - 1950 м вскрыты верхнемеловые известняки, причем, как правило, севернее квалонского надвига наблюдались высокоминерализованные хлоридные метановые воды, а южнее, ближе к надвигу они слабо минерализованные, типа вод кулевской скважины.

Как выясняется, вода верхнемеловых известняков, вскрытая в опущенном крыле квалонского надвига, представляет собой, в основном поток движущийся из нижнемеловых известняков приподнятого крыла надвига, а хлор-кальциевого типа воды байосской порфиритовой свиты приподнятого крыла надвига проникают в нижнемеловые известняки опущенного крыла. Вдоль надвига известняки нижнего мела и порфиритовой байос приподнятого крыла контактируют с верхне- и нижнемеловыми известняками опущенного крыла /см.разрезы №4 и 3/. По данным сейсморазведки, квалонская антиклиналь в северо-западном направлении приподнята, что было подтверждено данными скважин 17, 18, 19, 20, 21 и 23, пробуренных в пределах данной структуры. В скважи-

не № 8, с глубины 1300 – 1310 м в глинисто-мергелистой и вулканогенной осадках сеномана и альба были газо- и нефтепроявления; с глубины 2713 – 2720 м в поднадвиговой части разреза, сложенного известняками и песчаниками апта и баррема, была получена вода с нефтью. Если принять во внимание, что в потийской опорной скважине № I и скважине № 3 песчаники низов плиоцена пропитаны нефтью, то можно допустить, что в Колхидской низменности нефтеносными являются не только верхнетретичные, но и палеогеновые и меловые слои.

Данные глубоких скважин, проведенных в различных частях Колхидской зоны проливают свет на распределение мощностей и характер осадков, а также на геологическое строение и гидрогеологическое условие области.

Мел был пересечен скважинами в северо-восточной и северо-западной частях Колхидской низменности на большой глубине; парцханаканебской скважиной пробурены были и пестроцветная свита в.юра и порфиритовая свита байоса, очамчирской – в.юра, а зугдидской и окумской – мел полностью, в самтредской же и пестроцветная свита в.юра и порфиритовая свита байоса. Геофизические данные свидетельствуют о том, что в Колхидской низменности поверхность кристаллического субстрата расположена на глубине 9–10 км; здесь, как показывает расчет, нижняя часть разреза около 5,5 км охватывает юрские осадки.

Таким образом в Колхидской зоне можно выделить следующие основные водоносные образования:

а/ ниже-среднеюрский водоносный комплекс;

б/ нижнемеловой известняковый водоносный горизонт; между известняками нижнего мела и порфиритовой свитой байоса расположена глинисто-песчаная водоупорная верхняя юра;

в/ верхнемеловой – нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт; последний от нижнемелового горизонта отделяется глинисто-мергелистым водоупорным средним мелом; перекрывается он, обычно, глинисто-песчаным водоупорным верхним палеогеном. Западнее р.Гумисты нижний водоносный комплекс, как отмечено выше, охватывает и нижнемеловые известняки, так как верхняя юра здесь представлена водоносными известняками.

В Колхидской низменности, по данным глубокого бурения, местами палеогеновые и миоценовые осадки отсутствуют и на верхнем меле трансгрессивно расположен плиоцен с мэотисом в основании, представленный в основном глинами и песками.

По В.Вахания /1958/, Колхида в тектоническом отношении пред-

ставляет собой синклиниорий, опущенный вдоль разрывов. Это, как нам известно, вызвало оформление предгорных депрессий /см. карту № 2/.

Северная известняковая полоса Абхазии, Мегрелии и Рачи вместе с южным склоном Кавказского хребта является основной областью питания для подземных вод Колхиды /см. разрезы №№ 1, 2, 6/. По данным бурения, в южной части Колхидской низменности в районе Малтавы мел расположен на глубине 4 км ниже уровня моря, а в супса-ланчхутской синклинали, глубина погружения достигает 5,5-6 км. В пределах южной известняковой полосы Мегрелии меловые слои местами обнажены на 200 м выше уровня моря, а в центральных частях предгорных синклиналей Мегрелии и Абхазии они погружены до 2 км. Таким образом основные водоносные образования Колхиды погружены в предгорных синклиниях, особенно глубоко же в самой низменности.

Мегрельская /одшская/ синклиналь расположена между северной и южной известняковыми полосами; южная известняковая полоса, по сравнению с северной, гипсометрически расположена значительно ниже; здесь обнажен только верхнемеловой - нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт, подстилаемый водоупорным средним мелом; поэтому подземные воды отмеченного водоносного горизонта предгорной мегрельской синклинали разгружаются на поверхности земли /Накадакевские термы/ в пределах северных крыльев брахиантиклиналей. Эта разгрузка вызывает резкий спад напора вод горизонта южных крыльев складок. На этом основании подземные воды верхнемеловых и более молодых осадков, расположенных южнее южной известняковой полосы характеризуются слабым напором. Как известно, эксплуатация менджинской минеральной воды производится путем откачки. Ввиду этого в известняках верхнего мела и нижнего палеогена, расположенных южнее известняковой полосы, выделяются гидрогеологические зоны затрудненной и переходной циркуляции /разрез №6/; в последней из них, как правило, циркулируют воды типа Менджи. Далее следует зона застойного режима с древнепогребенной хлоридной водой, которая вскрывалась упомянутыми выше глубокими скважинами.

Совершенно другое явление наблюдается в нижнемеловом водоносном горизонте. Как отмечалось выше, вдоль южной известняковой полосы Мегрелии нижнемеловые известняки не обнажаются. Они здесь перекрыты водоупорными свитами среднего мела. Как нам известно, эти известняки до квалонского разрыва слагают гидрогеологически почти закрытую структуру /см. разрез №3/ на что указывает гидро-

химическая природа вод, полученных из нижнего мела. У свода квалонской антиклинали проходит сбросо-надвиг. Плоскость его наклонена на север /см. на карте № I/разрезы №№ 3-4/. Из-за этого, как отмечалось выше, байос приподнятого крыла гидрогеологически объединен с нижним мелом опущенного крыла, а водоносный горизонт нижнего мела с известняковым водоносным горизонтом верхнего мела - нижнего палеогена. Так как сток напорных вод направлен с северо-востока на юго-запад, то легко представить себе перелив вод из порфиритовой свиты байоса в нижнемеловые известняки, а на приподнятом крыле надвига сток воды направлен из нижнемеловых известняков в верхнемеловые осадки опущенного крыла надвига.

Данные глубоких скважин, пробуренных в пределах квалонской антиклинали, показывают, что в верхнемеловых и нижнепалеогеновых известняках опущенного крыла присутствуют термальные метаново-азотные воды, по общей минерализации примерно такие же, как воды нижнемеловых известняков Колхиды, расположенные севернее квалонского разрыва: Цхалтубо, Цацшиахали, Накалакевиахали, Зугциди и др., только вода плиоцен-верхнего мела кулевской скважины опущенного крыла надвига несколько более хлоридная и поэтому более метановая. В нижнемеловых известняках опущенного крыла наблюдаются хлоридно-натриево-кальциевые воды примерно такого же состава, какие отмечены в порфиритовой свите байоса. Видно, что вода после перелива в нижнемеле претерпела метаморфизацию; обогатилась она ионами натрия в результате катионного обмена.

Таким образом в северной части Колхидской низменности южнее известняковой полосы Мегрелии до квалонского разрыва четко вырисовывается гидрохимическая зональность в распределении вод в вертикальном направлении, здесь в нижнем меле между неразбавленными хлоридными водами присутствует вода современного метеорного происхождения.

Нарушение зональности в распределении подземных вод наблюдается и южнее квалонского разрыва /см. схематические разрезы, черт. 3, 4/ в известняках верхнего мела и нижнего палеогена, но азональность наблюдается только вблизи разлома в небольшой мощности полосе, где в опущенном крыле надвига неразбавленная древнепогребенная хлоридная вода в верхнемеловом известняковом водоносном горизонте и в низах мёотиса сильно разбавлена из-за перелива современной инфильтрационной воды нижнего мела приподнятого крыла квалонского надвига. Ниже, в нижнемеловых известняках и порфиритовой свите байоса опу-

щенного крыла присутствуют высокоминерализованные, а в приподнятом крыле надвига, как известно, в нижнем меле распространены слабо минерализованные воды типа Цайшиахали. Эта азональность, как отмечалось выше, вызвана квалонским надвигом.

Воды узкой полосы верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта опущенного крыла и нижнемелового водоносного горизонта другого крыла надвига слабо сульфидные; отличаются они друг от друга тем, что в первом, по сравнению с нижнемеловым горизонтом, наличие хлоридов и метана значительно повышенное. Как видно, перелив слабо минерализованной и сильно напорной воды нижнего мела приподнятого крыла квалонского надвига в слабонапорные хлоридные - зоны застоя верхнемелового - нижнепалеогенового водоносного горизонта вызвало образование совершенно незначительной мощности переходной гидрохимической зоны с водой типа кулевской скважины; южнее надвига в этом водоносном горизонте переходная зона быстро сменяется зоной застоя, что подтверждается гидрохимическими данными глубоких скважин, проведенных там.

Как известно, Аджаро-Триалетская складчатая система надвинута на Грузинскую глыбу. Это хорошо фиксируется и в Ванском районе, где амплитуда его большая. Надвиг тянется в восточном направлении и доходит до Дзирульского массива; в западном же направлении он перекрыт четвертичными образованиями.

По северной периферии Аджарии и Гурии наблюдаются глубоко погруженные синклиналильные складки, сложенные, в общем, водоупорными верхнетретичными осадками. Западное окончание Аджарской складчатой системы, как известно, погружается и понижается в юго-западном направлении. Установлено, что вулканогенная толща среднего эоцена в районах Батуми, Цихисдзири, Кобулети, Чаква обнажена на дне моря, на значительном расстоянии от берега. Нетрудно понять, что воды среднего эоцена Аджарии интенсивно разгружаются в море. На это указывает химический состав минеральной воды среднего эоцена побережья и центральной геотектонической зоны Аджарии. Северная зона системы, как известно, сложена в основном верхнепалеогеновыми и неогеновыми глинисто-песчанистыми водоупорными осадками, которые слагают глубоко погруженные синклиналильные складки. Поэтому от центральной зоны складчатой системы в сторону Колхидской низменности движение подземных вод затруднено. Там встречаются хлоридные воды. Кроме того, как известно, в переходной зоне между Аджарией и Колхидской низменностью проходит надвиг. В полосе последнего, направленного на

север, верхнемеловой–нижнепалеогеновый водоносный комплекс складчатой системы контактирует с водоупорными верхнетретичными осадками Колхидской низменности. Поэтому верхнемеловой–нижнепалеогеновый водоносный комплекс Аджарской системы разобщен от водоносных образований Колхиды.

В пределах Аджарии можно предположить наличие нижнемелового юрско–триасово–верхнепалеозойского водоносного комплекса, выраженного в эпиконтинентально–морской фации. Он представляет собой гидрогеологически совершенно закрытую структуру, которая содержит древние хлоридные воды морского типа.

Эти последние, как отмечалось выше, наблюдаются и под Колхидской низменностью.

По геофизическим данным /Левченко, 1967; Малавицкий, 1967/, в юго–восточной части Черного моря, которая представляет собой продолжение собственно Колхидской низменности, наблюдаются поднятия, по–видимому, брахиантиклинального типа, которые перекрыты водоупорными верхнетретичными осадками.

Как видно из вышеизложенного, водоносные образования собственно Колхидской низменности гидрогеологически совершенно закрыты, поэтому там в коллекторах вместе с подземными водами типа нефтяных месторождений, возможно, присутствуют нефть и газ метан.

Не менее интересна в этом отношении область акватории Черного моря, прилегающая к собственно Колхидской низменности, на предмет разведки нефти и газа. Ниже к тексту приложены таблицы анализов газов некоторых минеральных вод Колхиды: из них видно, что неразбавленные хлоридные воды зоны застоя третичных и верхнемеловых осадков являются "чисто" метановыми /тип нефтяных месторождений/. Метан здесь парагенетичен солености вод.

В Гудаутской депрессии известны выходы нескольких минеральных источников. Из них Звандрипшский и Дурипшский расположены вдоль северной окраины Гудаута, на расстоянии 5–6 км. В геологическом строении района принимают участие меловые и третичные отложения.

Минеральная вода выбивает из толстослоистых кварцевых песчаников чокрака. Дебит ее ничтожный. Вода содержит метан. Результаты

анализа:
$$M_{13,8} \frac{CO_2 \quad HCO_3 \quad 5 \quad CO_2 \quad 4}{Na \quad 95}$$

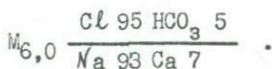
Следует отметить, что произведенные в разное время анализы одной и той же воды показывают общую минерализацию, значительно

отличающуюся друг от друга. Так, например, анализы воды главного источника № I/, произведенные жимиками Косман и Мзареулишвили, показали, что общая ее минерализация равна соответственно 13, 12 и 18 г/л. Произошло это, в основном, от того, что она была в разной степени разбавлена выпадающими атмосферными осадками. В наиболее минерализованных из них количество хлор-ионов в мг-экв. % доходит до 97, а в наименее минерализованной из них не более 84 мг-экв. %. Это происходит за счет увеличения гидрокарбонатов от 3 до 15 мг. экв.%. В высокоминерализованных водах величины гидрокарбонатов значительно более низкие, чем в менее минерализованных; они соответственно 0,6 и 1,2 г/л. Это результат не только опреснения, но и разбавления в разной степени минерализованной гидрокарбонатной-натриевой водой.

В разной степени разбавленных звандрипшских источниках соотношение катионов в мг-экв. %% почти одинаковое. Все они относятся к "чисто" натриевым водам /92-96 мг-экв.%%/. Выходит, что разбавляющая вода содового типа современной метеорной генерации, она напорная и вытесняет высокоминерализованную хлоридную - натриевую из зоны застоя; при этом происходит их смешение.

Таким образом можно заключить, что звандрипшский минеральный источник представляет собой смесь трех вод: высокоминерализованной "чисто" хлоридно-натриевой, сравнительно слабо минерализованной содовой и пресной. Последняя опресняет высокоминерализованные воды; не влияет при этом на соотношение ионов.

Дурипшские минеральные источники /100/ выходят на южном крыле восточного продолжения звандрипшской антиклинали, несколько южнее сел. Дурипши, расположенного в ущелье р. Дура. Вода поступает из песчаников, падающих на северо-запад под углом 30°. Наблюдаются два выхода минеральной воды по правой стороне р. Дура. По Косману, химический состав источника № I:



Сравнение химических анализов Звандрипшских и Дурипшских вод показывает, что они по соотношению ионов аналогичны.

В окрестностях курорта Санапиро /104/ до разведки были известны 3 источника, которые были расположены в ущелье р. Цквара, на южном крыле ахалафонской складки. Выходы связаны с аллювиальными образованиями, под которыми местами обнажаются трещиноватые нуммулитовые известняки среднего эоцена. Химический состав источника № I:

H_2S 0,002 $M_{3,4}$ $\frac{Cl\ 88}{Na\ 87}$ T 15°C, D=5000 л/сут.,

источника № 2: H_2S 0,001 $M_{1,7}$ $\frac{Cl\ 74\ HCO_3\ 75}{Na\ 70\ Ca\ 23}$ T 15,3°C

и источника № 3: H_2 0,001 $M_{1,6}$ $\frac{Cl\ 75\ HCO_3\ 75}{a\ 70\ Ca\ 24}$ T 15,3°C

После получения в буровых скважинах воды самотеком, источники прекратили свое существование. Гидрогеологические исследования и разведочные работы проводились здесь Ф.Мелива.

Геологический разрез скважины № I глубина которой 163 м таков: от 0 до 20,0 м аллювий /глины, глинистые пески/, от 22,0 до 38,0 м глины и мергели верхнего эоцена, от 38,0 до 82,56 м нуммулитовые трещиноватые известняки среднего эоцена, от 82,56 м до 102,0 м палеоценово-нижнеэоценовые известняки с прослоями песчаных известняков, от 102 до 160,0 м литотамниевые известняки палеоцена и датского яруса и от 160,0 до 162,65 м верхнемеловые известняки, переходящие в брекчиевидные породы.

Первый самотек минеральной воды был получен на глубине 38-40 м у контакта рыбных сланцев верхнего эоцена и известняков среднего эоцена. На глубине 155-160 м в палеоценовых известняках была вскрыта главная струя воды / H_2S 0,015 $M_{4,6}$ $\frac{Cl\ 91}{Na\ 85}$ T 18°C/.

Скважина № 3, проведенная на левом берегу р.Цквара, южнее скважины № I на расстоянии 200 м вскрыла воду на глубине 109,8 м в нуммулитовых известняках среднего эоцена; химический состав воды:

H_2S 0,011 $M_{4,9}$ $\frac{Cl\ 92}{Na\ 92}$ T 18°C.

Скважина № 34 /глубина 261,5 м/ была задана на левом берегу р. Цквара, ниже колонковой скважины № 3, на расстоянии 300 м.

Первая зона с минеральной водой была встречена на глубине 238,5 м непосредственно ниже фораминиферовых мергелей, в нуммулитовых известняках. Химический состав воды:

H_2S 0,012 $M_{5,4}$ $\frac{Cl\ 92}{Na\ 91}$ T 24,2°C.

Скважина № 5 расположена в 120 м южнее скважины № 4, у шоссе-ной дороги.

Первый весьма слабый самотек воды был получен с глубины 272,5 м из нуммулитовых известняков ср.эоцена. Впоследствии дебит увеличился до 5300 л/сут. Химический состав воды:

$$H_2S \quad 0,005 \quad M_{4,3} \quad \frac{Cl \ 90}{Na \ 89} \quad T \ 19^{\circ}C.$$

Скважина № 6 расположена на правом берегу р.Цквара, напротив скважины № 3. Абсолютная отметка ее 8,5 м, глубина 592,3 м.

Первый самотек минеральной воды появился на глубине 98,8 м из нуммулитовых известняков. Химический состав воды:

$$H_2S \quad 0,008 \quad M_{3,4} \quad \frac{Cl \ 89}{Na \ 88} \quad T \ 19,4^{\circ}C.$$

Дальнейшее увеличение дебита произошло в известняках турона, на глубине 586,1 м. Химический состав вод обеих зон:

$$H_2S \quad M_{7,1} \quad \frac{Cl \ 95}{Na \ 90} \quad T \ 23,7^{\circ}C \quad /105/.$$

Как видно, с глубиной общая минерализация и температура воды возрастали.

Недавно в долине р.Аапста, западнее Санапиро, т.е. в сторону погружения ахалафонско- санапиройской антиклинали была заложена скважина, которая пересекла верхнемеловой- нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт на большой глубине и дала сульфидную воду типа Санапиро /Менджи/, но, как и следовало ожидать, более минерализованную и сульфидную. Химический состав воды:

$$H_2S \quad M_{26,0} \quad \frac{Cl \ 99}{Na \ 93 \ Mg \ 4}.$$

Отмеченные осадки слагают ахалафонскую антиклинальную складку, в ядре которой, несколько восточнее от выходов обнажаются ургонские известняки барремского яруса. Выше следуют: I/ известняки апта, 2/ чередование известняковых и глинистых мергелей альба, 3/ известковистые глины с прослоями туфогенных пород сеномана, 4/ розоватые известняки с красными кремнями турона, 5/ белые известняки сенона с конкрециями серых кремней, 6/ светло-серые известняки маастрихта с кремнями, 7/ известняки датского яруса, 8/ известняки палеоэоцена с конкрециями серых кремней, 9/ известняки с нуммулитами и орбитоидами среднего эоцена, 10/ серые и зеленоватые мергели с фораминиферами эоцена, 11/ сланцеватые мергели с чешуями рыб верхнего эоце-

на, I2/ фораминиферовые мергели верхнего эоцена, I3/ майкопские гипсоносные глины олигоцена, I4/ глины, песчаники и конгломераты среднего олигоцена, I5/ гипсоносные глины верхнего олигоцена и нижнего миоцена, I6/ толстослоистые глинистые песчаники и песчаные глины нижнего и среднего миоцена, I7/ известковистые глины с линзами конгломератов и песчаников нижнего сармата, I8/ конгломераты с гальками порфиритовых пород и известняков среднего сармата и, наконец, I9/ песчано-глинистая свита чауды.

Санапиройские минеральные источники и воды разведочных скважин расположены на южном крыле антиклинали Ахалафони-Санапиро, ближе к своду. Складка эта в западном направлении погружается и скоро сливается с Гудаутской моноклиной.

Санапиройское месторождение минеральной воды сосредоточено в верхнемеловом-нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте, расположенном между водоупорными осадками альб-сеномана и верхнего эоцена и олигоцена.

В районе Санапиройского месторождения выделяются:

1. Верхнемеловой - нижнепалеогеновый известняковый горизонт;
2. Юрско-нижнемеловой комплекс.

Восстановление палеогеографии области дает основание в пределах Ахалафони-Санапиро под известняковым нижним мелом предположить верхнюю юру в известняковой фации /восточное продолжение луситанских известняков Гагры/. Это, как будет показано ниже, подтверждается и гидрогеологическими данными.

Переходим к характеристике минеральных вод Сухумской депрессии. Там, в ущелье р.Беслетулы, в северо-восточной окраине г. Сухуми обнажены среднеюрские, меловые и третичные отложения фаций Грузинской глыбы, но в отличие от Санапиро кимбридж здесь песчано-глинистый. Общая мощность нижнего мела около 200 м. Средний мел сравнительно маломощный /не более 100 м/.

Сухумская /бирцгвардская/ брахиантиклиналь примерно широтного простирания; проходит она несколько выше выходов Сухумских /Беслетских/ минеральных источников. Эта складка в западном направлении быстро погружается; в связи с этим известняки нижнего палеогена перекрываются водоупорными верхнеэоценово-олигоценовыми отложениями. В восточном направлении обнажен карбонатный мезозой.

Сухумская антиклиналь к северу ограничивается синклиной, которая сложена третичными глинистыми образованиями, а в восточной

карбонатами мела и палеогена. Далее следует абджандская антиклиналь, сложенная верхнемеловыми известняками /северная известняковая полоса/. В сторону погружения складки трещиноватые известняки нижнего палеогена и верхнего мела перекрываются мощными водоупорными верхнепалеогеновыми глинисто-песчанистыми образованиями, а затем миоценовым водоупором. Поэтому здесь подземный сток направлен в сторону погружения структуры, т.е. в направлении Черного моря.

Сухумская глубокая скважина № I, заложенная на южном крыле сухумской антиклинали ближе к своду, в 4 км к северу от города, пересекает водоносные горизонты. Верхний из них сложен известняками нижнего палеогена и верхнего мела /338-1021 м/. Расположен он между водоупорными глинисто-мергелистыми осадками верхнего эоцена и сеноманско-альбскими мергелями.

Нижний горизонт /1261 - 1740 м/ представлен нижнемеловыми известняками, сверху ограниченными альбско-сеноманским мергелистым водоупором. Этот горизонт подстилается пестроцветной глинисто-песчанистой водоупорной свитой кимериджа.

Химический состав воды нижнепалеогеновых известняков:

$H_2S\ 0,0178\ H_2Si\ O_3\ 0,058\ M_{2,5}\ \frac{Cl\ 89}{Na\ 86}$ T 24°C; pH - 10. При опробовании интервала 500-534 м /датские и маастрихтские известняки/ вода из пакера оказалась следующего состава:

$H_2S\ M_{12,9}\ \frac{Cl\ 97}{Na\ 90}$; pH - 8 /108/.

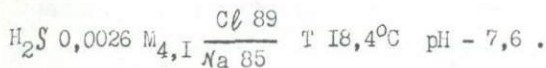
Сопоставление результатов анализов показывает, что нижнепалеогеновые известняки и верхняя известняковая часть верхнего мела содержат сероводородные "чисто" хлоридные натриевые воды. После осадки скважины трубами, на глубине 500 м, при дальнейшем ее углублении до 1406 м дебит воды возрастал. Этот интервал соответствует нижнему известняковому водоносному горизонту. Химический состав полученной здесь воды:

$M_{1,4}\ \frac{SO_4\ 49\ Cl\ 31\ HCO_3\ 20}{Na\ 67\ Ca\ 25}$ T 42°C.

Таким образом вертикальный гидрохимический разрез этой скважины таков: "чисто" хлоридные и натриевые сульфидные воды верхнего мела - нижнего палеоцена сменяются слабо минерализованными сульфатно-хлоридными, гидрокарбонатно-хлоридными, или сульфатно-гидрокарбонатными, натриево-щелочноземельными водами н.мела.

Сухумская глубокая скважина № 2 пробурена на правом берегу р. Беслетулы, вблизи скв. №1. Глубина ее 600 м.

В скважине палеоценовых известняках на глубине 429 м была получена вода, по химическому составу, относящаяся к слабо сероводородному хлоридно-натриевому типу



При дальнейшем углублении скважины дебит и температура воды продолжали повышаться и на глубине 600,2 м $\text{D}=300,000$ л/сут., а температура $29,5^\circ$. Химический состав воды, по формуле Курлова:



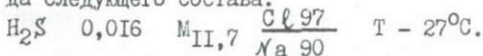
Как и следовало ожидать, в нижнепалеогеново-верхнемеловом водоносном горизонте южного крыла сухумской антиклинали была вскрыта сульфидная вода типа Менджи.

Газовый состав воды сухумской скважины

наименование компонентов	Свободно выделяющиеся		Растворенные		Общее количество в мг/л
	в мг/л	%	в мг/л	%	
Сероводород	0,03	0,01	3,37	7,01	3,4
Угольный ангидрид	5,87	1,77	13,96	29,03	19,38
Кислород	-	-	-	-	-
М е т а н	294,2	88,68	26,50	55,10	320,70
Водород	0,73	0,20	0,84	1,75	1,57
Азот и редкие газы	31,17	9,39	3,42	7,10	34,59
С у м м а	332,0	100,0	48,09	100,0	380,09

Сухумская глубокая скважина № 3 пробурена на правом берегу р. Беслетулы, на расстоянии 80 м от скважины № 1.

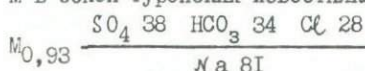
При бурении в известняках дата на глубине 740,5 м получена вода следующего состава:



Газовый состав воды сухумской глубокой скважины № 3

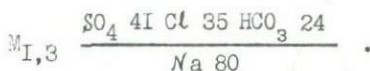
наименование газа	Проба взята с глуб. 480,9 м			Проба взята с глуб. 600,3 м		
	Свобод- но выдел.	Растворенные		Свобод- но выдел.	Растворенные	
	в %	мг/л	%	в %	мг/л	%
Сумма кислых газов	0,51	4,20	18,42	0,42	3,60	16,10
Водород	-	-	-	-	-	-
Кислород	-	-	-	-	-	-
Метан + тяжелые углероды	21,92	5,40	23,68	63,43	12,20	51,70
Азот и редкие газы	77,57	13,20	57,90	36,15	7,60	32,20
С у м м а	100,0	22,80	100,0	100,0	23,60	100,0

Сухумская скважина № 4. Глубина ее 1106,1 м. На глубине 540,6 м в сенон-туронских известняках была получена вода след. состава:

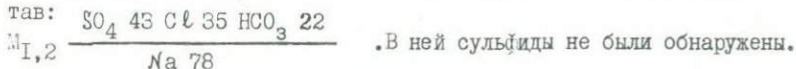


Ниже химизм воды оказался несколько иным: $M_{0,57} \frac{HCO_3 \ 66 \ Cl \ 20}{Na \ 52 \ Ca \ 44}$, T 19,5°С

Вода очень слабо сульфидная. С углублением скважины замечено было возрастание дебита и температуры воды; на глубине 936,3 м в нижнемеловых известняках T = 36,7°. Химический состав воды:



У забоя скважины дебит ее 1900000 л/сут., T 39,1°С, химический состав:



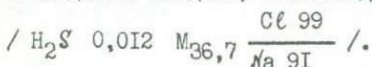
Эта скважина проведена в сводовой части сухумской антиклинали. Она ниже четвертичных образований /8 м/ врезалась в непосредственно палеоценовые известняки, а на глубине 44 м вскрыла верхнемеловые известняки. Здесь верхнемеловой - нижнепалеогеновый горизонт слагает

почти открытую гидрогеологическую структуру, на что указывает химизм воды горизонта. Общая минерализация этой гидрокарбонатной - хлоридно- кальциево-слабонатриевой воды не более 0,9 гр/л.

Таким образом смена гидрогеологической /и гидродинамической/ обстановки в одном и том же водоносном горизонте вызывает изменения в соотношении ионов и общей минерализации. Гидро- карбонатно-хлоридная слабо минерализованная вода, связанная с верхнемеловыми-нижнепалеогеновыми известняками сводовой части антиклинали, южнее в тех же породах меняются не только соотношение ионов, но и общая минерализация; в результате образуются воды типа Менджи. Возрастающее общей минерализации наблюдается и в водах других скважин сухумского месторождения, заданных южнее; в них воды хлоридные и натриевые.

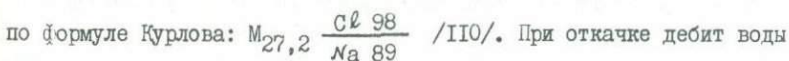
Что же касается нижнемелового водоносного горизонта, то он в скважине № 4 вскрыт после разубки 200 - метровой мощности альбеноманских глинисто-мергелистых водоупорных образований на глубине 840 м. Как выясняется, вода нижнемелового горизонта, и по данным этой скважины, гидрогеологически разобщены от нижнепалеогеново-верхнемелового водоносного горизонта. На южном крыле сухумской антиклинали, ближе к своду, сухумские скважины в н.меле вскрыли термальную воду, в которой соотношение ионов примерно одинаковое; они сравнительно слабее минерализованы чем воды верхнемеловых нижнепалеогеновых скважин, и почти не хлоридны.

Разрез Сухумской скважины № 5: пробурена на 1,7 км южнее скважины № 1. В ней с глубины 1311,5 м появилась минеральная вода, как и следовало ожидать, типа Менджи, Санапиро



Сухумская скважина № 6 /II0/ заложена на правом берегу р.Беслетулы, между скважинами № 5 и № 4. Глубина ее 1270 м.

Водоносный горизонт вскрыт на глубине 586 м при пересечении известняков нижнего эоцена; прослеживался он до забоя; получена вода небольшого дебита; температура ее 25-28°C, химический состав,



повышался и доходил до 32000 л/сут., температура возросла до 38°C; количество H_2S резко возросло от 17 до 50 мг/л, при этом наблюда-

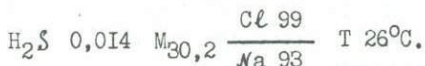
лось уменьшение общей минерализации.

Как и следовало ожидать, нижнепалеогеново-верхнемеловой горизонт и здесь содержит воду типа Менджи.

Таким образом, как выясняется, слабо или вовсе неразбавленные хлоридные воды сульфидов не содержат; отсутствуют они и в сильно разбавленных водах /скв. № 4/. Максимально сульфидные воды, по мере повышения или, наоборот, понижения минерализации количество сульфидов падает. Отсюда можно сделать вывод, что присутствие сероводорода в источниках типа Менджи вызвано досульфатизацией инфильтрационной современной метеорной сульфатной воды.

Сухумская скважина № 7 /III/, заложенная на левом берегу р. Беслетулы, имеет глубину 1252 м.

Сульфидная вода вскрыта на глубине 300 м, в пределах развития известняков ср. эоцена; на глубине 1230 м пересечены известняки сенон-турона; химизм воды, по формуле Курлова:



При продолжительной откачке дебит ее возрастал до 60000 л/сут. $T = 35^{\circ}C$; сероводород возрос до 45 мгр/л, общая минерализация понизилась.

Сухумская скважина № 8 заложена между скважинами № I и № 4, у свода антиклинали; вода получена в нижнемеловом известняковом горизонте - типа Цаиши-ахали, температура ее $42^{\circ}C$.

Сухумская скважина № 9 пробурена в значительном отдалении от сводовой части антиклинали с целью вскрытия в нижнепалеогеново-верхнемеловом горизонте воды типа Менджи, не требующая подогрева. Однако полученная вода типа Менджи имела повышенную температуру, но не более $31^{\circ}C$. При продолжительной откачке дебит ее возрастал до 200.000 л/сутки, а температура возросла до $35^{\circ}C$; возросло и количество сульфидов /до 45 мг/л/.

В пределы восточного погружения Грузинской глыбы входят те районы, которые расположены восточнее Дзирульского массива, а именно: Мухранско-Тирифонская депрессия, южная часть Кго-Осетии, расположенная южнее Орхевского надвига, нефтеносные районы Норю-Сацхениси, Шида Кахети и Ширакская степь.

По северной периферии Мухранской долины широко развиты неогеновые образования и отчасти нижнетретичные и мезозойские. Порфириновая свита байоса широким распространением пользуется вдоль север-

ной окраины Тирифонской долины в Джавском районе, где на нее с большим угловым несогласием налегают разные горизонты миоцена. Слои последнего падают полого.

В переходной зоне от глыбы в сторону Триалетии, т.е. вдоль южной окраины Тирифонской долины самыми древними осадками являются туфогены в. апта, мергели альба и известняки и мергели верхнего мела обнаженные в районах Диди и Патара Горисджвари. Нижний палеоген представлен боржомским флишем и вулканогенным средним эоценом. За последним выше следует глинисто-песчанистый верхний эоцен, который еще выше сменяется глинами майкопа. Последние перекрываются песчаниками сакараульского горизонта нижнего миоцена. Центральная часть депрессии заполнена мио-плиоценовыми осадками и аллювиальными образованиями.

Стратиграфический разрез более внутренней части Карталинской депрессии, по данным горийской глубокой опорной скважины, снизу вверх следующий: порфиритовая свита байоса, ургонская фация баррема с базальным конгломератом, терригенный и органогенный апт небольшой мощности, альб мергелистый и известняки верхнего мела. Мощность мела 450 м, палеоген здесь отсутствует. Неоген лежит прямо на размытой поверхности мела.

Данные горийской скважины, по-видимому, подтверждают вывод о том, что Дзирульско-Кахетинская суша в пределах центральной части Тирифоно-Мухранской долины в течение палеогена представляла сушу, которая оказалась под водой только в неогене.

В северной части депрессии выделяется юрско-верхнепалеозойский водоносный комплекс; подстилается он водоупорным кристаллическим субстратом, перекрыт же верхнетретичными водоупорными осадками.

В центральной части области этот водоносный комплекс включает и нижнемеловые известняки; верхнеюрская глинисто-песчанистая водоупорная свита здесь отсутствует. Выше следует водоносный горизонт верхнемеловой известняковый. Он разобран от нижнего водоносного горизонта глинисто-мергелистой толщей альб-сеномана; перекрыт неогеновыми водоупорными осадками.

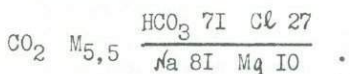
В южной части депрессии выделяются следующие водоносные образования:

а/ домеловой комплекс, б/ известняковый нижнемеловой горизонт и в/ верхнемеловой - нижнепалеогеновый комплекс.

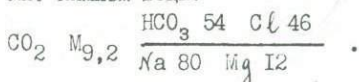
Эти водоносные образования тектонически воздымаются в сторону

Дзирульского массива. Как известно и рельеф в том же направлении возвышается. Все отмеченные свиты обнажаются на поверхности земли в районе Сурами и несколько западнее, где и расположена их основная область питания. Последняя наблюдается и в Триалетии, где обнажаются осадки верхнемелового – нижнепалеогенового водоносного комплекса; область же питания домелового водоносного комплекса северной части депрессии расположена на южном склоне Кавказского хребта, где обнажен домеловой водоносный комплекс, который погружается в сторону Карталинской депрессии. Таким образом область питания этой депрессии расположена на восточном склоне Дзирульского массива и на склонах Кавказского хребта и Аджаро-Триалетии. Общий сток воды здесь направлен в сторону Каспийского моря. Минеральные источники сосредоточены, главным образом, в зонах орхевского и горийско-сахварского надвигов.

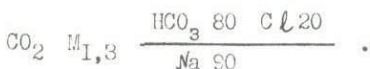
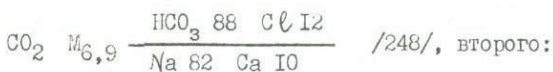
В зоне орхевского надвига у с. Кведа Сохта, в ущелье р. Суар-фаз, правого притока р. Паца известен выход Нижнесохтинского источника в пределах зоны орхевского надвига, где порфириновая свита байоса и меловой флиш тектонически контактируют с верхнетретичными осадками Грузинской глыбы. Сопоставление химических анализов вод района, произведенных в разное время, показывает, что Сохтинская углекислая солено-щелочная вода относится к смешанному типу; колебание в ней соотношения анионов и общей минерализации зависит от дозировки углекислых содовых и хлоридных вод, принимающих участие в этой смешанной воде:



В 2-х километрах выше, по ущелью, вблизи сел. Земо Абано наблюдается выход Верхнесохтинского источника, где породы представлены порфириновой свитой байоса, перекрытой верхнетретичными осадками. Химизм воды:



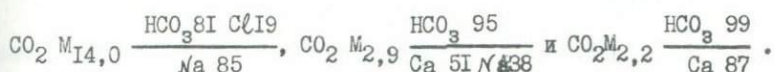
Морехские источники /248/ выходят недалеко от с. Сохта. Химический состав первого из них:



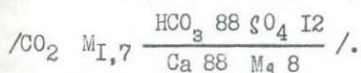
Здесь, в зоне орхевского надвига меловой флиш надвинут на байос. Источник, выходящий у с.Контанто, на левом берегу р.Паца, напротив с.Кешельта в северной части зоны орхевского надвига, следующего состава:



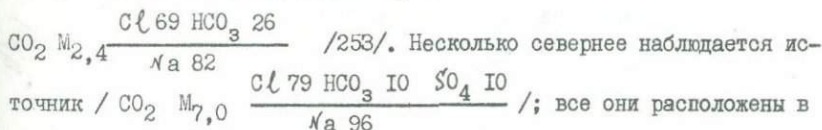
также расположены к северу от орхевского надвига, в районе развития флиша нижнего мела. Выходы наблюдаются в ущелье, вдоль правой стороны р.Кешельта. Одна группа источников /250/ наблюдается в самом селе, а две остальные расположены по склонам ущелья. Химический состав их:



На основе этих данных можно заключить, что в районе широким распространением пользуются гидрогеохимические зоны активной и затрудненной циркуляции; слабее представлена переходная зона между зонами застоя и затрудненной циркуляции; зона застоя отсутствует. Ниже села Кешельта р.Кемульты носит название Паца. В северной части надвига там, где нижнемеловой флиш и известняковый титон контактируют с мергелями эоцена, из известняка выходит вода типа нарзан



Мсхлебский минеральный источник /253/ наблюдается к северо-западу от Джавы, на расстоянии 2,5 - 3 км. Химсостав его, связанного с сарматскими осадками, нижеследующий:



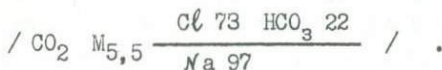
южной части орхевского надвига.

В районе Джавы, вдоль орхевского надвига в скважине № 24 с глубины 130 м из сармата была получена вода следующего состава:

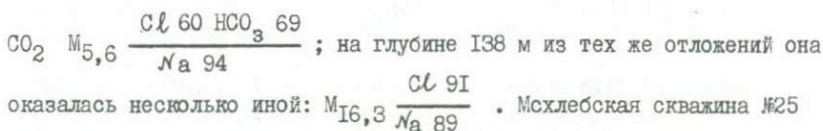


она оказалась несколько иной $/\text{CO}_2 \text{ M}_{7,1} \frac{\text{Cl} \text{ 80 } \text{HCO}_3 \text{ 20}}{\text{Na} \text{ 97}} \cdot$

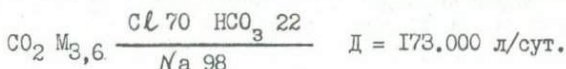
Из байосской порфиритовой свиты, с глубины 190 м пошла вода менее минерализованная хлоридно-гидрокарбонатная



Сарматские осадки небольшой мощности, трансгрессивно налегающие на байосе, слагают открытую гидрогеологическую структуру; поэтому хлоридные воды в них поступают из байоса; последняя, как известно, хлоридно-кальциевая. Сарматская вода "чисто" натриевая; она получена в результате обменной адсорбции между кальцием хлоридной воды байоса и натрием сарматских пород. Аналогичное явление наблюдается так же в мсхлебской скважине № 36, где на глубине 105 м в сармате вскрыта вода следующего состава:



из сармата же с глубины 121,4 м вывела воду следующего состава:



Источник Хвце выходит из галечников поймы р. Диди Лиахви, в пределах орхевского надвига. Вдоль правой стороны реки обнажены пологоспадающие на север спандонтелловыи слои, трансгрессивно перекрывающие байос. Они тектонически соприкасаются с нижнемеловым флишем приподнятого крыла орхевского надвига. По склону левого берега Диди Лиахви, на 25 - 30 м выше источника наблюдаются струи углекислого газа, используемые, как лечебное средство /ингаляция/.

Химический состав источника Хвце, по Н. Кипшидзе /1952/, следующий: $\text{CO}_2 \text{ M}_{1,5} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 92}}{\text{Na } 76}$. Это типичный нарзан, но значитель-

но опресненный. По Е.К. Устиеву и В.А. Молевой /1933/, состав газа этой воды нижеследующий: CO_2 - 69,9; CH_4 - 1,6; H_2S - нет и N_2 - 28,1%. В ней, как и следовало ожидать, количество азота повышенное. На правом берегу Лиахви, в 100-120 метрах от этого источника Грузинским геологическим управлением пробурена была скважина № 23. В опущенном крыле надвига она прошла до 125 м сарматские осадки,

представленные, в основном, трещиноватыми песчаниками, а ниже до забоя была пересечена порфиритовая свита байоса.

Скважина заслуживает внимания в том отношении, что на глубине 60 м в ней была получена сильно газированная вода чисто содового типа

$\frac{\text{HCO}_3}{\text{Na}} \frac{88}{94}$ / ; на глубине же 71 - 75 м была пересечена зо-

на с водой следующего состава: $\frac{\text{Mg}}{\text{Na}} \frac{3}{43} \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} \frac{35}{23} \frac{\text{Cl}}{\text{SO}_4} \frac{85}{254}$ / . Она

весьма слабо газирована углекислотой; содержит она большое количество ионов кальция, что характерно для хлоридных вод порфиритовой свиты байоса. Вода же, вскрытая в интервале 126,2 - 135,2 м в пределах распространения свиты байоса, вода оказалась тоже слабо газированной; в ее составе преобладают ионы кальция.

Таким образом в отмеченной скважине были вскрыты воды двух типов, от смещения которых в зоне надвига могла образоваться солончелочная вода типа эссендуки; таковыми являются Сохтинская, Мехлебская, Кешелтинская и другие источники района. Выясняется, что в этой смешанной воде углекислыми является содовая разность.

Джавский минеральный источник расположен в южной периферии орхевского надвига, где обнажаются порфиритовая свита и песчано-глинистый миоцен. Последний представлен песчаниками и глинами караганского и конкского горизонтов и сарматского яруса. Сармат с базальным конгломератом перекрывает несогласно вулканогенный байос. Мощность третичных отложений здесь от нескольких десятков метров до сотен. Байосские отложения дислоцированы и разбиты трещинами; неогеновые осадки образуют ряд складок покровного характера.

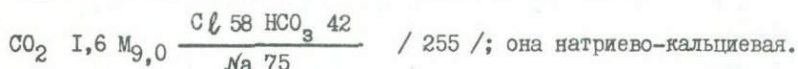
Севернее надвига обнажаются породы мелового и верхнеюрского флиша южного склона, которые на участках Джава, Мехлеби, Хвце надвинуты на сармат. На участке Джавы слои неогеновых и байосских осадков падают под большим углом; местами они стоят вертикально или опрокинуты.

Химические анализы показывают, что в водах сарматских осадков ближе к порфиритовой свите байоса отношение хлора к гидрокарбонату возрастает и оно становится больше единицы, количество же углекислого газа уменьшается. На этом основании можно заключить, что в порфиритовой свите байоса южнее надвига, в пределах Грузинской глыбы на глубине присутствует высокоминерализованная хлоридная древнепогребенная морская вода, а углекислые гидрокарбонатные воды в сарматские

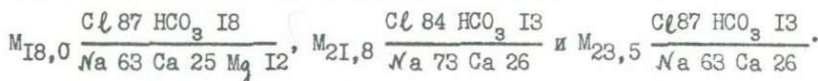
образования и верхи байоса полосы орхевского надвига поступают из южного склона Кавказского хребта. Это явление и непостоянство в соотношении хлора и гидрокарбонат-ионов в воде одного и того же месторождения говорят в пользу того, что она смешенного типа; в ней количество хлоридов и гидрокарбонатов зависит как от концентрации, так и от дозировки смешивающихся вод.

Таким образом солено-щелочные воды могут быть хлоридно-гидрокарбонатными или гидрокарбонатно-хлоридными. Значительно севернее и южнее зоны разлома они отсутствуют, так как в складчатой системе хлоридные воды почти полностью отжаты; там гидрогеологическая зона застоя не выделяется; обильно представлены содовые воды и нарзаны севернее надвига. Южнее орхевского надвига, в пределах Грузинской глыбы углекислые воды вообще не известны.

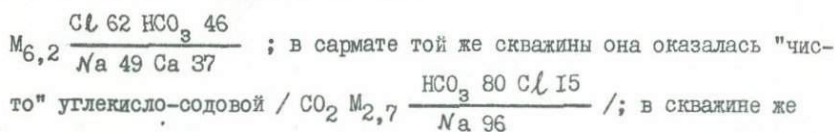
В Джавской воде /255/ эксплуатационной скважины № 14 натрий в мгр.экв. // доходит до 70 - 75. Химический ее состав:



Неоднократно отмечалось выше, что воды порфиритовой свиты байоса в условиях гидрогеологической закрытости являются хлоридно-кальциевыми и хлоридно-кальциево-натриевыми, однако в Джавском районе южнее надвига и в пределах его южной окраины они являются натриево-кальциевыми и даже чисто натриевыми; последние встречаются нередко. Буровые скважины, заданные в пределах распространения этой свиты ближе к джавской эксплуатационной скважине / № 14 / на разных глубинах дали минеральные воды следующего состава:

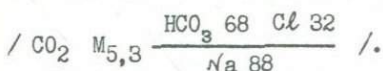


Там же в скважине № 30 из байоса вблизи контакта с сарматом пошла вода нижеследующего состава:



№ 29 из байоса с глубины 88 м, после откачки, потекла вода нижеследующего состава: $\text{M}_{23,5} \frac{\text{Cl } 87}{\text{Na } 63 \text{ Ca } 26}$, но она в скважине № 40 на глубине

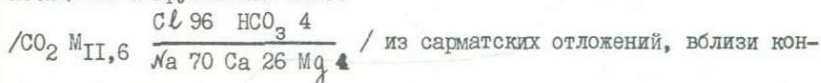
270 м в сарматских же осадках оказалась эссендукского типа



Это, по всей вероятности, вызвано обменной адсорбцией между кальцием хлоридной воды байоса и натрием, поглощенным в морских осадках сармата. Аналогично следует объяснить "чисто" натриевый состав хлоридной воды / $\text{M}_{29,2} \frac{\text{Cl 96}}{\text{Na 85}}$ /, полученной в скважине №

Г7 на глубине 352,5 м в сарматских же осадках, у контакта с байосом. То же самое следует сказать и в отношении воды из скважины № 4I $\frac{\text{Cl 94}}{\text{Na 9I}}$ /.

Ниже приводится химический анализ воды буровой скважины, заложеной на расстоянии 6-7 км южнее Джавы, на участке Кодибини, относящемся к Грузинской глыбе



такта с байосом. Позже на правом берегу р. Исрия, на кодибинском участке проведены были скважины № 27 и 28. Первая из них в порфиритовой свите байоса, у самого контакта с сарматскими мергелистыми глинами вскрыла воду следующего состава:

$\text{M}_{27,2} \frac{\text{Cl 99}}{\text{Na 68 Ca 28}}$; во второй же она оказалась несколько иной:

$\text{M}_{2,7} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 65 Cl 35}}{\text{Na 8I}}$ на глубине 37,5 м в сарматских же осадках; на

глубине 80 м из байоса, у контакта с сарматом пошла вода следующего

состава: $\text{M}_{20,8} \frac{\text{Cl 99}}{\text{Na 68 Ca 29}}$. В с. Свери, недалеко от Кодибини хи-

мический состав кехвской воды нижеследующий: $\text{M}_{21,6} \frac{\text{Cl 100}}{\text{Na 49 Ca 44}}$.

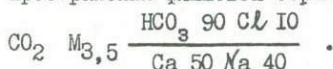
Эти данные подтверждают высказанное выше мнение, что хлоридные воды байоса действительно хлоридно-кальциевого типа; хлоридные воды, поступающие из байоса в сармат местами значительно натриевые. Это результат катионного обмена между кальцием хлоридной воды и натрием,

присутствующим в породах сармата.

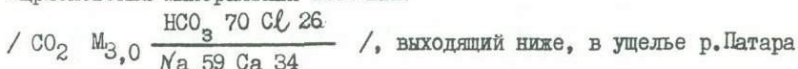
В южной части орхевского надвига ближе к порфиритовой свите байоса в хлоридных водах содержание углекислоты резко падает. На глубе вода неуглекислая. В Джаве углекислота генетически связана с содовыми водами, поступающими с севера.

Ниже приводим газовый состав воды джавской эксплуатационной скважины № 14; в ней наблюдаются следующие газы: спонтанные: CO_2 - 95,7, CH_4 - 0,8, N_2 - 3,5%; газы в миллилитрах: CO_2 - 338,2; CH_4 - 7,3, N_2 - 30,8; растворенные: CO_2 - 99,8; CH_4 - 0,04; N_2 - 0,4%; в миллилитрах: CO_2 - 765,3; CH_4 - 0,3; N_2 - 1,2.

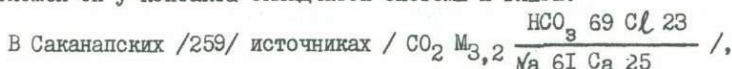
Выход Суарской воды наблюдается севернее надвига, в районе распространения флишевой серии верхней юры. Химический ее состав:



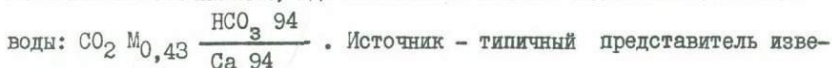
Из анализа видно, что формирование источника происходит в полосе, расположенной между зонами активной и затрудненной циркуляций. Апришевский минеральный источник



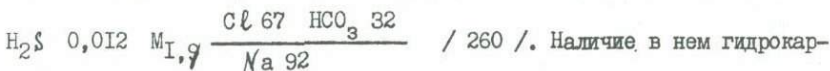
Лиахви, в 20 км от с. Суарти, связан с зоной орхевского надвига; расположен он у контакта складчатой системы и глыб.



расположенных вблизи Апревских вод, обращает на себя внимание участие в смеси хлоридно-кальциевой воды, генетически связанной с порфиритовой свитой байоса. Выход их расположен между саканапским и апревским источниками, где обнажаются меловые известняки. Состав

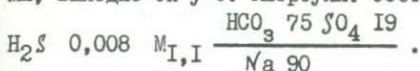


стковистых нарзанов зоны активной циркуляции. В пределах орхевского надвига встречаются и неуглекислые воды. Канчаветский /260/ источник, находящийся вблизи Канчавети, в пределах тектонического контакта песчаников сармата и конгломератов напхорской серии в южной периферической части орхевского надвига следующего состава:

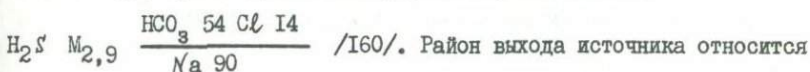


боната, по-видимому, результат агрессии углекислоты.

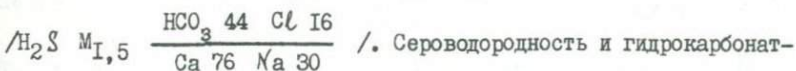
Китреульский источник связан также с верхнетретичными осадками; выходит он у с. Китреули. Состав его:



Ачабетский /I60/ и Кодибинский /I62/ неуглекислые сульфидные гидрокарбонатно-хлоридные источники интересны во многих отношениях. Первый из них наблюдается в нескольких километрах севернее Цхинвали, по правой стороне р. Диди Лиахви, у с. Ачабети, где обнажаются порфириновая свита байоса и сарматские песчаники и конгломераты. Анализ воды, произведенный Н. Надирашвили, показывает:

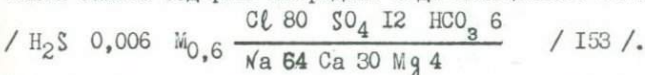


к Грузинской глыбе, где вообще отсутствуют углекислые воды. Известно, что без участия агрессивной углекислоты формирование минерализованных и солено-щелочных вод невозможно. По-видимому, этот газ и сероводород в ней, как и в вышеприведенных источниках, биогенного происхождения. В кодибинской скважине вода /I62/, поступающая из сарматских осадков, хлоридно - гидрокарбонатная



ность последней, по-видимому, результат десульфатизации вследствие биогенных процессов.

Нагутнинские минеральные источники /I53/ Знаурского района отстоят от с. Нагутни на расстоянии 3 км. По данным Н. Тарасашвили /I949/, в районе развита порфириновая свита байоса. В химическом составе их обращает на себя внимание высокий мгр. экв. % кальция, что по-видимому, является показателем того, что порфириновая свита байоса содержит хлоридные воды кальциевого типа

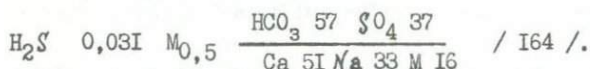


На основе всего вышеизложенного можно сделать следующие выводы. В области питания домелового водоносного комплекса, расположенного в складчатой системе Южного склона, широким распространением пользуются пресные воды и нарзаны; далее до орхевского надвига следуют углекислые содовые источники. За надвигом там, где комплекс

перекрывается водоупорным неогеном, выделяется переходная гидрогеохимическая зона, залегающая между зонами затрудненной циркуляции и застоя; там представлена солено-щелочная вода смешанного типа. К юго-восточнее переходной зоны расположены и воды зоны застоя.

Таким образом в данной области наблюдается ясная картина зонального гидрохимического распределения подземных вод в сторону падения геологических формаций.

Минеральные воды наблюдаются и в переходной зоне между Триа-летией и Грузинской глыбой. Хведуретская вода /I64/, выходящая в Карельском районе из переходной зоны, связана с верхнемеловыми ту-фогенно-карбонатными породами сводовой части сацхениссской антикли-нали. Здесь обращает на себя внимание сравнительно высокое содержа-ние сероводорода /3I мгр/л/. Химический состав воды:



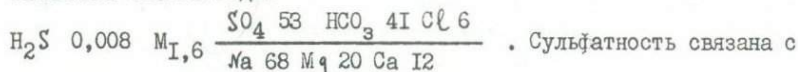
Скважина пробурена трестом "Грузнефть" в I968 году; она дала из вер-хнемеловых осадков с глубины 400-420 м крупный дебит воды следующе-го состава: $\text{SO}_4 \quad 73 \quad \text{HCO}_3 \quad 24$



Эти воды весьма интересны в том от-ношении, что химизм вод одной и той же толщи отличается друг от дру-га.

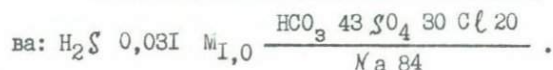
Источники щелочно-земельные; вода скважины чисто натриевая. Это результат катионного обмена между водой и породой. Повышенная общая минерализация - результат агрессивности биогенной углекислоты пара-генетичной сероводороду.

Минеральные источники Ховле /I59/ выходят к югу от ж.д. стан-ции Гракали на расстоянии около IO км. Они приурочены к зоне надви-га, проходящего между Грузинской глыбой и Триапетской складчатой системой. Состав воды:



Сульфатность связана с гипсоносными верхнеэоценовыми осадками.

К верхнемеловому-нижнепалеогеновому водоносному комплексу от-носятся Горисджварские минеральные источники /I65/ следующего соста-ва: $\text{HCO}_3 \quad 43 \quad \text{SO}_4 \quad 30 \quad \text{Cl} \quad 20$



Скважина № I на глубине 34 м дала минеральную воду:

H_2S 0,018 $\text{M}_{0,48}$ $\frac{\text{HCO}_3 70 \text{ Cl } 30}{\text{Na } 93}$ /. В скважине № 2 была получена

на глубине 35-39 м. Ее состав в первый день самоизлива:

H_2S 0,016 $\text{M}_{1,2}$ $\frac{\text{HCO}_3 43 \text{ SO}_4 34 \text{ Cl } 22}{\text{Na } 93}$, на седьмой день -

H_2S 0,056 $\text{M}_{0,94}$ $\frac{\text{HCO}_3 59 \text{ Cl } 32}{\text{Na } 93}$; одновременно были произведены

анализы вод буровой скважины № I :/ $\text{M}_{0,95}$ $\frac{\text{HCO}_3 57 \text{ Cl } 34}{\text{Na } 94}$ /.

Впоследствии выяснилось, что обе они со временем стали более сульфидными и гидро- карбонатными, почти безсульфатными со сравнительно меньшей общей минерализацией и почти " чисто" натриевыми; общетитруемой серой более богатыми оказались воды почти "чисто"натриевые, десульфатизированные, гидро-карбонатные.

Генезис химического состава Горисджварского минерального источника следует объяснить следующим образом. Подземные воды зоны активного водообмена, попадая из гипсоносной среды в зону затрудненной циркуляции, где десульфатизируются в органической среде; после этого становятся они гидрокарбонатными сульфидными и несколько углекислыми, а в результате обменной адсорбции между кальцием воды и ионами натрия, поглощенными в породах, вода метаморфизуется и становится "чисто" натриевой. Углекислота способствует дальнейшему растворению карбонатов.

Таким образом, как выясняется, сероводород минеральной воды Горисджварского месторождения, как и других сульфидных вод, связывается с соленостью современной метеорной инфильтрационной воды. Аналогичным способом, на наш взгляд, следует объяснить формирование сероводорода и в Хведуретских источниках.

В 1958 г. на Горисджварском участке была пробурена скважина, прошедшая только верхнеэоценовые осадки, общая глубина которой 217 м, она на глубине 40 м вскрыла напорную воду следующего состава:

$\text{M}_{0,8}$ $\frac{\text{Cl } 51 \text{ HCO}_3 39 \text{ SO}_4 10}{\text{Na } 93}$.

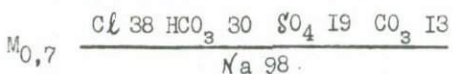
Весьма интересны данные гориджварской глубокой скважины, пробуренной "Грузгеологуправлением" в 1959 году в зоне разлома. Общая

глубина ее 1210 м.

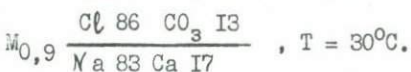
Первая водоносная зона была встречена в породах верхнего эоцена /инт. 186-222 м/, где и была получена вода следующего состава:



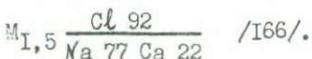
Результаты анализа, произведенного на второй день после самоизлива, оказались нижеследующими:



Как выясняется, произошел интенсивный поток метаморфизированной натриевой гидрокарбонатно-сульфатной воды из зоны затрудненного водообмена. Третья зона была пересечена на глубине 603 м. Там движется вода следующего состава:



Увеличение хлоридности вниз по разрезу показатель того, что хлоридная составляющая поступает из глубины; наблюдалось также уменьшение количества натрия за счет кальция. Состав воды:



Повышение общей минерализации следует объяснить возрастанием в ней дозы высокоминерализованной хлоридной составляющей.

Таким образом выясняется, что из верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного комплекса района древнепогребенные хлоридные воды отжаты и, что гидрогеохимическая зона застоя отсутствует и хлоридная вода отжата из Грузинской глыбы.

Как выясняется, гидрохимический разрез гориджварского месторождения начинается несulfидными, sulfидно-гидрокарбонатно-кальциевыми водами активной зоны циркуляции, полученными в результате выщелачивания слабо гипсоносных пород низов верхнего эоцена. С глубиной она, метаморфизуясь, становится "чисто" натриевой в результате катионного обмена между водой и породой. Параллельно происходит процесс десulfатизации; вода обогащается гидрокарбонатом и

сероводородом.

Зоны затрудненной циркуляции и переходной наблюдаются глубже, в среднеэоценовых и более древних отложениях водоносного комплекса; породы там, видимо, слабо сульфидизированы. Поэтому сульфидность и сульфатность в них резко уменьшены / H_2S - 2 мгр/л/.

Из вышеизложенных данных можно заключить, что на северном склоне Триалетии, примерно, восточнее меридиана Хашури, в верхнемеловом - нижнепалеогеновом водоносном комплексе, южнее надвига, проходящего между двумя геотектоническими единицами, гидрогеохимическая зона застоя отсутствует. Это подтверждается и химическими данными минеральной воды, выходящей из отмеченного выше водоносного комплекса ущелья р.Таны, в пределах атенской антиклинали. Химсостав

этого источника нижеследующий: H_2S 0,015 $M_{O,9}$ $\frac{SO_4 \ 50 \ HCO_3 \ 50}{Na \ 94}$.

Южнее, у Атенского монастыря из среднего эоцена была получена теплая вода, но, по общей минерализации, пресная.

Восточный склон Сурамского хребта сложен трансгрессивным лейкосом, который в виде отдельных выходов встречается в верховьях рек Орхеви и Шуагеле. Там большим распространением пользуется порфириновая свита байоса. На последней, а местами и на кристаллическом массиве с резким стратиграфическим несогласием лежит нижняя часть нижнего мела, сложенная конгломератами, кварцевыми песчаниками и известняками. Мощность их не более 70-80 м. Апт представлен известняками и мергелями, а маломощный альб мергелями; сеноман же песчаниками и глауконитовыми известняками /80 м/. Выше следуют известняковые турон-сенон и дат; еще выше лежат мергели эоцена и глины олигоцена. Меловые юрские породы трансгрессивно перекрыты песчано-глинистым миоценом. Местами обнажаются кварцевые песчаники чокрака и карагана. В истоках рек Орхеви и Шуагеле проходит ось чхерской антиклинали, в своде которой обнажен субстрат. Несколько севернее Сурамы в кварцевых песчаниках наблюдается синклиналь, которая погружается в сторону Карталинской депрессии; в ту же сторону погружены и отмеченные выше водоносные образования.

Таким образом верхняя часть восточного склона Сурамского хребта является областью питания подземных вод водоносных образований Карталинской депрессии. Как отмечалось выше, в центральной зоне этой депрессии выделяется юрско-нижнемеловой водоносный комплекс и верхнемеловой известняковый водоносный горизонт. На окраине Сурамы извест-

ны Чумателетский /156/ и Биджнисский /155/ минеральные источники. Первый из них расположен в устье реки Орхеви, в трех км к северо-западу от Сурамы. Выходит он на северном крыле Чхерской антиклинали из нижнемеловых известняков, у контакта с альбскими мергелями.

Химический состав ее: H_2S 0,005 $M_{0,5}$ $\frac{HCO_3 \ 78 \ Cl \ I_4}{Ca \ 48 \ Na \ 30 \ Mg \ 22}$.

Северо-восточнее аналогичные условия наблюдаются в пределах выходов Биджнисских источников

$\frac{H_2S}{0,003} \ M_{0,6} \frac{HCO_3 \ 78 \ Cl \ I_4}{Ca \ 43 \ Na \ 36 \ Mg \ 21} /$

Квемочумателетский источник выходит на левом берегу р.Орхеви, в 1,5 км к юго-востоку от Чумателети, где распространены нижнемеловые известняки. Химический состав ее:

H_2S 0,006 $M_{0,8}$ $\frac{HCO_3 \ 65 \ Cl \ 32}{Ca \ 56 \ Na \ 32 \ Mg \ 12}$ /156/.

К северо-западу от Карели, в северо-западной части Карталинской депрессии, вблизи с.Абано, в русле р.Лопанисцкали имеется крупный выход сероводородной воды :

H_2S 0,006 $M_{0,8}$ $\frac{HCO_3 \ 65 \ Cl \ 32}{Ca \ 56 \ Na \ 32 \ Mg \ 12}$ /156/.

Там же расположен крупный выход сероводородной воды другого грифона:

H_2S 0,007 $M_{0,7}$ $\frac{HCO_3 \ 62 \ Cl \ 36}{Na \ 44 \ Ca \ 34 \ Mg \ 18}$ у карьера доломитовых известня-

ков нижнего мела. В этих водах обращают на себя внимание значительное количество хлора, несмотря на то, что грифоны расположены в русле реки; вода формируется в переходной гидрогеохимической и геотектонической зоне.

Весьма интересным оказался гидрохимический разрез буровой скважины, заданной в окрестностях курорта Сурамы, в сводовой части вакской антиклинали, на правом берегу р.Сурамула. Общая глубина скважины 1202 м. Она до глубины 200 м прошла глинисто-песчаный верхний эоцен, а ниже на 621 м пересекла верхнемеловые известняки, а еще ниже альб-сеноманские водоупорные глинисто-мергелистые осадки. С глубины 1006 м до забоя /1202 м/ скважина прошла известняки нижнего мела.

Первая водоносная зона была установлена в интервале 345-607 м, т.е. в верхнемеловых известняках. Состав воды:

H_2S 0,0025 мг/л, $\frac{Cl\ 86\ HCO_3\ 14}{Na\ 94\ Ca\ 3}$, вторая водоносная зона была пересечена в интервале 1039 - 1072 м, в нижнемеловых известняках.

Состав этой воды: $\frac{Cl\ 84\ HCO_3\ 16}{Na\ 96\ Ca\ 2}$.

В нашем распоряжении имеется анализ газа воды верхнемеловых известняков; в ней наблюдаются следующие спонтанные газы: CO_2 - 3,2%, CH_4 - 80,3%, N_2 - 7,5%, He - 0,0273, Ar - 0,0498%; растворенные газы: CO_2 - 72,3, CH_4 - 19,2, N_2 - 8,2%; спонтанные газы в миллилитрах: CO_2 - 1,60, CH_4 - 809,9, N_2 - 67,1, растворенные в миллилитрах; CO_2 - 113,5, CH_4 - 30,1, N_2 - 12,9; полный их состав: CO_2 - 130,5, CH_4 - 840,0, N_2 - 80,0. Раздельное определение углеводородов показало: CH_4 - 89,3%, C_2H_6 - 0,0142, C_3H_8 - следы.

Как видно из анализов, в верхнемеловом известняковом горизонте вода значительно более минерализованная, чем в известняках нижнего мела, несмотря на значительно более глубокое залегание последних. Видно, что она из нижнемеловых известняков более интенсивно разгружается. В растворенном газе преобладает углекислота, а в спонтанном метан. Отношение аргона к азоту - 0,5628, что указывает на биогенное происхождение последнего. Агрессивное действие углекислоты возрастает; это вызывает возрастание в воде гидрокарбонатов /до 2 гр/л,

Метан, по-видимому, парагенетичен солености хлоридных вод нефтяных месторождений. На это указывает He/Ar = 0,5502.

В районе курорта Сурами, как было отмечено выше, гидрогеологические структуры раскрыты. Однако гидрохимические данные скважин, пробуренной там в районе развития верхнего мела, свидетельствуют, что в восточном направлении, т.е. в сторону погружения структур в Карталинской депрессии верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном горизонте динамика вод весьма затруднена; так как в пределах депрессии отсутствует условие сквозного движения воды, так как в пределах депрессии данный горизонт перекрыт водоупорными верхнепалеогеновыми и неогеновыми осадками, окаймляющими водоносные образования восточного склона Сурамского хребта. На это указывает значительно хлоридный состав Хеобской воды.

В северной части Карталинской депрессии /Джавский район/ меловые известняковые водоносные горизонты отсутствуют ввиду размыва их последующими трансгрессиями. Известно, что в более внутренней части ее проходит бициндский надвиг, в силу чего меловые известняковые водоносные горизонты севернее и южнее надвига гидрогеологически разобщены. Следует отметить и то, что севернее Дзирула – Кахетинской суши тянется Базалетско–Ширакский тектонический прогиб, сложенный третичными, в общем, водоупорными осадками, которые препятствуют стоку подземных вод в сторону депрессии.

В южной периферии депрессии, как известно, расположен Горийско–Кавтисхевско–Чатминский прогиб, сложенный третичными водоупорными осадками, что также сильно затрудняет циркуляцию подземных вод Триалетии в сторону депрессии. Горийско–Сахвларский и другие надвиги, проходящие у контакта Грузинской глыбы с складчатой зоной Триалетии, гидрогеологически разобщают меловые известняковые горизонты этих тектонических зон. Так, например, в зоне Гори–Сахвларского надвига меловые известняки приподнятого крыла надвига контактируют с водоупорными свитами опущенного крыла надвига /см. гидрогеологический разрез, карту № I/.

Таким образом, в южной части Карталинской депрессии водоносные структуры также находятся в условиях гидрогеологической закрытости. Аналогичное явление, как известно, наблюдается и в западной ее части.

Из выше изложенного ясно, что основные водоносные образования внутренней части депрессии находятся в условиях гидрогеологической закрытости и поэтому должны содержать древние погребенные хлоридные воды морского типа.

Нельзя не обратить внимание и на следующее обстоятельство. Как известно, верхнемеловые известняки центральной части депрессии в течение палеогена обнаженные, в миоцене оказались под водой. Коллекторские свойства приобрели они, как отмечено было, только в плиоцене /до этого времени эти известняки были водоупорными/. В это время происходила миграция хлоридных вод типа нефтяных месторождений и, возможно, нефти и газа в отмеченные известняки.

Нефтеносными являются неогеновые и верхнепалеогеновые осадки в пределах восточного продолжения Карталинской депрессии, а именно в пределах Норю–Сапхенисской полосы, а также в области восточного окончания Грузинской глыбы /Шираки, Мирзаани/. Здесь основные водо-

носные образования, расположенные на большой глубине под мощными водоупорными образованиями, являются закрытыми за всю историю своего существования. Они могут содержать древние хлоридные воды и, вполне возможно, нефть и газ метан.

Из всего вышеотмеченного, можно сделать выводы: Грузинская глыба, как полого складчатая зона представляет собой артезианский бассейн. Здесь структуры гидрогеологически закрыты. Поэтому в пределах этой зоны в особенности же на их погружениях большим распространением должны пользоваться хлоридные воды типа нефтяных месторождений а также типа Лугела. Последняя связана с неоснаженной свитой байоса Широко представлены здесь воды типа Цхалтубо, Накалакевидзвели, Менджи и другие. Это особенно характерно для Колхидской зоны. Первые из них связаны с нижним мелом, а последний - с верхним мелом.-нижним палеогеном. Только на Грузинской глыбе имеются благоприятные геолого-геохимические условия для формирования сульфидных вод типа Менджи. Они, как правило, формируются на южном крыле брахиантиклиналей южной известняковой полосы Мегрелии, Абхазии и Имеретии. В значительном количестве присутствуют здесь воды типа Тбилисских терм /Гоиджвари, Насакиралаи и др./. Углекислые воды наблюдаются только на северной и южной окраинах глыбы, в переходных зонах между Грузинской глыбой и соседними складчатыми зонами /Зварские, Джарские углекислые воды/; причем установлено, что углекислота в этих водах идет из складчатых систем.

4. СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА ЮЖНОГО СКЛОНА И АНТИКЛИНОРИИ ГЛАВНОГО ХРЕБТА.

Эти геотектонические единицы охватывают северную часть территории Грузии. С юга они ограничены Грузинской глыбой. Между Южным склоном и антиклинорием проходит Главный надвиг. В центре антиклинория выделяется полоса воздымания /суботрат, геосантиклиналь/, которая погружается как в восточном, так и в западном направлении.

В строении центрального ядра принимают участие нижнепалеозойские гнейсы, кристаллические сланцы, филлиты и гранитоиды, реже - габброиды, среднеюрские гранитоиды и юрские мелафиры и порфириты. Местами обнажаются лейасовые сланцы и песчаники. В восточной части погружения выступают аспидные сланцы, кварциты нижнего лейаса и глинистые сланцы и песчаники среднего и верхнего лейаса.

По П.Гамкредидзе /1957/, Антиклинорий представляет собой опро-

кинутую на юг веерообразную складку.

Южный склон в пределах Восточной Грузии с юга ограничен орхеским надвигом; далее граница совпадает с северным опрокинутым на юг крылом рача-лечхумской синклинали; западнее она следует по северной периферии комплекса Асхи, а далее вдоль северной известняковой полосы Мегрелии и Абхазии.

На Южном склоне с севера на юг выделяются следующие геотектонические зоны: Местийско-Тианетская, Казбекско-Лагодехская, Чхалтинско-Лайлинская и Гагрско-Джавская. Они отделены друг от друга нарушениями дизъюнктивного характера.

В Чхалтинско-Лайлинской зоне обнажается дизская серия. Благодаря батской фазе тектогенеза, как это было отмечено в специальной главе, зона эта, в особенности же, ее восточная часть вместе с западной частью Местийско-Лагодехской зоны наиболее приподнялась. Вследствие этого произошло разделение единого геосинклинального бассейна на западную и восточную части. Средняя часть осталась морфологически и тектонически наиболее приподнятой в настоящее время. Крупная Гагрско-Джавская зона с юга ограничивается Грузинской глыбой.

В среднеюрское время геосинклинальный бассейн возрос за счет погружения северной части Грузинской глыбы. Обращает на себя внимание широкое распространение в верхнеюрское время батских кордильер в юго-восточной части Джавско-Гагрской зоны.

Как известно, верхняя юра З.Абхазии и в Кварельском, Лагодехском районах, ближе к Алазанской долине представлены известняками, а в остальной части флишем.

В западной части Южного склона большая мощность известняков верхней юры указывает на ее сильное погружение. В ней различаются следующие части: 1. Абхазская подзона, состоящая из известняков верхней юры и мела, 2. Северная подзона, сложенная из порфиритовой юры 3. Южная подзона порфиритовой юры, 4. Амзарско-Мухурская подзона краевых дислокаций, 5. Рачинско-Лечхумская синклиналь и 6. Сочинская подзона.

Известняковая фация этих подзон вызывает интерес в том отношении, что, как будет показано ниже, в ней, точнее в переходной гидрогеологической и геотектонической зоне, расположенной между зонами затрудненной циркуляции и застоя и складчатой системы системой Южного склона и Грузинской глыбы, циркулируют воды типа Мацеста, а в зоне застоя по всей вероятности, присутствуют нефть и газ метан.

Дислоцированность и раздробленность пород всех свит обусловили

то, что подземные воды в них гидравлически объединены и слагают единый водоносный комплекс.

Следует заметить, что южные части южных геотектонических зон и подзон Южного склона, примыкающие к Грузинской глыбе, по характеру складчатости, более близки к отложениям геосинклинали, а фациально к осадкам Грузинской глыбы /Сочинская подзона, подзона Южной порфиритовой свиты юр./ Они являются осадками переходного типа, занимающими место между Грузинской глыбой и Южным склоном. Гидрогеохимически зона относится также к переходной полосе, расположенной между зонами затрудненного водообмена и застоя /воды типа Мадесты и Менджи/. В средней части мела, как известно, почти повсеместно распространены свиты, сложенные водоупорными и глинисто-мергелистыми породами /верхний апт- альб- сеноман/. Они с юга прикрывают водоносный комплекс Южного склона.

Известняковая верхняя юра Западной Абхазии восточнее р. Гумиста в пределах Амзарско-Мухурской геотектонической подзоны и южной подзоны порфиритовой юры, сменяется водоупорной глинисто-песчанистой пестроцветной свитой. Поэтому большая роль в формировании переходной гидрогеологической зоны между зонами затрудненной циркуляции складчатой системы и застоя Грузинской глыбы принадлежит водоупорным осадкам верхней юры.

Мощность данного нижнемелового -юрского водоносного комплекса в Западной Абхазии, где распространены трещиноватые рифовые, брекчиевидные известняки, а также в районе, расположенном восточнее Б. Лиавхи, где верхняя юра представлена карбонатами, песчаниками и мергелистыми сланцами большая. Вдоль северной известняковой же полосы Абхазии и Мегрелии, т.е. в западной части Амзарско-Мухурской подзоны краевых дислокаций и южной части подзоны Южной порфиритовой юры, верхняя юра представлена водоупорной серией, мощность водоносного комплекса значительно сокращена. Здесь выделяется нижнемеловой известняковый водоносный горизонт, который относится к Грузинской глыбе.

В Сочинской переходной гидрогеохимической зоне и в западной части Амзарско-Мухурской подзоны, расположенной западнее Гумистинского бассейна, известняковый нижний мел вместе со всей юрой и, возможно, триасом и верхним палеозоем слагают единый крупный водоносный комплекс.

Таким образом, всюду в пределах складчатой системы Южного склона выделяется только один водоносный комплекс. Он расположен между

водоупорными осадками Грузинской глыбы и породами кристаллического ядра Антиклинория. Комплекс западнее Гумистинского меридиана и в Кварельско-Лагодехском районе охватывает осадочные породы от нижнемеловых известняков до триаса и верхнего палеозоя; восточнее этого меридиана из комплекса выпадает верхняя яра, так как она представлена глинисто-песчанистой водоупорной свитой. Комплекс почти нигде не перекрыт водоупорным чехлом; только в широкой части долины р. Алазани выделяется палеозойско-меловой водоносный комплекс, перекрытый слабо падающими слоями алазанской серии, которая в общем является водоупорной, т.к. в последней наблюдается чередование водоносных линз песков, конгломератов и водоупорных глин. Плоскость Главного надвига является северной границей складчатого Южного склона.

Выходы аваджарской минеральной воды /279/ расположены в высокогорной части Абхазской АССР, в 55 км северо-восточнее Гагра.

Река Аваджара приток р. Лашипсе. В ущелье первой реки обнажаются сланцы лейаса, за которыми к югу следует порфириновая свита байоса. Между ними ущелье заполнено флювиоглациальными и аллювиально-делювиальными образованиями. Южнее, на Аваджарском хребте обнажаются туфы и песчаники, а выше глинистые сланцы, за которыми следуют туфы, туфопесчаники и порфириды байоса. На участке Аваджарского месторождения воды проходит опрокинутая на юг антиклинальная складка. В полосе туфогенов и сланцев проходит зона разлома широтного простиранья, к которой приурочены выходы минеральных источников. Длина зоны разлома около 4-х километров.

Здесь различаются три группы источников. Воды верхней группы по общей минерализации, пресные /0,1 - 0,9 гр/л/; лишь наличие в них большого количества углекислоты позволяет причислить их к минеральным источникам.

Средняя группа источников наблюдается на правобережной террасе р. Аваджары. По Ш. Чубинидзе /1952/, режимные наблюдения показали, что в источниках, в зависимости от количества выпадающих атмосферных осадков, меняются общая минерализация и дебит воды. Состав воды

по формуле Курлова: CO_2 2,4 Fe 0,02 Mg 7,0 $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 97}}{\text{Na 70 Ca 17 Mg 13}}$.

Источник № 2 расположен в 25 м от первого. Химический состав воды:

CO_2 2,3 Fe 0,01 Mg 5,5 $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 96}}{\text{Na 69 Ca 17}}$. Все они после проведения здесь

разведочных работ прекратили свое существование.

Скважина № I расположена восточнее источника № I; она пересекает: от 0 до I7 м аллювиальные отложения, от I7 до I00 м глинистые сланцы лейаса и от I00 до I22 м туфогенные породы байоса /?/.

Основная струя минеральной воды получена была из туфогенных пород на глубине I00 м. Химический состав воды: $\text{Ar } 0,002, \text{B}_2\text{O}_3 0,015 \text{ CO}_2 2,2 \text{ Fe } 0,011 \text{ M}_{7,3} \frac{\text{HCO}_3 97}{\text{Na } 76 \text{ Ca } 14}$.

Каптажная скважина № 2 была пробурена западнее этой скважины. Общая ее глубина 2I5 м.

Самотек был получен на глубине 2I5 м из байоса /?/.

Химический состав его: $\text{CO}_2 0,9 \text{ Fe } 0,013 \text{ M}_{5,6} \frac{\text{HCO}_3 97}{\text{Na } 76}$;

газовый же /спонтанные газы/: $\text{CO}_2 95,8\%; \text{N}_2 - 4,2; \text{CH}_4 - 0,2 \%$.

Скважина № 4 была пробурена в 0,8 км ниже скважины № 2.

Главный приток воды был получен в интервале 38I-390 м из туфогенов. Химический состав:

$\text{CO}_2 1,8 \text{ M}_{17,7} \frac{\text{HCO}_3 97}{\text{Na } 85 \text{ Mg } 9} \text{ II}^\circ\text{C}$. Авадхара с глубиной становится все

более и более минерализованной. Однако при увеличении общей минерализации хлоридность воды в мгр. экв.‰-х не возрастала.

Скважина №5 была задана в I км выше каптажной скважины № 2. Она до глубины 528 м прошла в сланцах и песчаниках, но ею не были пересечены туфогенные породы, считающиеся коллектором содовых вод. Минеральная вода после откачки при забое скважины 528 м оказалась

нижеследующего состава: $\text{CO}_2 1,7 \text{ M}_{1,84} \frac{\text{HCO}_3 98}{\text{Na } 68 \text{ Ca } 20} \text{ T } 8^\circ\text{C}$.

Нижняя группа минеральных источников наблюдается к востоку от источников средней группы, на расстоянии, примерно, I км. Химический состав источника № I, по формуле Курлова:

$\text{CO}_2 0,7 \text{ M}_{2,4} \frac{\text{HCO}_3 96}{\text{Na } 67 \text{ Ca } 28}$; растворенных газов: $\text{CO}_2 98\%; \text{N}_2 - 1,8\%$.

Просмотр химических анализов Авадхарских источников и вод буровых скважин убеждает нас в том, что они, независимо от общей минерализации, то "чисто" содовые, то гидрокарбонатно-натриево-кальциевые. Так, например, как видно из выше приведенных анализов, вода

буровой скважины № 4, полученная на глубине около 400 м с общей минерализацией, доходящей до 18 г/л, оказалась "чисто" содовой. Она получена из сланцев лейаса. "Чисто" содовым составом характеризуется также вода слабой общей минерализации /1,4 г/л в одном литре/, выходящая в верховьях реки Лашипсе, в районе распространения лейасских сланцев. Собственно натриевой является вода, полученная из скв № 5 с общей минерализацией, равной 1,8 г/л; у источника № I /2,4 г/л/ и воды буровой скважины № 2 общая минерализация = 5,6 - 7,3 г/л. Все они связаны с вулканогенными породами. По данным В. Курочкина /1958г./ и В. Эдилашвили /1963/, в районе Авадхарского месторождения распространена вулканогенная толща байоса и песчано-глинистый в. лейас. Не "чисто" натриевый состав некоторых вод Авадхары, повидимому, результат обменной адсорбции между натрием углекислой содовой воды лейаса и кальцием пород байоса.

Минеральные источники бассейна р. Анчхо, левого притока Лашипсе приурочены к байосской порфиритовой свите. Состав их:

CO_2 0,042 мг, HCO_3 96 / Ca 64 Mg 24 спонтанных газов: O_2 - 7,9%, CO_2 -

71,2%, N_2 - 21,5%, растворенных: CO_2 - 90%, N_2 - 8,9%, O_2 - 1,8% и CH_4 - 0,2%. Воды эти углекислые "чисто" щелочно-земельные нарзаны.

Минеральные источники района озера Рица /20I/ в настоящее время не функционируют. Они были расположены в пределах северо-восточного берега озера, у устья р. Лашипсе. Впервые они были описаны проф. Н. Огилви /1936/. Один из них, а именно "Триголиас нарзани" был расположен на правом берегу р. Лашипсе; приурочен был он к аллювиальным отложениям. Под ними обнажаются трещиноватые породы порфиритовой свиты байоса. У выхода минерального источника, примерно, на площади 10-15 кв. км наблюдались грифоны углекислоты. По В. Черниговой /1947/, химический состав воды:

CO_2 0,96 мг, HCO_3 94 / Na 38 Ca 37 Mg 20 T 8°C /20I/.

Минеральные источники верховья р. Шица расположены в Бзыбском бассейне, на склоне г. Инчхо. Там известны четыре источника. Выходы приурочены к песчано-щебнистому деллювиальному покрову, под которым залегают породы порфиритовой свиты байоса. Химический состав наиболее минерализованного источника:

CO_2 мг, HCO_3 93 / Na 49 Ca 36 T - 8°C, Д = 0,2 л/сут. Состав газов:

CO_2 - 98,4%, N_2 - 1,6%.

Группа Башкацарских углекислых минеральных источников сосредоточена в бассейне верхнего течения р. Бзыби. В этой группе по мощности выделяется один, расположенный на правом склоне ущелья реки Башкацара. Выход приурочен к лимонитизированным туфогенным брекчиям байоса, где проходит адангский разрыв. По П. Кварцхава, химический состав этой воды:

$\text{M}_{\text{I},36} \frac{\text{SO}_4 \text{ 100}}{\text{Na 4I Fe 2I Ca 25}}$. На этом же участке имеются еще 3 выхода

минеральной воды. Химический состав первого источника:

$\text{M}_{\text{I},3} \frac{\text{SO}_4 \text{ 100}}{\text{Na 74}}$, второго: $\text{M}_{\text{I},6} \frac{\text{SO}_4 \text{ 100}}{\text{Fe 65 Na 40}}$ и третьего: $\text{M}_{\text{O},6} \frac{\text{SO}_4 \text{ 96}}{\text{Ca 4I Na 40}}$

Сульфатность их обусловлена окислением выветрелых сульфидных минералов; последними богаты породы байоса. Это единственный случай наличия в области "чисто" сульфатного нарзана. Много здесь сверхпресных и слабо минерализованных нарзанов, как например:

$\text{CO}_2 \text{ 0,62 } \text{M}_{\text{O},13} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 80}}{\text{Ca 66 Mg 25}}$ или $\text{CO}_2 \text{ 0,6I } \text{M}_{\text{I},0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 89}}{\text{Na 37 Ca 34 Mg 29}}$.

В ущелье р. Шхабиза, притока Бзыби, ниже главного надвига известны 8 выходов известковистых нарзанов. Они связаны с лейасскими сланцами. Химический состав одного из них:

$\text{CO}_2 \text{ 1,1 } \text{M}_{\text{I},74} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 95}}{\text{Ca 52 Na 25}}$.

Группа Чамакварских минеральных источников наблюдается в нижней части ущелья р. Чамаквара, правого притока Бзыби. Выходы приурочены к лейасским сланцам. Характерный химический состав воды:

$\text{CO}_2 \text{ 0,25 } \text{M}_{\text{O},8} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 86}}{\text{Na 60 Ca 36}}$. Минеральные источники выходят в сред-

нем течении р. Псиши, правого притока р. Бзыби. По данным П. Кварцхава, здесь насчитывается до 8 выходов источников с железным привкусом, приуроченных к аспидным сланцам и осыпям. Ниже приводится хи-

мический анализ некоторых из них: $\text{CO}_2 \text{ 0,6 } \text{M}_{\text{O},3} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 79}}{\text{Ca 6I Mg 37}}$;

наиболее минерализованного: $\text{CO}_2 \text{ 1,0 } \text{M}_{\text{I},7} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 95}}{\text{Ca 57 Na 36}}$.

В ущелье р.Гвашуха /202/, левого притока р. Грибзы, впадающей в Бзыби, наблюдается несколько источников, связанных с порфириновой свитой байоса и лейасским сланцам. По химическому составу они тоже гидрокарбонатно- кальциевые и весьма слабо минерализованные.

В верховьях Бзыби /28I/, между рр. Башкапара и Грибзы минеральные источники характеризуются повышенной минерализацией. Это

хорошо видно из анализа: $\text{CO}_2 \ 0,4 \ \text{M}_{5,5} \frac{\text{HCO}_3 \ 93}{\text{Na} \ 51 \ \text{Ca} \ 22} \ /202/.$

В нем, при сравнительно высокой общей минерализации, обращает на себя внимание натриево-щелочно-земельный состав. Повышенное содержание последних элементов, по-видимому, обусловлено геохимией пород порфиритовой свиты. Источники выходят из зоны адангского разрыва, проходящего между байосом и лейассом.

Групповой выход минеральной воды известен и в ущелье правого притока Бавю. Главный источник /203/ выходит в штольне, в пределах развития лейасских глинистых сланцев. Химический состав воды:

$\text{CO}_2 \ 0,65 \ \text{M}_{1,7} \frac{\text{HCO}_3 \ 94}{\text{Ca} \ 40 \ \text{Mg} \ 36} \ /203/.$

В бассейне р.Бегата известны выходы весьма слабо минерализованных сероводородных источников

$/\text{H}_2\text{S} \ \text{M}_{0,3} \frac{\text{HCO}_3 \ 80 \ \text{SO}_4 \ 65}{\text{Ca} \ 71 \ \text{Na} \ 23} /.$

Это единственный случай наличия сероводородного источника в пределах западных погружений антиклинория и Южного склона.

Бегатские осадки характеризуются наличием сульфидов, которые окисляются кислородом подземных вод зоны активного водообмена; в результате в воде образуются сульфаты.

Минеральный источник ПСХУ /204/ расположен в верховьях р.Бзыби. Там развиты порфиритовая свита байоса и глинисто-песчанистая бегатская свита бата. Они образуют антиклинальную складку, разорванную и опрокинутую на юг.

Все перечисленные породы в долинах рек Бавю, Баул и Бзыби перекрыты древнечетвертичными озерно-аллювиальными и флювиогляциальными отложениями; мощность их местами доходит до 150-200 м. Углекислая минеральная вода, поступающая из бегатских отложений, весьма сильно опреснена в озерно-аллювиальных образованиях. Состав источника:

$\text{CO}_2 \ 0,23 \ \text{M}_{0,2} \frac{\text{HCO}_3 \ 68 \ \text{SO}_4 \ 25}{\text{Ca} \ 58 \ \text{Na} \ 34}, \text{ спонтанных газов: } \text{CO}_2 - 56\%,$

N_2 - 44%.

Химсостав другого источника: CO_2 0,17 Mg 0,13 $\frac{HCO_3 \ 93}{Ca \ 45 \ Mg \ 45}$;

газов /растворенные газы/: N_2 - 69,6%, CO_2 - 28,4%, O_2 - 2,0%; спонтанных газов: N_2 - 97,1%, CO_2 - 2,7%. Состав третьего источника:

CO_2 0,24 Mg 0,29 $\frac{HCO_3 \ 81 \ S \ O_4 \ 19}{Ca \ 85 \ Na \ 15}$; в нем растворенных газов:

N_2 - 49,8%, CO_2 - 46,8%, O_2 - 3,4%.

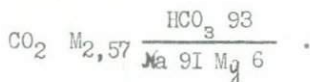
Как и следовало ожидать, слабо углекислые, почти пресные источники с.Псху относятся к чисто известковистым нарзанам или гидрокарбонатно-щелочно-земельным водам, формирование которых происходит в самой верхней части зоны активного водообмена. В газовом составе обращает на себя внимание помимо CO_2 значительное содержание азота воздушного происхождения, связанного с зоной активной циркуляции.

Минеральные источники верхнего течения р.Мзымта расположены в пределах западного продолжения Антиклинория, а именно, в бассейне верхнего течения р.Мзымты, в районе Красной Поляны, в левобережной части р.Мзымты, в ущельях р.р. Ачипсе и Пслух, на участках Грушевой и Энгельмановой Полян и в окрестностях Ацегуки.

В пределах Красной Поляны широким распространением пользуются моренные флювиогляциальные и аллювиальные отложения, мощность которых превышает 100 м. Здесь проведенные скважины после четвертичных образований врезались в лейасские глинистые сланцы. По данным В.Августинского /1955/, одна из них на разных глубинах вскрыла воды различного химического состава /см.таблицу /.

Здесь обращает на себя внимание то, что в породах западного погружения центральной и северной части Южного склона и Антиклинория хлоридные воды вообще не встречаются. Однако, в районе Красной Поляны, как видно из таблицы, приведенной ниже, вода солено-щелочная. Там под "чисто" известковистыми водами следуют гидрокарбонатно-натриево-щелочноземельные, а за последними "чисто" содовые; под последними движется вода переходная, эссендукского типа. Таким образом здесь наблюдается гидрохимическая зональность в распределении вод по вертикали.

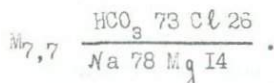
Так называемые эстонские минеральные источники, наблюдающиеся на левом склоне ущелья р.Мзымта, в 2 - 3 км выше р.Лаура характеризуются "чисто" содовым составом:



ТАБЛИЦА

Водоносные зоны, вскрытые скважиной	Глубина взятия проб воды в м	по формуле Курлова
I.	17,2	$\text{M}_{0,24} \frac{\text{HCO}_3 \quad 82 \quad \text{SO}_4 \quad 12}{\text{Ca} \quad 82}$
2.	93,9	$\text{M}_{0,48} \frac{\text{HCO}_3 \quad 70 \quad \text{Cl} \quad 20 \quad \text{SO}_4 \quad 10}{\text{Na} \quad 45 \quad \text{Ca} \quad 32 \quad \text{Mg} \quad 22}$
3.	117,26	$\text{M}_{8,6} \frac{\text{HCO}_3 \quad 92}{\text{Na} \quad 97}$
4.	до 279,35	$\text{M}_{8,5} \frac{\text{HCO}_3 \quad 92}{\text{Na} \quad 97}$
5.	440,0	$\text{M}_{15,9} \frac{\text{Cl} \quad 57 \quad \text{HCO}_3 \quad 43}{\text{Na} \quad 99}$

Минеральные источники ущелья р. Ачипсе находятся в 9 км к северо-востоку от с. Красная Поляна и в 4 км от места слияния р. р. Мзымта и Ачипсе. Хим. состав воды:



Пслухский углекислый источник выходит в ущелье р. Пслух, в 0,5 км выше слияния р. р. Пслух и Мзымта, и в 13 км от с. Красная Поляна, выше по ущелью Мзымты. Там местами обнажены глинистые сланцы лейаса, которые вниз по течению сменяются порфиритами.

Выходы источников приурочены к сводовой части ассиметричной антиклинали, осложненной дизъюнктивными нарушениями. Здесь, по Н.Огильви /1936/, 2 углекислых источника: верхний из них:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{5,2} \frac{\text{HCO}_3 97}{\text{Na } 84}$. Химический состав нижнего источника:

$\text{Ca } 0,0001, \text{CO}_2 \text{ I}, \text{I} \text{ M}_{6,6} \frac{\text{HCO}_3 96}{\text{Na } 88 \text{ Ca II}}$; состав растворенных газов

$\text{CO}_2 - 98,8\%, \text{N}_2 - 1,2\%$, спонтанных газов: $\text{CO}_2 - 98,7\%, \text{N}_2 - 1,3\%$.

Минеральные источники Грушевой Поляны расположены в бассейне р. Мзымты, в 2,5 км от Полухских источников, вверх по течению р. Мзымты. Они выходят из лейасских глинистых сланцев. Состав источников:

$\text{M}_{3,2} \frac{\text{HCO}_3 80}{\text{Na } 77 \text{ Ca } 23}$ Т 10°C . В них растворены $\text{CO}_2 - 99,4\%$ и $\text{N}_2 - 0,6\%$.

Источники Энгельмановой Поляны выходят в верховьях р. Мзымты, в 24 км юго-восточнее Красной Поляны. Растворены в них: $\text{CO}_2 - 99,3\%$ и $\text{N}_2 - 0,6\%$; из спонтанных газов присутствуют: $\text{CO}_2 - 94,2\%$ и $\text{N}_2 - 5,8\%$.

Источник №2 расположен несколько выше. Химический состав воды:

$\text{CO}_2 \text{ I},8 \text{ M}_{0,8} \frac{\text{HCO}_3 97}{\text{Na } 53 \text{ Ca } 33}$; спонтанные газы: $\text{CO}_2 - 94,7\%, \text{N}_2 - 5,3\%$,

растворенные: $\text{CO}_2 - 99,1\%, \text{N}_2 - 0,9\%$.

Ацетукские источники отстоят на 5,5 км от Мзийского /Ахундарского/ перевала; сосредоточены они на левом берегу Бзычи, являющейся левым притоком р. Мзымты. Источники находятся на расстоянии 3-х км от устья р. Бзычи.

Обращает на себя внимание то, что начиная от Красной Поляны в сторону Ачипсе, Грушевой и Энгельмановой Полян гидрогеологические структуры приподняты, приподнят и рельеф. В том же направлении солено-щелочные источники Красной Поляны и Ачипсе сменяются сперва "чистое" содовыми водами, а затем нарзанами.

Таким образом, здесь ясно наблюдается горизонтальная гидрохимическая зональность в распределении подземных вод. Мощность осадков, залегающих на кристаллическом субстрате, небольшая; в вертикальном разрезе гидрогеохимическая зона застоя не выделяется.

Западнее Гагрского известнякового массива за пределами республики гидрогеологические структуры прибрежной полосы, в особенности же в Сочинской геотектонической зоне, содержат разбавленные хлоридные воды /Мацестинские, Сочинские, Хостинские и др. сульфидные воды типа Менджи и Мацесты/. Эти месторождения расположены в непосредственной близости от моря. Зона застоя расположена южнее, где-то в пре-

делах бассейна Черного моря. Перекрыта она водоупорными кайнозойскими осадками.

В пределах Гагрского массива, как известно, обнажены известняки нижнего мела и верхней юры; последняя обычно трансгрессивно налегает на порфиритовую свиту байоса, под которой следуют песчаники и сланцы нижней юры, покоящиеся на водоупорном кристаллическом субстрате палеозоя и докембрия. Отмеченные осадки составляют единый водоносный комплекс, которого на юге в пределах суши прикрывают альб-сеноманские глинисто-мергелистые водоупорные осадки, лишь только за исключением окрестности Гагра, где у берега моря обнажаются водопроницающие известняки нижнего мела и верхней юры, а водоупорный средний мел прикрывает последних в пределах бассейна моря. Таким образом выходит, что водоупорный альб-сеноман в окрестности Гагра нижнемелового - юрского водоносного комплекса Южного склона гидрогеологически разъединяет от верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного горизонта в пределах акватории Черного моря. В целом массив гидрогеологически раскрыт и, благодаря сильной трещиноватости, характеризуется высокой проточной способностью.

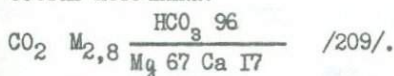
Выше было показано, что через Гагрский массив в Черное море произошла полная разгрузка хлоридных вод из западного погружения южного склона. Можно ставить вопрос: каков вертикальный гидрохимический разрез подземных вод на западном продолжении Гагрского массива? Известно, что в южной части Гантиади и Леселидзе озьбско-гагрская антиклиналь, погружаясь, перекрывается в основном водоупорными третичными образованиями. В связи с этим верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый горизонт и комплекс юры и нижнего мела гидрогеологически постепенно закрываются, но уже в пределах бассейна моря. Известно, что через Гагрский массив в Черное море разгружается огромная масса подземной воды. Влияние этого процесса на воды основных водоносных образований Гантиади и Леселидзе, по-видимому, значительное, но в западном направлении оно постепенно убывает, так как подземный сток в пределах Гагрского массива направлен на юг, а на Гантиади-Леселидзевском участке, расположенном в непосредственном соседстве с ним, на запад-юго-запад. Динамика вод в полосе Гантиади-Адлер - Сочи должна быть более слабой, чем в пределах Гагрского массива. Поэтому в отмеченном водоносном комплексе Гантиади - Леселидзе - Адлер должна присутствовать разбавленная хлоридная вода. Однако, принимая во внимание геохимические данные известняков верхней юры и нижнего мела, следует ожидать в них наличие

сульфидных вод типа Мацесты. Они будут непосредственным восточным продолжением вод типа Сочи - Мацеста - Хоста.

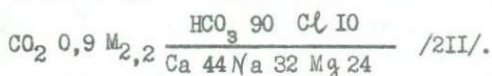
Однако, общая минерализация вод данного водоносного комплекса Адлер - Гантиадского отрезка должна быть меньше, чем Сочинского или Хостинского. Не подлежит сомнению, что опресняющее влияние Гагрского гидрохимического языка на подземные воды Гантиади - Адлер более сильное, чем в Хостинском районе.

В Гантиади - Леселидзе представлен верхнемеловой-нижнепалеогенный известняковый водоносный горизонт, который в полосе побережья моря, на южном крыле складки слагает гидрогеохимическую структуру, которая аналогична Менджи, Санапиро, Сухуми, Цаишидзвели и др. На наш взгляд, здесь бурением можно получить воду типа Менджи.

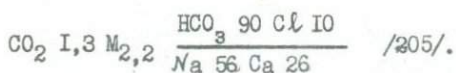
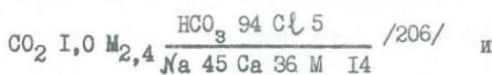
Переходим к характеристике минеральных вод верховьев Кодорского бассейна. Это название река носит после слияния рек Сакена и Гвандры. Выход Сакенского верхнего источника наблюдается в 12 км выше села Генцвиси. Он связан юрским водоносным комплексом. Химический состав источника:



Из группы гвандрских источников наиболее минерализованными является только один, расположенный в ущелье р.Клч, правого притока р.Гвандра. Химсостав его:



Чхалтинские /Агрские/ источники /р.Чхалта - правый приток р.Модори/ в бассейне реки распределены на расстоянии 40 км. Наиболее минерализованными из них являются источники ущелья р. Птыш, левого притока р.Чхалты. Химический состав их:



В более минерализованном Сакенском источнике количество хлоридов при общей минерализации = 2,8 гр/л, не более 3 мгр.экв.%; в Обургвинском /208/ углекислом источнике, расположенном в бассейне р.Сакени, количество хлора, при общей минерализации воды = 2 гр/л.

менее 2 мг.экв.%. Здесь имеются и такие источники /210/, в которых при общей минерализации = 1 гр/л, натрия более 70 мг.экв.%. Чуть ниже углекислая вода с такой же минерализацией /1 гр/л/ содержит ионы натрия до 34 мг.экв.%. Рядом, в другом источнике, общая минерализация которой 1,7 гр/л, ионов натрия 18%, а кальция 64 мг.экв.%. Первое явление можно объяснить опреснением поступающей с глубины содовой воды, а химический состав остальных источников зависит от степени выщелачивания пород зоны активной циркуляции при наличии углекислой воды.

Таким образом, в верховьях р.Кодори среди многочисленных углекислых источников, как и следовало ожидать, преобладают нарзаны, в основном, известковистые; редки содовые воды, а хлоридные вовсе не встречаются, если не принять во внимание источник следующего состава:

ва: CO_2 0,8 $\text{Mg}_{2,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 63 Cl } 35}{\text{Ca } 48 \text{ Na } 29 \text{ Mg } 23}$ /207/. Железо и кремневая

кислота в нем повышены. Источник расположен в области распространения сильно выветрелого кристаллического субстрата, в зоне активной циркуляции, на что указывает соотношение катионов. Исходя из этого, можно допустить, что хлориды и повышенная минерализация – результат выщелачивания выветрелых пород, содержащих хлориды.

Выходы Ткварчельских радиоактивных терм известны в ущелье р. Гализги, вблизи Ткварчельского каменноугольного месторождения. В районе обнажаются порфиритовая свита байоса и угленосный бат. К югу за последним следуют пестроцветная свита верхней юры и нижнемеловые известняки.

Источники расположены группами. Нижняя из них наблюдается близ контакта угленосной и вулканогенной свит.

Вторая группа выходов расположена выше, по течению реки, на расстоянии 0,4 км. Все они приурочены к аллювиальным образованиям, под которыми развита вулканогенная свита байоса. Скважина была задана около источников с целью пересечения "главной термальной тектонической трещины" /Ф.Мелива/. Общая глубина скважины 98,6 м. На глубине 25,4 м получен первый самотек воды с температурой 35°C. Источники № 1 и 2 сильно уменьшили свой дебит. Значительное возрастание дебита произошло на глубине 90,8 м. При дальнейшем возрастании дебита отмечено некоторое увеличение хлора и сульфата и уменьшение гидрокарбоната.

Радиоактивность воды буровой № 4 при дебите ее 100000 л/сут, равнялась 5,3 – 7 эманам; при дебите около 400000 л/сутки она воз-

росла до 8 - 9 эманов, а при дебите 700000 л/сут. дошла до 10,5 эманов. Состав источника № I нижнего участка:

H_2 0,0009 $M_{0,5}$ $\frac{SO_4 \ 61 \ Cl \ 35}{Na \ 52 \ Ca \ 36}$ T 34°C /II5/, другого источника:

H_2 0,0002 $M_{0,5}$ $\frac{SO_4 \ 59 \ Cl \ 37}{Na \ 51 \ Ca \ 43}$ T 27,8°C, источника среднего участ-

ка: H_2 0,002 $M_{0,35}$ $\frac{O_4 \ 75 \ Cl \ 12}{Na \ 49 \ Ca \ 41}$ T 20°C.

Весьма интересным оказался химизм воды реки Гализга; в ней содержание хлоридов повышенное /по экв.%%/. Река в основном питается подземными водами из вулканогенной и флишевой серий юры. Ниже приведен химический анализ воды р.Гализга по бальнеологической формуле:

$M_{0,40}$ $\frac{HCO_3 \ 56 \ Cl \ 25}{Ca \ 56 \ Mg \ 18 \ Na \ 17}$. Как видно, хлоридные воды, дренируемые

рекой, сильно разбавлены пресной гидрокарбонатно- кальциево- магниевой водой раскрытой гидрогеологической структуры складчатой системы Южного склона.

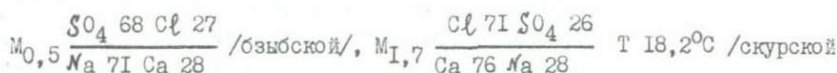
Просмотр химических анализов вод убеждает нас в том, что источники нижней группы Ткварчельского месторождения относятся к сульфатно - хлоридно - натриево - кальциевым водам; средняя же группа, независимо от общей минерализации, является сульфатно - слабо - хлоридно - натриево - кальциевой; нижняя группа формируется вдоль северной окраины Грузинской глыбы.

На основе вышеприведенных данных можно заключить, что вода современного атмосферного происхождения в раздробленную юрскую формацию глубоко проникает. Местом инфильтрации является высоко приподнятая часть структуры, где байос и более древние породы широко обнажены. Направление подземного стока юго- восточное; в этом же направлении структуры погружаются и перекрываются водоупорной пестроцветной свитой кимериджа, а затем все более молодыми слоями. В связи с этим структуры /водоносные горизонты юрской формации/ в том же направлении становятся все менее раскрытыми. Поэтому современная метеорная инфильтрационная вода, движущаяся в южном направлении, попадает в пределы Грузинской глыбы ниже водоупорной глинисто- песчанистой свиты верхней юры, находящейся под давлением из - за того, что байосская водоносная структура в сторону подземного стока становится гидрогео-

логически закрытой; вода меняет направление движения и, следуя по контакту глинисто-песчанистой верхней юры и байоса, пробивает путь по трещинам порфиритовой свиты и выходит на поверхность земли в пределах Ткварчельского участка. Вода при движении в обратном направлении захватывает древние хлоридные воды юрско-палеозойского водоносного комплекса; при этом происходит выщелачивание гипса из пестроцветной свиты, в результате вода становится сульфатной. Здесь, по всей вероятности, имеет место и обменная адсорбция между кальцием хлоридно-кальциевой воды байоса и натрием, поглощенным в глинах пестроцветной свиты в. юры. Быстрота же движения воды из глубины через сильно трещиноватые породы обеспечивает ее термальность; этим объясняется слабая общая ее минерализация.

На основе вышеизложенного следует заключить, что Ткварчельские источники представляют собой смесь вод современной инфильтрационной сульфатно-кальциевой в основном, и древнепогребенной хлоридно-кальциевой в незначительной дозировке.

Структурно - литологические /геохимические/ условия района выходов вод ткварчельской, скурской и бзыбской буровых скважин почти одинаковые. Выходы их расположены в переходной зоне между Грузинской глыбой и Южным склоном, в связи с чем они по соотношению ионов почти идентичны. Ниже приводим данные анализа вод скурской и бзыбской скважин:



Разница в химизме проявляется только в степени опреснения и дозировки смешивающихся вод. Этим объясняется различная общая минерализация, а иногда преобладание хлора в мг.экв.%-х над сульфатом в источниках Ткварчельского месторождения.

По газовому составу термы эти относятся к азотным водам. Нет сомнения, что сероводород в ней получен в результате десульфатизации сульфатной воды. Генезис сульфатов отчасти можно связать и с окислением сульфидов, представленных в значительном количестве в порфиритовой свите байоса, кислородом инфильтрационных вод. В некоторых из них обращает на себя внимание значительное количество метана в объемных %.

Весьма интересным является то, что воды мелких буровых скважин и источников участка месторождения Ткварчельского каменного угля, по газовому составу оказались иными, чем в Ткварчельских термах: CH_4 -

96,8%, O₂ - нет, CO₂ - 1,8%, N₂ - 0,0, а в воде IV участка, полученной в буровой скважине: CH₄ - 79,8, O₂ - 0,0, CO₂ - 1,2, N₂ - 19,0%.

Ткварчельское месторождение каменного угля, как известно, связано с батской свитой. При разработке его нередко вскрывались струи подземной воды, насыщенной метаном. Последний, по всей вероятности, результат действия воды на карбиды металлов пород месторождения. Газ этот, как видно, современного происхождения и парагенетичен солености метеорных инфильтрационных вод. В Ткварчельских водах присутствуют спонтанные газы: CO₂ - 0,03, O₂ - 0,0, CH₄ - 96,28, O₂ - 3,72%, в миллилитрах: CO₂ - 1,95%, CO₂ - 0,0, O₂ - 0,0, CH₄ - 29,46%, N₂ - 7,62%. В источнике № 2 из растворенных газов имеются: CO₂ - 7,94%, O₂ - 0,0, CH₄ - 67,99%, N₂ 2 24,07%, в миллилитрах: CO₂ - 2,75, O₂ - 0,0, CH₄ - 23,53%, CH₄ - 8,33%.

В аналогичных геолого-геохимических условиях находятся и Кверетские источники Сачхерского района; расположены они в переходной зоне между Грузинской глыбой и складчатой системой Южного склона и связаны с порфиритовой свитой байоса. Химический состав воды одного

из источников нижеследующий: H₂S 0,024 M_{0,59} $\frac{\text{Cl } 80 \text{ HCO}_3 \text{ I8}}{\text{Na } 70 \text{ Ca } 26}$.

В Кверетском источнике из газов преобладает метан и несколько повышено в нем содержание азота. Источник этот представляет собой смесь хлоридных и гидрокарбонатных вод. Первые из них отжаты из зоны застоя порфиритовой свиты байоса, метан парагенетичен солености современной метеорной воды. Как отмечено выше, метан получен путем разложения карбидных веществ угленосной свиты бата. Он контактирует с байосом юго-западнее выходов минеральной воды; бат является сравнительно водоупорным барьером, препятствующим движению напорных вод байоса в юго-западном направлении, т.е. в сторону подземного стока; разгрузка их происходит на Кверетском участке, в зоне тектонического разлома.

В Верхней Сванетии насчитывается более 80 выходов минеральных источников; разбросаны они на всей территории, где распространен верхнепалеозойско-мезозойский комплекс. Из них только две группы источников являются содовыми. Одна наблюдается в пойме р. Ингури, вблизи с. Лахамулы, у шоссе Зугдиди-Мestia; состав воды:

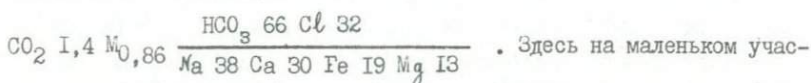
CO₂ M_{5,5} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 98}}{\text{Na } 73 \text{ Ca } \text{I6} \text{ Mg } \text{II}}$ /2I3/. Химический состав другого источника: CO₂ I,5 M_{6,7} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 97}}{\text{Na } 71 \text{ Ca } \text{I5} \text{ Mg } \text{I4}}$ /2I4/.

Более минерализованные воды содового типа в области не зарегистрированы.

Большим распространением пользуются здесь известковистые нарзаны и, особенно, воды смешанного типа. Последние состоят из известковистых нарзанов и содовых вод. Ниже приводятся химические анализы некоторых из них: Дольского -



Углекислые источники Халдешури относятся к гидрокарбонатно-хлоридной группе вод. Общая минерализация их весьма низкая. Они сильно железистые; связаны с нижнеюрскими сланцами и кристаллическими породами палеозоя. Главный надвиг проходит несколько севернее. Химический состав воды:



тке зарегистрировано более 10 выходов источников, примерно, одинакового состава. Широкое распространение выветрелых горных пород и повышенное содержание железа в воде дает основание связать химизм этой группы углекислых источников с вышеупомянутыми сильно выветрелыми осадками, содержащими железо, натрий, и по-видимому, хлор.

В Нижней Сванетии в отмеченном водоносном комплексе насчитывается более 30 углекислых источников; из них выделяется солено-щелочной и высокоминерализованный один источник:



щая минерализация последних варьирует в пределах 0,8 - 3,4 г/л, а хлора в пределах 1 - 4 мгр.экв.%. Все они относятся, в основном, к известковым нарзанам. Генезис вышеотмеченного высокоминерализованного солено-щелочного источника, расположенного в 3,5 км к северу от г.Лентехи, не ясен. Получен он в результате смешения хлоридных и гидрокарбонатных вод путем выщелачивания химически выветрелых хлорид содержащих пород; этот вопрос следует выяснить; к сожалению, эксперименты по моделированию формирования химизма не производились.

Ниже приводятся химические анализы некоторых источников Нижней Сванетии: Хопурского, расположенного в 11 км к югу от Лентехи, вблизи с. Циплакакия:

$$\text{CO}_2 \text{ I,0 M}_{3,3} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 93}}{\text{Na 67 Ca 22}} /227/, \text{ Гвидианебисцкаро } /220/, \text{ выходяще-}$$

го в бассейне р.Хеледула, вблизи Лентехи:

$$\text{CO}_2 \text{ M}_{1,7} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 98}}{\text{Ca 62 Na 42 Mg 16}} , \text{ Чихаретского } /\text{Пошкетской группы}/$$

$$\text{CO}_2 \text{ M}_{1,5} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 86 } \text{O}_4 \text{ 7 Cl 7}}{\text{Na 57 Mg 24 Ca 2}} , \text{ Мдашского } /228/, \text{ наблюдающегося}$$

вблизи с.Сасаши, по левой стороне р.Хценисцкали:

$$\text{CO}_2 \text{ I,0 M}_{2,2} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 96}}{\text{Ca 57 Na 24 Mg 18}} \text{ и источника Мерцхали } /229/, \text{ рас-}$$

$$\text{положенного вблизи с.Шкеди } \text{CO}_2 \text{ M}_{2,7} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 98}}{\text{Na 68 Ca 16 Mg 16}} \left. \vphantom{\text{CO}_2} \right\} \text{На базе}$$

Муашского источника работает курорт местного значения.

Зубский источник выходит в подзоне Рача - Лечхумского синклинория, у с.Зуби; он связан с мощной оползневой массой сильно выветрелых пород порфиритовой свиты байоса. В нашем распоряжении имеется несколько анализов этой воды. Они отличаются друг от друга по общей минерализации /2 - 25 гр/л/ и дебиту. Некоторые из них характеризуются большим дебитом; но по соотношению ионов почти одинаковые:

$$\text{M}_{5,6} \frac{\text{SO}_4 \text{ 100}}{\text{Ca 28 Fe 2I Mg 16a Fe IO Na 8}} /147/, \text{ H}_2\text{SiO}_3 - 122 \text{ мгр/л,}$$

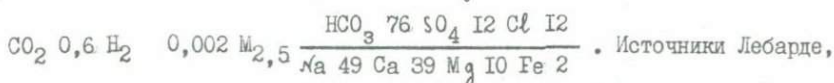
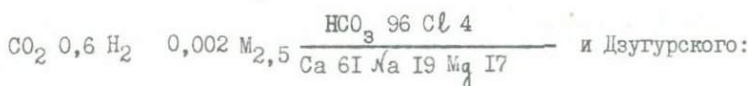
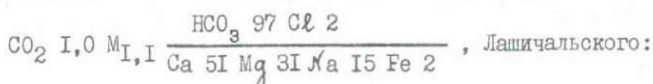
$$\text{H}_3\text{PO}_4 - 4,8 \text{ мгр/л, H}_3\text{AlO}_4 - 13,1 \text{ мгр/л и H}_2\text{SiO}_4 - 10,3 \text{ мгр/л.}$$

Зубская вода купороносного типа. К ней относится и источник Ладзгверия /148/, выходящий из той же свиты, в 7 км южнее Зуби:

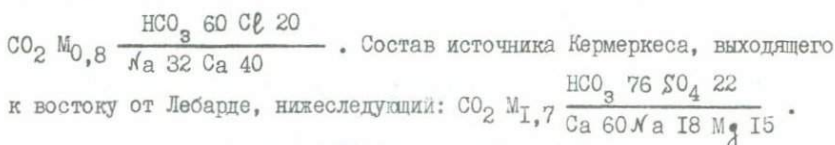
$$\text{M}_{1,4} \frac{\text{SO}_4 \text{ 98 Cl 2}}{\text{Ca 56 Al 38 Mg 4}} .$$

В верховьях рек Техури, Ладжанури, правого притока р.Риони и Джонулы, правого притока р.Цхенисцкали, в пределах складчатой системы Южного склона, более 40 выходов углекислых источников; среди

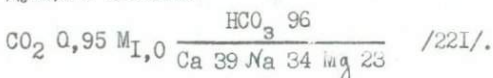
них Лашиспальский /225/, Дзугурский ущелья р. Ладжанури и Ахалчальский /224/; приурочены они к порфиритовой свите байоса; расположены в Цагерском районе; Лашиспальский выходит в 10 км выше с. Орбели, а Дзугурский ниже, в ущелье р. Дзугури, правого притока р. Ладжанури. Химический состав последнего:



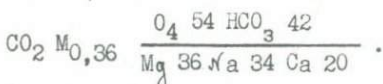
Чегола и другие относятся к известковистым нарзанам; первый из них расположен к северо-западу от курорта Лебарде, на расстоянии 5 км; приурочен он к порфиритовой свите байоса. Состав воды:



В Лебарде источники выходят из песчано-сланцевой свиты лейаса, широко представленной в верховьях р. Техури. В скважине получена вода следующего состава:



В Двиристанском источнике, расположенном к юго-востоку от Лебарде, обращает на себя внимание магний



Из всего вышеизложенного можно сделать ряд заключений. В пределах западных погружений Южного склона и Антиклинория хлоридные воды из основного водоносного комплекса давно разгружены через Гагрский известняковый массив. В пределах переходной зоны между Южным склоном и Грузинской глыбой наблюдается благоприятная геолого-геохимическая

и гидродинамическая обстановки для генезиса вод типа Мацесты и Менджи /Сочинская зона/, а также Ткварчельских, Кверетских и Бзыбских терм и наконец вод типа Ессентуки. Зона застоя здесь отсут - ствует.

Переходим к характеристике минеральных источников восточного погружения Антиклинория и Южного склона. Здесь, в отличие от за - падного погружения по простиранию наблюдается переходная гидрогео - химическая зона между зонами затрудненной циркуляции и застоя, тог - да как в сторону западного погружения в собственно складчатой систе - ме Южного склона и Антиклинория в пределах территории Грузии фи - ксируются зоны активной /в основном/ и затрудненной циркуляций. В сторону восточного погружения древние хлоридные воды в водоносном комплексе можно встретить в пределах Алазанской депрессии. Послед - няя, по П.Гамкрелидзе /1958/, является подзоной погружения складок Местийско- Тианетской зоны, т.е. центральной части складчатой систе - мы. По палеогеографическим данным можно допустить, что в Алазан - ской депрессии в течение верхней половины третичного периода имело место непрерывное осадконакопление. В связи с этим, следует допус - тить, что водоносные образования складчатой системы, расположенные под алазанской серией, гидрогеологически закрыты с палеогенового времени. Глубокие буровые скважины, проведенные по северной окра - ине Кварельского района, как известно, в нижнемеловых - верхнеюрских карбонатных свитах была вскрыта вода типа нефтяных месторождений, а из алазанской серии центральной части долины получена была силь - но метановая хлоридная вода, которая связана с геосинклинальными образованиями, залегающими под алазанской серией.

В пределах зоны орхевского надвига, т.е. в переходной зоне от Грузинской глыбы к складчатой системе, известны многочисленные вы - ходы хлоридно-гидрокарбонатных вод типа ессентуки. Таковой является

Джава: $\text{CO}_2 \text{ M}_{7,6} \frac{\text{Cl } 54 \text{ HCO}_3 \text{ 46}}{\text{Na } 94 \text{ Ca } 4}$; Сохтинская вода:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{9,2} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 54 Cl } 46}{\text{Na } 80 \text{ Mg } 12}$; о них подробно было сказано выше.

В верхней части бассейна р.Квирила, по правой ее стороне, в области распространения порфиритовой свиты байоса наблюдается груп - па минеральных источников, связанных с зоной разлома. Химический

состав одного из них: CO_2 $M_{2,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 26 \ \text{Cl} \ 14}{\text{Na} \ 42 \ \text{Ca} \ 41 \ \text{Mg} \ 17}$ /251/.

Аперисхевский источник, выходящий в верховьях р.Патара Лиахви в пределах того же надвига, следующего состава:

$M_{3,0}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 70 \ \text{Cl} \ 26}{\text{Na} \ 58 \ \text{Ca} \ 34 \ \text{Mg} \ 8}$ /257/.

В Багиатской группе источников встречаются углекислые воды нижеследующего состава:

CO_2 $I,2$ $M_{2,2}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 88 \ \text{Cl} \ 8}{\text{Ca} \ 58 \ \text{Na} \ 30}$ и CO_2 $M_{3,4}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 88 \ \text{Cl} \ 10}{\text{Na} \ 64 \ \text{Ca} \ 26 \ \text{Mg} \ 10}$.

Как видно, здесь наблюдаются представители как нарзанов, так и содовых и солено-щелочных вод.

Севернее надвига, в Шовско - Пасанаурской подзоне, в пределах горной части Кго-Осетии среди многочисленных минеральных источников /более 80/ бассейнов р.р. Кешельта /левый приток р.Паца/, Грамула и Деджори, а также верховьев р.р.В.Лиахви и Ксани наблюдаются исключительно "чисто" гидрокарбонатные воды, преимущественно известковистые нарзаны, реже содовые, указывающие на то, что собственно складчатой системе, в пределах Южной Осетии древняя хлоридная вода полностью отгружена. Ниже приводятся результаты анализов вод источников: Багинского, приуроченного к сланцам лейаса в средней части ущелья р. Суарком:

CO_2 $M_{5,3}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 91 \ \text{Cl} \ 9}{\text{Na} \ 53 \ \text{Ca} \ 33}$ /261/ и Тогойтского /262/, расположенного

в ущелье р.Ксани, вблизи устья упомянутой реки:

CO_2 $\text{Fe} \ 0,004$ $M_{2,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 96}{\text{Na} \ 70 \ \text{Ca} \ 26}$.

В бассейне р.Деджори выходы источников приурочены к флишевой серии верхней юры и нижнего мела: таковыми являются, например, Кавсельтинский, выходящий у сел. В. Кавсельта:

CO_2 $M_{2,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 96}{\text{Ca} \ 76 \ \text{Na} \ 16}$ /232/, Кистинский, расположенный южнее предыдущего: CO_2 $M_{5,3}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 88 \ \text{Cl} \ 12}{\text{Na} \ 74 \ \text{Ca} \ 22}$ /233/, Гулианский, выбиваю-

щего вблизи центра Лессоры, в ущелье р. Везувидон, притока р. Дже-

джоры:
$$\text{CO}_2 \text{ M}_{5,5} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 92 Cl 8}}{\text{Na 86 Mg 8}} \quad /234/.$$

В бассейне р. Паца, притока Кешельтадон, известен Кемультин -

ский источник:
$$\text{CO}_2 \text{ M}_{2,9} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 92 Cl 8}}{\text{Ca 42 a 40}} \quad / 235/.$$

Рядом встречаются и многие другие более мелкие источники.

В бассейне р. Чанчахи, левого притока реки Риони у Саглоло, берущего начало на Мамисонском перевале, а также в бассейнах р. р. Бусисцкали, Боносцкали, Чочура и других зарегистрировано более 20 источников. Расположены они в Шовско - Пасанаурской геотектонической подзоне. Все они преимущественно известковистые. Наиболее минерализованным из них является Бариставский источник:

$$\text{CO}_2 \text{ M}_{3,8} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 89 SO}_4 \text{ 9}}{\text{Ca 46 Na 32 Mg 2I}} \quad / 240 /.$$
 Здесь наблюдаются воды, кото-

рые отличаются от вышеприведенных источников общей минерализацией. Состав одного из них:

$$\text{CO}_2 \text{ 0,9 Fe 0,01I M}_{3,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 88}}{\text{Ca 48 Na 22 Mg 24}} \quad , \text{ другого:}$$

$$\text{CO}_2 \text{ I,6 M}_{2,4} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 86 SO}_4 \text{ I4}}{\text{Ca 50 Na 24 Mg 20}} \quad .$$

Выше Саглоло, на правом берегу р. Ноцарулы, левого притока Риони, в 0,8 км выше устья и в 12 км выше по склону реки выходит минеральная вода, связанная с моренными образованиями; для нее:

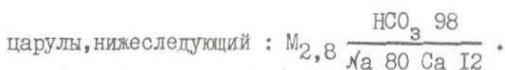
$$\text{CO}_2 \text{ I,3 Fe 0,02 M}_{3,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 86 Cl I4}}{\text{Na 74 Ca I4}} \quad /230/ \text{ характерно несколько}$$

повышенное содержание хлора / до 14 мгр. экв. %/. На наш взгляд, формирование химизма этой воды происходит в выветрелых породах.

Источник, расположенный вблизи устья р. Моцанцара, левого притока р. Ноцарулы, следующего состава:

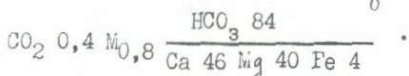
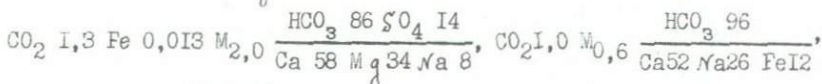
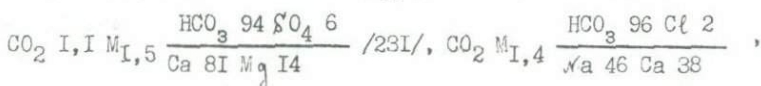
$$\text{CO}_2 \text{ I,2 Fe 0,01I M}_{3,2} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 98}}{\text{Na 42 Ca 34 Mg 24}} \quad , \text{ состав же Талахианского}$$

источника, выходящего в ущелье р.Пиосцкали, правого притока р.Но-

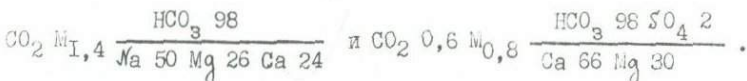
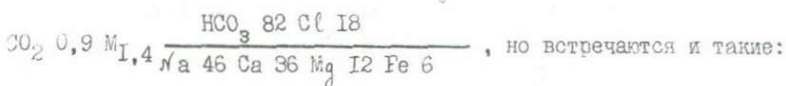
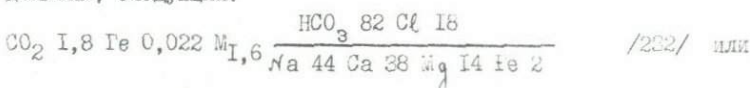


Большой интерес вызывают также углекислые источники ущелья Чвешури, левого притока р.Риони, выше с.Геби; там известно более 40 выходов их. В бассейне р.Гвардзули, нижнего левого притока р. Чвешуры все источники нехлоридные, гидрокарбонатно- натриево- кальциевые и железистые. Общая минерализация их небольшая; колеблется она в пределах 0,5 - 2 гр/л. Здесь представлены преимущественно известковистые нарзаны, причем местами они более натриевые, чем кальциевые.

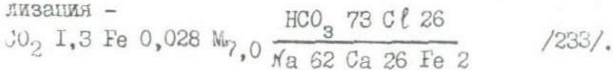
Источники встречаются и в нижней части бассейна р. Чвешуры до Тона. К ним относятся Чвешо и другие источники следующего состава:



Начиная от Тона, вверх по ущелью хлориды в источниках повышаются. Так, например, состав вод, выходящих в окрестностях с.Гона из дельтовия, следующий:

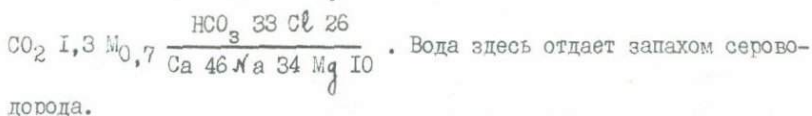
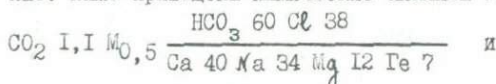


В источнике Набослеви, расположенном в 2-х км выше с.Гона в пойме реки, по сравнению с другими, резко повышенная общая минерализация -

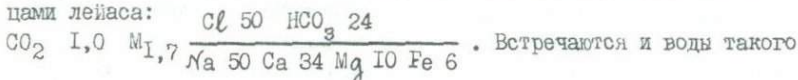


Здесь и хлоридность повышенная.

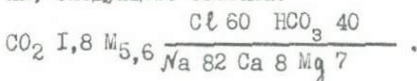
Еще выше, вблизи слияния р. Ломбурула и р. Киртишо, на обоих берегах р. Чвешури из флювиогляциальных образований выходит многочисленные углекислые воды, расположенные в области распространения сланцев лейаса. Местность заболоченная /Чанчахи/. Недалеко находится помещение бывшего горнопромышленного предприятия "Молибден". Все воды слабо минерализованные /0,5 - 1,3 г/л/, сильно газированные, железистые, гидрокарбонатные; встречаются и гидрокарбонатно-хлоридные. Ниже приведены химические анализы только двух из них:



Выше слияния рек Домбурула и Киртишо тоже наблюдаются многочисленные выходы углекислых источников; почти все они связаны с флювиогляциальными образованиями; наблюдаются и в пределах развития гранитов. Некоторые из них относятся к солено-щелочным водам. Химический состав верхнего источника, выходящего между гранитами и сланцами лейаса:



состава: $\text{M}_{3,6} \frac{\text{Cl } 66 \text{ HCO}_3 \text{ 32}}{\text{Na } 78 \text{ Ca } 12 \text{ Mg } 8}$. Источник, связанный с сильно выветрелыми палеозойскими гранитами и гнейсами, обнаженными около штолни, следующего состава:



Таким образом, в пределах северной части складчатой системы Южного склона и Антиклинория, в средней и верхней частях р. Чвешури, выше слияния рек Киртишо и Домбурула, среди нарзанов встречаются более или менее хлоридные воды, тогда как юго-восточнее и северо-западнее, в пределах Шовско - Пасанаурской геотектонической подзоны источники нехлоридные. Нехлоридные они и в ущелье Риони, у Геби, относящегося к той же геотектонической подзоне. Здесь среди многочисленных /около

15 / выходов углекислых вод наиболее минерализованными являются источник Теврешо. В районе распространения карбонатного флиша верхней кры - нижнего мела в долине р.Порхишула наблюдаются источники

нижеследующего состава: CO_2 0,2 $\text{M}_{2,5} \frac{\text{HCO}_3 \ 98}{\text{Ca} \ 92}$ /234/. Состав же

Зопхитского источника: CO_2 1,4 $\text{M}_{0,7} \frac{\text{HCO}_3 \ 92 \ \text{SO}_4 \ 6}{\text{Ca} \ 46 \ \text{Mg} \ 38 \ \text{Fe} \ 12 \ \text{Na} \ 4}$, а

Еденского источника /Ведзагорисболо/: CO_2 $\text{M}_{0,59} \frac{\text{HCO}_3 \ 96 \ \text{Cl} \ 3}{\text{Ca} \ 46 \ \text{Na} \ 26 \ \text{M} \ 18}$ и CO_2 $\text{M}_{1,1} \frac{\text{HCO}_3 \ 96}{\text{Na} \ 40 \ \text{Ca} \ 40 \ \text{Mg} \ 20}$. Сравнение гидрохимических данных

ущелья р.Чвешури и верхней части Риони /Шовско - Пасанаурская и Местийско - Тианетская зоны/, где представлены гидрогеологически совершенно раскрытые структуры, показывает, что в Чвешурском ущелье вопреки ожиданиям, среди нарзанов редко встречаются минерализованные солено-щелочные воды. Мы считаем, что формирование химического состава вод в верховьях р.Чвешури /ущелья рек Домбурулы и Киртишо/ следует связывать с выветрелыми оруденелыми хлоридсодержащими коренными породами.

В с.с. Уцера и Гомула, а также в бассейне р.Ваканура, правого притока р.Риони ниже Уцера, насчитывается до 25 источников. Здесь только одна из них - Гверита, расположенная в ущелье р. Гверитулы, высокоминерализованная, "чисто" содовая, а остальные являются нарзанами. Химический состав углекислых нарзанов у устья речки:

CO_2 1,1 $\text{M}_{1,3} \frac{\text{HCO}_3 \ 94 \ \text{Cl} \ 4}{\text{Ca} \ 82 \ \text{Na} \ 8 \ \text{Mg} \ 8}$, CO_2 1,6 $\text{M}_{1,6} \frac{\text{HCO}_3 \ 96}{\text{Ca} \ 76 \ \text{Na} \ 18}$ и

CO_2 1,2 $\text{Fe} \ 0,014 \ \text{M}_{1,7} \frac{\text{HCO}_3 \ 92 \ \text{SO}_4 \ 6}{\text{Ca} \ 86 \ \text{Mg} \ 8}$. Там же по правой стороне

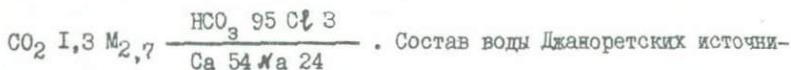
р.Риони наблюдаются многочисленные грифоны, примерно, следующего

хим.состава: CO_2 0,8 $\text{Fe} \ 0,019 \ \text{M}_{1,2} \frac{\text{HCO}_3 \ 96}{\text{Ca} \ 80 \ \text{Mg} \ 10}$.

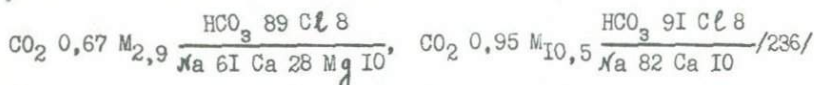
Выше, в с. Земо Уцера выходит источник Чарухи:

CO_2 0,0 $\text{Fe} \ 0,012 \ \text{M}_{2,0} \frac{\text{HCO}_3 \ 98}{\text{Ca} \ 78 \ \text{Na} \ 10 \ \text{Mg} \ 10}$. Русиянтцаро, наблюдаю-

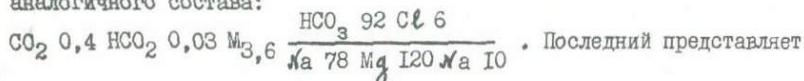
щееся в пределах с.Уцера, нижеследующего состава:



ков, расположенных к юго-востоку от с.Уцера, на левом берегу р. Риони и источника Гверита следующий:

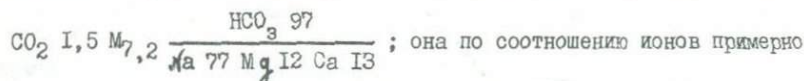


Гверита каптирована; поблизости наблюдается выход другого источника аналогичного состава:

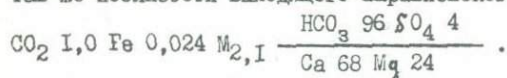


дериват Гвериты.

В северной части курорта Уцера сотрудниками Грузгеокаптажмин-вода были пробурены две скважины в районе лейасских сланцев и песчаников. Первая из них, глубиной 152 м, вскрыла воду след. состава:



такая же, как Гверита /238/. Вторая скважина дала воду, в которой общая минерализация и количество натрия с глубиной возрастают; состав же поблизости выходящего Паравнешского источника нижеследующий:

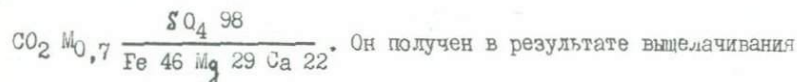


В бассейне р.Бакануры, правого притока Риони, у с.Накieti выходит Кучисведзе следующего состава:



ник: $\text{CO}_2 \text{ 0,8 Fe 0,021 M}_{1,3} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 88}}{\text{Ca 72 Mg 18}} .$ Интересно отметить, что

поблизости имеется источник весьма редкого химического состава:



сильно выветрелых и оруденелых пород юрского возраста. В 1 км от этого источника выходит другой:

CO_2 Fe 0,018 $M_{I,3}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 80 \ \text{SO}_4 \ 20}{\text{Ca} \ 76 \ \text{Mg} \ 18 \ \text{Fe} \ 4}$. В ущелье р.Гомула, левого

притока Риони, выше сел.Накиети известны минеральные источники следующего состава:

CO_2 0,8 Fe 0,038 $M_{I,4}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 90 \ \text{Cl} \ 8}{\text{Ca} \ 70 \ \text{Mg} \ 12 \ \text{Na} \ 10}$,

CO_2 I,1 Fe 0,010 $M_{3,0}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 96 \ \text{SO}_4 \ 2}{\text{Ca} \ 42 \ \text{Na} \ 40 \ \text{Mg} \ 16}$,

CO_2 I,7 $M_{4,2}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 98 \ \text{SO}_4 \ 2}{\text{Ca} \ 27 \ \text{Na} \ 17 \ \text{Mg} \ 10}$. Химические анализы источников и

вод буровых скважин показывают, что в районе курорта Уцера в юрском водоносном комплексе, сложенном сланцами и песчаниками лейаса и порфиритовой свитой байоса, движутся "чисто" известняковые нарзаны и содовые воды, а также переходные между ними. Здесь ясно наблюдается зональное гидрогеохимическое распределение вод по вертикали; при этом в более натриевой воде мало двухвалентного железа, а в "чисто" содовой его вовсе нет.

В ущелье р.Сакао известны групповые выходы источников, приуроченных к тектоническому контакту, где лейасские сланцы и порфиритовая свита байоса оближены. Этот район отстоит от г.Они на расстоянии 7 км. У с.Хидешлеби химический состав одного из них:

CO_2 0,9 Fe 0,014 $M_{3,5}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 66 \ \text{Cl} \ 30}{\text{Na} \ 64 \ \text{Mg} \ 22 \ \text{Ca} \ 12}$, другого:

CO_2 I,0 $M_{10,7}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 53 \ \text{Cl} \ 46}{\text{Na} \ 87 \ \text{Ca} \ 8}$ / 242 / и третьего:

CO_2 $M_{4,4}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 67 \ \text{Cl} \ 32}{\text{Na} \ 65 \ \text{Mg} \ 20}$.

Западнее селения выходит источник, химсостав которого следующий:

CO_2 I,1 Fe 0,016 $M_{2,0}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 78 \ \text{Cl} \ 22}{\text{Na} \ 58 \ \text{Mg} \ 20 \ \text{Ca} \ 20}$, а на правой стороне р.Риони между реками Сакао и Деджора, находится Шуаубанский источник:

CO_2 0,9 $M_{4,0}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 100}{\text{Na} \ 54 \ \text{Ca} \ 32 \ \text{Mg} \ 14}$. В 15 км к западу от г.Они, в

окрестностях с.Гадамли минеральные воды приурочены к сланцам и пес-

чаникам лейаса; состав одной из них:

CO_2 0,9 Mg , 8 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 54 \quad \text{Cl} \quad 4}{\text{Na} \quad 82 \quad \text{Mg} \quad 10}$, а другой, выходящий в ущелье р. Сонтарулы, следующий: CO_2 1,7 Mg , 0 $\frac{\text{Cl} \quad 58 \quad \text{HCO}_3 \quad 42}{\text{Na} \quad 84 \quad \text{Ca} \quad 10}$; еще выше выбивает источник след. состава: CO_2 0,9 Mg , 7 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 66 \quad \text{Cl} \quad 34}{\text{Na} \quad 58 \quad \text{Ca} \quad 22 \quad \text{Mg} \quad 20}$.

В нижней части ущелья, на небольшом расстоянии расположено 5 выходов; все они за исключением одного солено-щелочные:

CO_2 1,0 Fe 0,048 Mg , 4 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 94 \quad \text{SO}_4 \quad 6}{\text{Ca} \quad 46 \quad \text{Mg} \quad 34 \quad \text{Na} \quad 12}$.

В верхней части первого правого притока р. Сонтарула, у курорта Схепур сосредоточены источники следующего состава:

CO_2 0,9 Mg , 0 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 51 \quad \text{Cl} \quad 48}{\text{Na} \quad 71 \quad \text{Ca} \quad 16}$, CO_2 1,1 Mg , 1 $\frac{\text{Cl} \quad 50 \quad \text{HCO}_3 \quad 48}{\text{Na} \quad 56 \quad \text{Ca} \quad 28 \quad \text{Mg} \quad 18}$,
 CO_2 1,4 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 70 \quad \text{Cl} \quad 30}{\text{Na} \quad 64 \quad \text{Ca} \quad 22 \quad \text{Mg} \quad 10}$, CO_2 0,7 Fe 0,017 Mg , 9 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 90 \quad \text{Cl} \quad 10}{\text{Ca} \quad 38 \quad \text{Mg} \quad 32 \quad \text{Na} \quad 24}$.

Недалеко от г. Они, в окрестностях с. Гори и восточнее выходят воды солено-щелочные:

CO_2 0,9 Mg , 4 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 72 \quad \text{Cl} \quad 26}{\text{Na} \quad 54 \quad \text{Ca} \quad 25 \quad \text{Mg} \quad 10}$, CO_2 1,2 Mg , 5 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 74 \quad \text{Cl} \quad 26}{\text{Na} \quad 76 \quad \text{Ca} \quad 14 \quad \text{Mg} \quad 10}$;
 последняя из них расположена в 3 км от Шеубанского источника. Ближе к г. Они вода, выходящая из лейасских осадков, следующего состава:

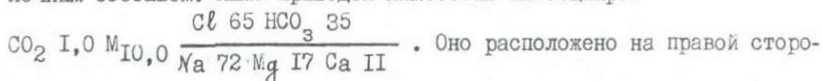
CO_2 0,8 Mg , 4 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 50 \quad \text{Cl} \quad 50}{\text{Na} \quad 74 \quad \text{Mg} \quad 12 \quad \text{Ca} \quad 10 \quad \text{Fe} \quad 4}$, а состав Чальского источника, расположенного вблизи г. Они нижеследующий:

CO_2 1,1 Mg , 8 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 62 \quad \text{Cl} \quad 34 \quad \text{SO}_4 \quad 4}{\text{Na} \quad 58 \quad \text{Mg} \quad 22 \quad \text{Ca} \quad 18}$; состав же Верхнечальского:

Mg , 1 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 58 \quad \text{Cl} \quad 38}{\text{Na} \quad 60 \quad \text{Mg} \quad 20 \quad \text{Ca} \quad 18}$. Все они связаны с песчаниками и сланцами

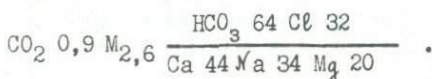
лейаса. Вблизи от г. Они, в бассейне р. Деджори, у развалины старой крепости обнажаются породы порфиритовой свиты байоса. Источники здесь отличаются повышенной общей минерализацией и солено-ще-

лочным составом. Ниже приведен химсостав Китосцкаро:



не реки.

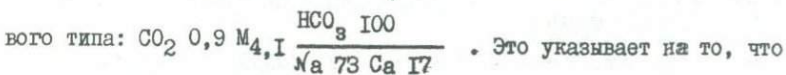
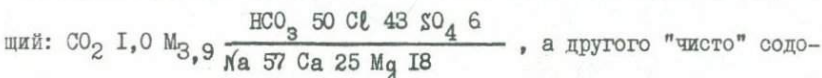
В 5 км к востоку от г.Они, на левой стороне р.Джеджоры имеются солено-щелочные воды. Одна из них - Пипилетский источник характеризуется следующим составом:



Как выясняется, в нижней юре верховьев р.Риони исключительным распространением пользуются минеральные воды зоны активной циркуляции. Ниже, в Шовском районе среди "чисто" известковистых нарзанов наблюдаются более или менее натриевые. Еще ниже, в Уцарском районе и в нижней части бассейна р.Джеджоры немало значительно более минерализованных "чисто" содовых вод /Гверита и др./, а в районе г.Они широким распространением пользуются солено-щелочные источники, характерные для переходной зоны.

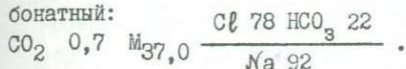
Таким образом, здесь ясно вырисовываются горизонтальная гидрохимическая зональность в распределении подземных вод.

Бассейн среднего течения р.Риони и ее притоков /Лужумисцкали, Сантарула, Сакао и Джеджора/ охватывает подзоны порфиритовой юры и Рачинско-Лечхумской синклинали и относится к переходной геотектонической зоне между Грузинской глыбой и Южным склоном. Здесь, как и следовало ожидать, много минеральных источников, состоящих из смеси вод современной метеорной инфильтрационной и древнепогребенной хлоридной морского типа. Выше только что описанные солено-щелочные источники, расположены именно в пределах отмеченной переходной зоны или недалеко от нее. Это подтверждается и нижеприведенными химическими данными минеральных вод среднего течения р.Риони; так в Онийской группе выходов источников химсостав одного из них нижеследующий:

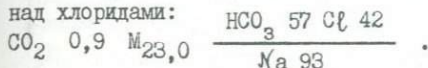


солено-щелочные источники района представляют собой смесь вод древних хлоридных морского типа и содовых современных метеорной генерации. Они приурочены к лейасским породам у контакта с порфиритовой свитой байоса.

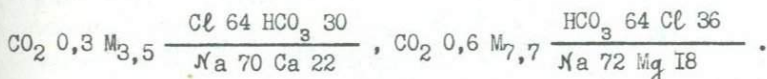
Особый интерес вызывает очень высокоминерализованный Цхморский источник; он высокохлоридный, но сравнительно слабо гидрокарбонатный:



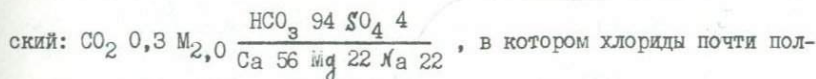
В другом Цхморском источнике /243/ гидрокарбонаты преобладают над хлоридами:



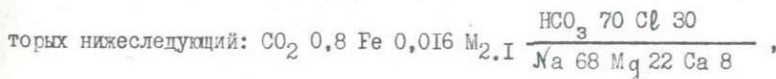
Эти данные указывают на их смешанный тип. В Джеджори наблюдается Соргинский источник:



Там же, рядом выбивают известковистые нарзаны, например, Зедацхморский:



Западнее, в ущелье р. Лухумисцкали, правого крупного притока р. Риони, у сел. Цеси известно около 10-ти выходов углекислых источников. Здесь, в северной части района распространены нарзаны, а в сторону Грузинской глыбы, как и следовало ожидать, более минерализованные, за счет ионов хлоридов и натрия, солено-щелочные воды. В низовьях р. Лухумисцкали развиты сланцы и песчаники верхнего лейаса и породы порфиритовой свиты байоса; за ними южнее следуют сперва песчано-глинистая верхняя юра, а затем, в осевой части Рача - Лечхумской синклинали меловые и третичные осадки. Последние слагают водонепроницаемый комплекс, перекрывающий юрский водоносный комплекс. Рача - Лечхумская синклиналь задерживает дальнейшее продвижение подземных вод в сторону Грузинской глыбы. В результате этого, в отмеченной части бассейна и сосредоточены содовые и солено-щелочные воды, особенно же последние. Выходы их наблюдаются также в Урави, состав ко-



CO₂ M_{4,1} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 74 Cl 22}}{\text{Na 64 Mg 22 Ca 7}}$, CO₂ I,4 Fe 0,031 M_{0,9} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 94 SO}_4 \text{ 4}}{\text{Ca 42 Mg 34 Na 14 Fe 10}}$,
 но источник, выходящий недалеко от Цхморского высокоминерализованного источника:

CO₂ 0,9 M_{23,3} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 58 Cl 42}}{\text{Na 93 Mg 6}}$; он выходит из известковистых песчаников лейаса. Он, в отличие от Цхморского источника, общая минерализация которого 37 гр/л, значительно более гидрокарбонатный и менее хлоридный.

Состав источника, расположенного северо-западнее, на правом берегу Лухунискали, вблизи месторождения мышьяка с.Урави, нижеследующий: CO₂ I,1 M_{10,0} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 59 Cl 40}}{\text{Na 91 Mg 7}}$.

Там, поблизости наблюдаются и другие источники:

CO₂ I,5 Fe 0,033 M_{2,3} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 80 Cl 16 SO}_4 \text{ 4}}{\text{Na 50 Ca 26 Mg 20 Fe 4}}$ и другие.

Состав самого северного из них, расположенного в ущелье р.

Лухумискали, следующий: CO₂ I,4 Fe 0,039 M_{0,8} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 90 SO}_4 \text{ 6}}{\text{Ca 40 Mg 28 Na 18 Fe 14}}$.

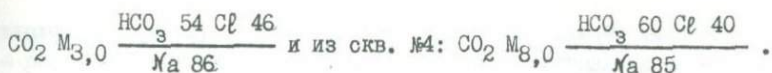
Но здесь обращает на себя внимание то, что углекислые солонощелочные воды, выходящие из нижнеюрских осадков "чисто" натриевые, а полученные из байоса натриево-щелочно-земельные; последнее обстоятельство, как известно, вызвано геохимией пород порфиритовой свиты.

В ущелье р.Тетри Арагви, между Пасанаури и Джварским перевалом, и в долине р.Шавис Арагви, наблюдаются выходы солоно-щелочных вод типа эссендуки, общая минерализация которых возрастает от Тетри Арагви в сторону Гудамакари и Шавской Арагви.

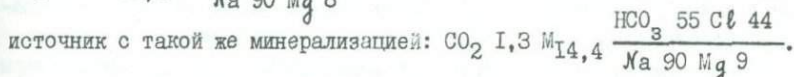
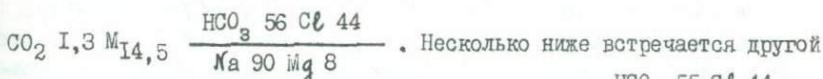
Восточнее, в пределах алазанского артезианского бассейна происходит погружение водоносного комплекса под в общем водоупорные третичные осадки, поэтому в пределах комплекса, как это будет показано ниже, наблюдаются древние хлоридные воды морского типа.

Ниже приведены химические анализы Пасанаурской воды из скв.№9:

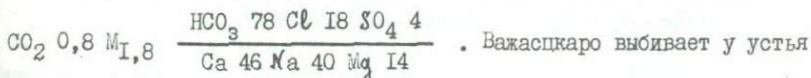
CO₂ M_{12,8} $\frac{\text{Cl 58 HCO}_3 \text{ 42}}{\text{Na 86}}$ /263/, из скв. № 6:



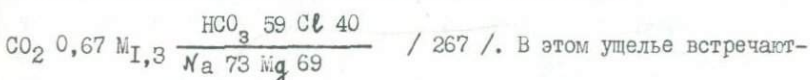
В районе встречаются выходы и высокоминерализованных источников. Так, например, в 38 км от Жинвали, на левом берегу Пшавской Арагви наблюдается вода следующего состава:



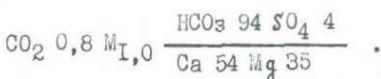
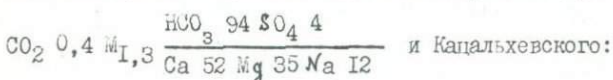
Еще ниже по ущелью, на расстоянии одного км выходит источник:



р. Чаргули, притока р. Пшавис Арагви. Оно связано с карбонатным флишем. Общая минерализация воды резко меняется в зависимости от количества атмосферных осадков. В длительно засушливом периоде вода характеризуется повышенной общей минерализацией. Она разбавляется известковистым нарзаном. Обычный состав Вajasцкаро:



и выходы чисто щелочно-земельных нарзанов: Дзиблаанкарского:



Большой интерес вызывает Кидлованский /Суниани/ источник, общая минерализация которой несколько больше Дзиблаанкарской воды, но по соотношению ионов, он явно другой:



щих, на расстоянии 4 км. Вода поступает из аллювиальных отложений.

Таким образом, в упомянутом районе большим распространением пользуются солено-щелочные источники. Все они в той или иной степе-

ни опреснены. Обращает на себя внимание также повышенное содержание ионов магния. Является ли это результатом раздоломичивания карбонатных пород мезозоя или нет, не ясно; это требует дальнейших исследований.

В бассейне р. Тетри Арагви, между Пасанаури и Джварским перевалом проходит надвиг, направление которого, примерно, широтное. Другой надвиг, южный, расположен несколько севернее Пасанаури; вдоль него известно около 20 выходов источников, связанных с известняками, песчаниками и мергелистыми сланцами верхней кры и глинистыми сланцами, песчаниками и диабазами средней кры; местами они перекрыты андезитами четвертичного возраста. Здесь, среди углекислых нарзанов, каковым является Сончосхевский источник:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{1,5} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 89 Cl 8}}{\text{Ca 54 Na 36}}$, присутствуют содового типа воды; встречаются

и гидрокарбонатно-хлоридные, как, например, Бедотведза:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{3,8} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 76 Cl 4}}{\text{Na 74 Ca 20}}$ и Хадисхевский источник:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{3,6} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 78 Cl 20}}{\text{Ca 54 Na 36}}$.

Из Плависхевских источников левого притока Арагви, наблюдающихся выше Пасанаури, следует отметить Чохелтведза:

$\text{M}_{3,2} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 82 Cl 17}}{\text{Na 74 Ca 36}}$ и Чирикисхевскую ведзу:

$\text{M}_{4,2} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 68 Cl 32}}{\text{Na 70 Ca 22}}$ /279/, рядом расположены и нарзаны:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{1,8} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 86 Cl 12}}{\text{Ca 54 Na 32}}$.

Примерно в 10 км выше Пасанаури, вдоль ущелья известно около 10 выходов углекислых источников, выходящих севернее надвига. Там обращает на себя внимание своей сравнительно высокой минерализацией Китохский источник, приуроченный к флишу верхней кры и нижнего мела.

Химсостав его: $\text{CO}_2 \text{ M}_{9,6} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 60 Cl 40}}{\text{Na 82 Ca 10 Mg 6}}$ /266/; рядом встречаются

ся и нарзаны: $\text{CO}_2 \text{ M}_{3,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 80 Cl 14}}{\text{Ca 60 Na 36}}$, $\text{CO}_2 \text{ M}_{2,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 94 Cl 4}}{\text{Ca 76 Na 16 Mg 8}}$.

Сопоставление этих данных свидетельствует о том, что Китосский и Пасанаурский источники состоят из смеси хлоридных и содовых; разбавлены они слабо минерализованными известняковистыми нарзанами и опресненными водами.

Анализы показывают, что, начиная от Джварского перевала, в юго-восточном направлении до курорта Пасанаури включительно, т.е. в сторону Грузинской глыбы хлоридность в подземных водах возрастает. Это наблюдается и в минеральных источниках Гудамакарской Арагви /левый приток р.Тетри Арагви у Пасанаури/.

Севернее проходит надвиг, направленный с севера на юг. Еще один надвиг пересекает р.Терек у с.Коби. Между этими надвигами в упомянутом селе и в долине Трусо известны выходы около 30 углекислых источников.

Последние наблюдаются и в верховьях р.р.Аргуни, Чанчахи и Хевсуретской Арагви. Они сосредоточены на Главном хребте, у истока Хевсуретской Арагви. Структуры, представленные здесь, относятся к северному склону антиклинория Б.Кавказа. Сток подземных вод вышеперечисленных бассейнов следует по северному склону геоантиклинали Главного хребта, которая здесь погружается; вследствие этого подземные воды в пределах этих бассейнов движутся в сторону Предкавказья.

Примерно широтная Шхара-Дарьяльская антиклиналь, проходящая в Дарьяльском ущелье, простирается на расстояние около 40 км. Но П.Гамкредидзе /1958/, она и следующие за ней твибери-хареская и тебердинско-дигорская складки слагают сводовую и северные части Антиклинория. Проходящий здесь главный надвиг сблизает древние погребенные морские воды закрытых структур северного склона и водораздельной части хребта. По-видимому, от напора современных инфильтрационных вод происходит отжим хлоридных из зоны застоя Русской платформы; от смещения их образуется гидрокарбонатно-хлоридная вода ущелий р.р.Трусо, Терека и Аргуни.

В ущелье Трусо известно более 20 выходов углекислых источников, расположенных южнее Главного надвига, проходящего между нижнеюрскими сланцами и флишем верхней юры - нижнего мела. Там сосредоточены более минерализованные солено-щелочные воды: Окроканская /280/:

$\text{CO}_2 \text{ I,7 M}_{6,7} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 62 Cl 38}}{\text{Na 64 Ca 30}}$ /280/, выходящая в 6 км к северо-за-

паду от с.Коби, и Кетерская: CO_2 2,0 $\text{M}_{6,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 64 Cl 36}}{\text{Na 55 Ca 8 Mg 7}}$, а также другие, химсостав которых: CO_2 2,5 $\text{M}_{2,9}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 74 Cl 25}}{\text{Ca 66 Na 26 Fe 8}}$,

CO_2 2,2 $\text{M}_{2,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 92 Cl 8}}{\text{Ca 80 Mg 8 Na 8 Fe I}}$ и другие.

По ущелью Терека от Казбеги до Коби насчитывается до 20 источников, среди них наиболее интересными являются: Цаншетский /283/.

CO_2 $\text{M}_{2,3}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 67 Cl 3I}}{\text{Na 47 Ca 29 Mg 20}}$, вода Сионской скважины -

CO_2 $\text{M}_{2,7}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 72 Cl 28}}{\text{Na 63 Ca 25}}$ /284/ и Пхельшинский /285/ -

CO_2 2,2 $\text{M}_{I,9}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 74 Cl 26}}{\text{Na 54 Ca 28}}$.

На северном склоне хребта, в ущелье р.Чанчахисцкали наблюдаются источники: Хахабский /286/:

CO_2 0,7 $\text{M}_{3,0}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 60 Cl 38}}{\text{Na 87 Ca 6}}$ и в верховьях р.Аргуни Лебанкарский:

CO_2 0,3 $\text{M}_{2,0}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 54 Cl 44}}{\text{Na 76 Ca I2}}$ /287/.

В истоках р.Матурисцкали, правого притока р.Пшавской Арагви, у Главного водораздельного хребта выбивает источник Матурисцкали:

CO_2 0,8 $\text{M}_{I,3}$ $\frac{\text{HCO}_3 \text{ 64 Cl 32}}{\text{Na 8I Mg I2}}$.

В верховьях р.Акушесцкали, левого притока Хевсуретской Арагви из верхнего лейаса выходят Беломорские источники:

CO_2 I,3 $\text{M}_{3,6}$ $\frac{\text{Cl 55 HCO}_3 \text{ 44}}{\text{Na 83 Ca IO Mg 6 Fe I}}$ и CO_2 0,9 $\text{M}_{2,0}$ $\frac{\text{Cl 56 HCO}_3 \text{ 42}}{\text{Na 84 Mg IO}}$.

В группе Ликокских источников бассейна р.Ликокисцкали, левого притока р.Хевсуретской Арагви; здесь около 30 выходов; из них наиболее известен Чалиссопельский /289/:

CO_2 1,2 $\text{M}_{4,0}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 56 \ \text{Cl} \ 43}{\text{Na} \ 87 \ \text{Ca} \ 12}$. Рядом находится сильно опресненный источник: CO_2 0,55 $\text{M}_{0,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 64 \ \text{Cl} \ 13}{\text{Na} \ 64 \ \text{Ca} \ 18 \ \text{Mg} \ 16}$.

Из источников верховьев р.Сапилегорисхеви левого притока р. Хевсуретской Арагви, заслуживают внимания две: один следующего состава: CO_2 0,6 $\text{M}_{3,5}$ $\frac{\text{Cl} \ 59 \ \text{HCO}_3 \ 46}{\text{Na} \ 88 \ \text{Ca} \ 6}$ и другой, наблюдающийся у слияния рек Квишисхеви и Бисхеви /290/ -

CO_2 0,9 $\text{M}_{23,4}$ $\frac{\text{Cl} \ 63 \ \text{HCO}_3 \ 37}{\text{Na} \ 93 \ \text{Ca} \ 4}$.

Там же выбивает сильно опресненный углекисло - солено- щелочный источник: CO_2 0,6 Fe 0,016 $\text{M}_{1,1}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 50 \ \text{Cl} \ 46 \ \text{SO}_4 \ 4}{\text{Na} \ 74 \ \text{Ca} \ 12 \ \text{Mg} \ 10}$.

Источники Хахматистуданиссчала у водораздела Главного хребта и Ведзисвале на левом берегу Ведзисхеви характеризуются следующим

составом: CO_2 0,9 $\text{M}_{3,6}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 50 \ \text{Cl} \ 50}{\text{Na} \ 82 \ \text{Ca} \ 10}$ /292/ и

CO_2 $\text{M}_{7,9}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 52 \ \text{Cl} \ 47}{\text{Na} \ 89 \ \text{Ca} \ 6}$; рядом в овраге Мархвискуре выходят

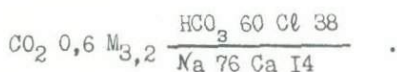
другие источники примерно такого же состава:

CO_2 0,7 $\text{M}_{6,1}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 62 \ \text{Cl} \ 38}{\text{Na} \ 82 \ \text{Mg} \ 10}$.

Источник CO_2 $\text{M}_{13,0}$ $\frac{\text{Cl} \ 54 \ \text{HCO}_3 \ 45}{\text{Na} \ 98}$, выходящий на Главном хребте, к востоку от с.Хахмати, связан со сланцами лейаса.

В районе с.Гудани, в пределах левого притока р.Гуданиспкали, бассейна Хевсуретской Арагви, известны многочисленные источники, химический состав одного из них:

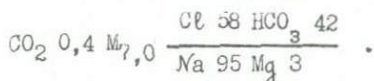
CO_2 1,1 $\text{M}_{4,8}$ $\frac{\text{HCO}_3 \ 54 \ \text{Cl} \ 44}{\text{Na} \ 81 \ \text{Ca} \ 10}$, другого Сурносхевского /у сел.Чис/:



Из источников сел. Гули, выходящих на левом берегу Хевсуретской Арагви, наиболее известен Кмотский:

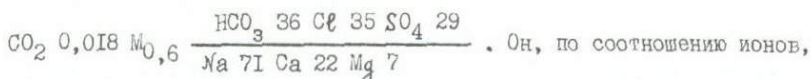


источники; химсостав одного из них:



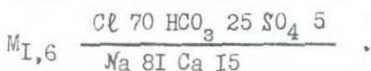
Таким образом в пределах Шовско - Часанаурской подзоны и Казбекско - Лагодехской зоны воды сланцев нижней и средней яры в связи с погружением структур более минерализованные.

В Пирикетской Хевсуретии среди углекислых источников выделяется неуглекислый Шатильский; химический состав:

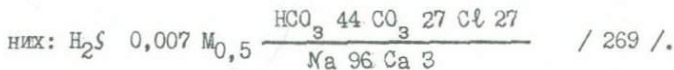


солено-щелочный, обогащенный сульфатом.

Менее опресненным является неуглекислый источник Муцо, выходящий на 0,5 км выше предыдущего. Он приурочен к сланцево-песчанистой толще лейаса. Химический состав его:



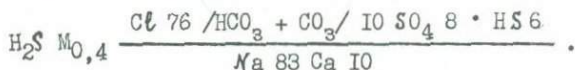
Термальные источники Торгвасабано /269/, расположенные в верховьях р. Стори, левого притока р. Алазани, выходят из сильно раздробленной песчано-сланцевой толще лейаса, на абсолютной высоте около 1900 м. Там известны три группы выходов; температура 36,7°C; вода сульфидная, неуглекислая. Химический состав главного /№ I/ из



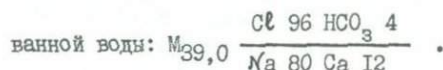
Выход Свианского сероводородного хлоридно-натриевого источника слабой минерализации /270/ наблюдается ниже Торгвасабано, в 5 км выше сел. Лечури.

Лагодехский источник /278/ наблюдается в ущелье р. Лагодехис-

цкали, в 7 км от с. Лагодехи, на абсолютной отметке около 400 м. Он приурочен к зоне разлома, проходящей в толще карбонатной свиты в. юрн. Обращает на себя внимание то, что, несмотря на низкую общую минерализацию /0,4 гр/л/, он хлоридно-натриевый и значительно сульфидный. Химический состав воды:



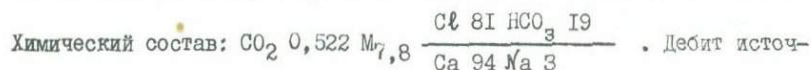
Источник Бакана, наблюдающийся у подножия Кахетинского хребта, в 23 км к западу от г. Телави, связан с флишем нижнего мела. Район тектонически относится к переходной зоне, расположенной между Кахетинским хребтом и Грузинской глыбой. Состав наиболее минерализо-



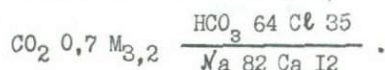
На основе вышеизложенного выясняется, что углекислые соленощелочные воды Пасанаурского района и низовьев р. Ишавской Арагви в восточно-юго-восточном направлении далеко не распространяются; самым восточным углекислым источником является Хевисчальский, выходящий в бассейне речки Ведзатхеви, вблизи с. Матани. Выход приурочен к нижнемеловому флишу. Состав его:



известны углекислые источники, среди которых следует отметить Омаловедза /297/, расположенный на берегу реки, в 1,5 км от сел. Омало, где обнажаются сланцы и песчаники лейаса. Газоносность ее слабая.



ника небольшой /297/. В 10 км от селения, по ущелью той же реки выходит второй источник - Чиго. Рядом обнажается песчано-сланцевая толща лейаса. Состав воды:



Однако ближе к Алазанской подзоне, а также к восточному погружению Кахетинского хребта начинают появляться "чисто" хлоридные источники. Как известно, водоносный комплекс области в пределах восточного погружения Южного склона и северного склона Антиклинория

в пределах территории Грузии только в Алазанской долине и в восточной части Кахетинского хребта перекрываются водоупорным третичным чехлом; в этих районах комплекс гидрогеологически является закрытым

Большой интерес вызывает Ахтальские лечебные грязевые сопки. Химический состав грязевого раствора:

$\text{CH}_4 \text{ M}_{6,3} \frac{\text{Cl } 85 \text{ HCO}_3 \text{ I } 5}{\text{Na } 94 \text{ Ca } 3 \text{ Mg } 3}$. Хлоридные воды грязевого раствора не могут быть генетически связаны с континентальной алазанской серией, откуда они выходят. Они, надо полагать, поступают из морских осадков, расположенных под этой серией. Это удостоверяется следующими данными. Химические анализы ахтальского грязевого раствора показывают, что в нем хлоридная вода разбавлена содовыми. Последние генетически не могут быть связаны с породами континентальной фации, какими являются осадки алазанской серии. Глубокие скважины, проведенные в данных осадках, нигде не вскрыли воду "чисто" содового типа. Последняя известковистая, пресная, хорошего питьевого качества. Общая ее минерализация не более 0,7 гр/л.

В Грузии формирование вод содового типа связывается с процессом выщелачивания и катионного обмена между современными метеорными водами /см. главу "Об условиях формирования химического состава подземных вод Грузии"/ и осадочных пород. Действительно в ахтальской сопочной грязи, содержание гидрокарбонатов значительное; в источнике окончания Кахетинского хребта общая минерализация которого 35 гр/л, количество гидрокарбонатов доходит до 2,3 гр/л, а в Патара Шори их 1,4 гр/л, а в рапе пховельской сопки, поступающей из маастрихских известняков, общая минерализация высокая

$\text{CH}_4 \text{ M}_{63,0} \frac{\text{Cl } 99}{\text{Na } 89}$, а количество гидрокарбонатов только 0,2 гр/л. Как видно, эта вода неразбавленная.

В с.с. Пховели и Зиари палеогеновые и меловые осадки зоны ореховского надвига богаты многочисленными источниками типа нефтяных месторождений. Химический состав Верисцаро, выходящего из известняков мела:

$\text{CH}_4 \text{ M}_{13,0} \frac{\text{Cl } 99}{\text{Na } 66 \text{ Mg } 29 \text{ Ca } 10}$; Шори, связанного с вулканогенным

мелом, нижеследующий: $\text{CH}_4 \text{ M}_{23,0} \frac{\text{Cl } 98}{\text{Na } 89}$; Напури, наблюдающегося в

верхнемеловых известняках: $\text{CH}_4 \text{ M}_{23,0} \frac{\text{Cl } 98}{\text{Na } 93}$; Иваниантшори, связанного с известняками мела:

$\text{CH}_4 \text{ M}_{36,0} \frac{\text{Cl } 99}{\text{Na } 96}$; Патара-шори, выходящего из песчаников эоцена:

$\text{CH}_4 \text{ M}_{13,0} \frac{\text{Cl HCO}_3 \text{ IO}}{\text{Na } 90}$ и Лакбе, связанного с делювием у Пховельского надвига: $\text{CH}_4 \text{ M}_{34,0} \frac{\text{Cl } 93}{\text{Na } 98}$.

В северной части Алазанской долины, в пределах подзоны Алазанского погружения, обнаружен достаточно мощный водоносный горизонт в четвертичных аллювиальных образованиях, в которых наблюдаются линзы водоупорных аллювиальных глин. Горизонт этот, называемый кварельским /Буачидзе/, питается водами как поверхностными, поступающими, в основном, из меловых и юрских известняков Южного склона.

Ресурсы питьевых вод Алазанского артезианского бассейна большие. ими широко пользуются жители Шида Кахетии. Химический состав питьевой воды из скважины /277/:

$\text{M}_{0,6} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 9I}}{\text{Ca } 68 \text{ Mg } 25}$.

В подзоне алазанского погружения широким распространением пользуется карбонатный водоносный горизонт нижнего мела и верхней юры, который гидрогеологически связан с остальной юрой, как это наблюдается везде в складчатой системе Южного склона.

Примерно в контактовой части Алазанской зоны с Шовско-Пасанарской подзоной, где выделяется известняковый горизонт нижнего мела и верхней юры, выходят сульфидные Шакианские и Октомбрианские минеральные источники, расположенные в Кварельском районе. Химический

состав первых: $\text{H}_2\text{S } 0,004 \text{ M}_{0,56} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 72 Cl } 26 \text{ HS } 5\text{I}}{\text{Na } 70 \text{ Ca } 22 \text{ Mg } 8}$ и вторых:

$\text{H}_2\text{S } 0,005 \text{ M}_{1,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 58 Cl } 32 \text{ SO}_4 \text{ 8}}{\text{Na } 64 \text{ Ca } 20 \text{ Mg } 16}$ /273/.

Источники эти сильно опреснены карстовыми водами известняков; выходы их многочисленные и дебит большой. Под алазанской серией из этого же известнякового водоносного горизонта с помощью глубокой скважины была получена минерализованная, значительно сульфидная термальная вода. Как видно, здесь, как и в Западной Абхазии, имеются благоприятные гидрогеохимические условия для формирования сульфидных вод типа Мацесты. В условиях полной гидрогеологической закрытос-

ти этот известняковый коллектор может содержать метан и нефть.

Заканчивая геолого-геохимический обзор минеральных вод восточного погружения Антиклинория и Южного склона необходимо отметить следующее. Сток подземных вод западной части Антиклинория направлен в сторону Предкавказья, где ближе к Русской платформе отмеченный комплекс наблюдается под молодыми водоупорными осадками. Здесь, в закрытой гидрогеологической структуре могут присутствовать хлоридные воды.

Как выясняется, водоносный комплекс восточных погружений Антиклинория, Южного и Северного склонов почти со всех сторон, исключая западную, перекрыт водоупорными осадками; область питания расположена в высокогорной западной части погружения. Отсюда сток подземных вод направлен в сторону регионального базиса эрозии Каспийского моря, в сторону Предкавказья, Алазанской и Иорской долин и Грузинской глыбы.

Из вышеизложенного явствует, что почти во всех погружениях, за исключением Алазанской долины и восточного окончания Кахетинского хребта, в вертикальном разрезе зона застоя отсутствует.

РАЗДЕЛ I. ОСНОВНЫЕ ВОДОНОСНЫЕ И ВОДОУПОРНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ.

Приведенные в предыдущих главах данные свидетельствуют о том, что молодые осадки республики менее раздроблены, чем аналогичного литологического состава древние породы; не одинаково водопроницаемы литологически однородные вулканогенные образования порфиритовой свиты байоса и среднего эоцена. На Артвинско-Болнисской глыбе верхний мел представлен туфогенными породами и известняками; первые из них значительно менее водообильны, чем вторые. Нередко осадки фациально довольно разнообразны как по простиранию пластов, так и по их падению; в зависимости от этого слои эти то водоупорны, то слабо водоносны, то, наоборот, водообильны. К сожалению, пока еще не установлены гидрогеологические параметры осадочных пород разного литолого-фациального характера, слагающих территорию Грузии, чтобы можно было произвести сравнение пород отдельных толщ по водоотдаче. В этом направлении работы только начались.

Контактирующие между собой водоносные образования, хотя и не одинаково водопроницаемые, но не разведенные водоупорными осадками, нами объединены в один водоносный комплекс. Это объединение оправдано также тем, что только в мощных гидрогеологических структурах единой гидродинамической системы можно выявлять как закономерности в гидрохимическом распределении минеральных вод, так и условия формирования их химического и газового состава.

В Грузии выделяются следующие водоносные и водоупорные образования /см. карту/:

1. Водоносные образования трещин выветривания кристаллических пород докембрия и нижнего палеозоя,

2. Водоносный комплекс средней и нижней юры, а также дизъюнкционной серии триаса и верхнего палеозоя, представленные сланцеватыми глинами и песчаниками, интенсивно дислоцированными и раздробленными. В зонах тектонических разломов встречаются весьма крупнодебитные источники, как, например, названы /вкладыш/ в ущелье р. Трусо и другие,

3. Водоносный горизонт вулканогенно-осадочных образований порфиритовой свиты байоса, в котором грубообломочные породы значительно более водообильны, чем песчано-туфогенные,

4. Водоупорные глинисто-мергелистые отложения верхней и средней юры /бат/. Эти осадки часто отсутствуют в батских кордильерах, на грузинской глыбе и в южной части южного склона Кавказского хребта; в этих местах водоносный байос и известняковый нижний мел слагают

внутриформационные гидрогеологические окна, через которые происходит миграция хлоридных вод из байоса; вода эта смешивается с современными метеорными инфильтрационными нижнего мела Колхидской зоны. Это объясняется местами хлоридный состав подземных вод нижнемеловых известняков, например, Хоргапирвели и др.,

5. Водоносный горизонт карбонатного флиша верхней кры южного склона Б.Кавказа,

6. Водоносные флишевые отложения нижнего мела. Особенно широко распространены они в пределах складчатой системы Южного склона /верховья р.Диди Лиавхи и др/. Нижняя часть отложений, как известно сложена глинистыми печаниками и песчаниками, а верхняя — карбонатным флишем; причем верхняя часть серии более водообильна, чем нижняя, но оба они интенсивно дислоцированы и рассечены зонами разломов,

7. Водоносный горизонт карбонатных отложений неоком-лузитана. Он распространен в Западной Абхазии до гумистинского меридиана, а также в Лагодехском, Кварельском и, частично, Ахметском районах,

8. Водоносный горизонт известняков неокома. Он исключительно распространением пользуется на Грузинской глыбе, где слагает основной водоносный горизонт; обычно он подстилается водоупорной пестроцветной серией верхней кры и перекрыт водоупорной глинисто-мергелистой частью среднего мела,

9. Водоупорные глинисто-мергелистые отложения сеномана, альба и верхов апта,

10. Водоносный горизонт верхнемелового карбонатного флиша Южного склона,

11. Водоносный горизонт верхнемеловых карбонатных отложений Аджаро-Триалетской складчатой системы,

12. Водоносный горизонт верхнемеловых вулканических и кластических отложений, сложенных кварцпорфирами, альбитофирами и их туфо-брекчиями, туфопесчаниками, туфами и известняками. Он в основном распространен в пределах Артвинско-Болнисской глыбы, где обычно подстилается кристаллическим субстратом или трещиноватыми юрскими осадками; перекрыт водоносным средним эоценом.

13. Водоносный горизонт нижнепалеогеновых и верхнемеловых известняков. Он широко распространен в пределах Колхидской зоны,

14. Спорадически обводненный боржомский флиш; мощно представлен он в районе Боржоми. Флиш этот, в общем, не очень водообилен, но местами встречаются выходы высокодебитных источников,

15. Водоносный комплекс среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений. Он широко и мощно представлен в Аджарии, слабее в Артвинско-Болнисской зоне. Породы комплекса не всюду являются одинаково пористыми, трещиноватыми и грубообломочными. Поэтому они местами хорошо водопроницаемы. Сравнительно слабой водопроницаемостью характеризуются туфовые толщи. Здесь андезитовые лавы и туфогены гидравлически связаны друг с другом и слагают раскрытую гидрогеологическую структуру.

Махинджаурская глубокая скважина прорезала чередование туфогенных песчаников и андезитовых лав и на большой глубине вскрыла весьма слабоминерализованную, похожую на минеральные источники Махинджаури. Видно, что там подземные воды разгружаются в бассейн Черного моря через "Аджарский гидрохимический язык" /см. главу "Некоторые особенности палеогеографии и палеогидрогеологии Грузии"/.

Вопросы водоносности верхнепалеоценовых и неогеновых образований в данном труде детально не разобраны, так как минеральные воды нефтеносных районов Грузии нами основательно не рассматриваются.

Алазанская серия представляет собой крупный водоносный артезианский бассейн; он, как известно, водообилен. Серия эта сложена чередованием водоносных песков и конгломератов и водоупорных глин; поэтому в целом серия эта водоупорная, для водоносных образований Кавказского хребта и Южного склона, подстилающие эту серию.

Плио-плейстоценовые трещиноватые лавовые потоки Джавахетской и Болнисской зон обильны пресными водами, но ввиду того, что в них наблюдается чередование делювиальных и озерных водоупорных глин, то в целом серия эта также является водоупорной для подлежащих водоносных свит. В подлежащих водоносных образованиях нередко наблюдаются углекислые магниевые воды, связанные с кисатобской /годердзской/ серией в пределах Джавахетии, и сульфатные нарзаны в Болнисской зоне.

Морские и отчасти лагунные отложения олигоцена и верхнего эоцена являются водоупорным комплексом для подлежащих водоносных образований. Они представлены, главным образом, в пределах Грузинской глыбы и на Артвинско-Болнисской глыбе.

Для выявления решающей роли гидрогеохимических и гидродинамических условий для формирования химического и газового состава минеральных вод Грузии и их закономерного распределения в осадках, необходимо было объединить соседние водоносные образования в единый мощный комплекс /или горизонт/, погружающийся в сторону регионально-го базиса эрозии, где не происходит разгрузка вод, ибо в мало мощных

осадках, особенно в вертикальном разрезе закономерности в химическом и динамическом распределении вод невозможно выявить. Таковыми являются, например, верхнемеловой – нижнепалеогеновый известняковый горизонт в пределах Колхидской зоны, расположенной южнее Южной известняковой полосы Мегрелии и Абхазии и восточные погружения Триалетии., Южного склона, Антиклинория и Болнисской глыбы. Известно, что на вышеотмеченные водоносные образования неоднократно действовали горообразовательные процессы, вызвавшие трещиноватость пород. В результате этого такие соседние осадки гидрогеологически объединились друг с другом; поэтому здесь мы имеем дело с единым водоносным комплексом, в котором в зонах затрудненной циркуляции и застоя, а в областях углекислых вод и в зоне активной циркуляции распространены минеральные воды /см. главу "Об условиях формирования химического состава минеральных вод"/. На этом основании гидрогеологически объединены нами все осадочные образования Антиклинория и Южного склона. Эти образования разной фильтрационной способности не отделены друг от друга практически водоупорным комплексом /или горизонтом/.

В Аджаро-Триалетской складчатой системе объединены верхнемеловые известняки, флиш палеоцена и нижнего эоцена и вулканогенный средний эоцен. На бальнеологическом участке Тбилисского артезианского бассейна установлено режимное влияние подземной воды боржомского флиша, полученной в скважине № I, на термы и воды мелких буровых скважин среднего эоцена бальнеологического участка /см. главу "Геолого-химическая характеристика областей распространения главных типов минеральных вод Грузии"/. Воды указанных свит одного состава и их минерализация почти одинаковая.

Если породы боржомского флиша и среднего эоцена гидрогеологически объединены друг с другом, то следует допустить, что под ними в верхнемеловых известняках воды должны быть тоже объединенными с водами флиша и среднего эоцена; это подтвердилось данными глубокой скважины, проведенной в пределах Тбилисского артезианского бассейна. В сводовой части лисской антиклинали, как известно /см. ту же вышеотмеченную главу/, под мощными палеогеновыми осадками в верхнемеловых известняках получены воды, по общей минерализации и соотношению ионов, идентичные с водами бальнеологического участка; воды эти слабой минерализации, современные, метеорные, инфильтрационные.

На этом основании можно допустить, что в пределах Триалетской

складчатой системы известняковый верхний мел, терригенный боржомский флиш и вулканогенный средний эоцен слагают единый водоносный комплекс, а на Южном склоне и в пределах Антиклинория, все свиты мезозоя /включая триава/ и верхнего палеозоя.

И. М. Буачидзе /1970/ на боржомском месторождении содовых вод между боржомским флишем и верхним мелом допускает наличие водоупорного барьера, так как боржомская содовая вода из верхнемеловых известняков не поступает в флиш на наш взгляд, из-за наличия здесь диабазовой пластовой жилы.

В Бзыбской глубокой скважине, заданной в сводовой части антиклинали, из ааленских осадков, залегающих под мелом и средней юрой, получена вода слабой минерализации сульфатно-гидрокарбонатно-слабохлоридная вода, а в пределах западного погружения собственно складчатой системы Южного склона и Антиклинория, хлоридные воды не наблюдаются; все это позволяет предположить, что здесь мезозойские образования объединены в единый водоносный комплекс; они слагают зоны как активной, так и затрудненной циркуляций; поэтому содержат они современные метеорные инфильтрационные воды, так как разгрузка древних хлоридных вод уже произошла, в основном, через "гагрский гидрохимический язык". /см. главу "Некоторые особенности палеогеографии и палеогидрогеологии Грузии"/.

Как известно /см. "Обзор геологического строения Грузии" и "Вопросы палеогеографии и палеогидрологии Грузии"/, основные водоносные образования Грузии в горизонтальном направлении то утоняются, то, наоборот, утолщаются, а местами и выклиниваются. Нередко по вертикали выделяется несколько основных водоносных образований.

Выше было отмечено, что в пределах Южного склона и Антиклинория все осадки объединены в единый верхнепалеозойско- мезозойский водоносный комплекс. Однако, известно, что там не всюду представлен полный разрез мезозоя; местами они, как известно, размывы; в других местах отложения трансгрессивны. Это хорошо видно как на разрезах, так и на карте № I.

Глава У. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ГРУЗИИ

История развития структурно-гидродинамических и геохимических условий водоносных образований Грузии определяется степенью подвижности подземных вод, разнообразием химизма последних и зональностью в распределении их в земной коре.

РАЗДЕЛ I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЗМА ВОД ГРУЗИИ

На тонкоизмельченную среднюю пробу пород мы наливали дистиллированную воду. На 60 граммов породы наливали 300 млг воды. Эта смесь подвергалась 2-х часовому механическому взбалтыванию и отстаивалась в течение суток.

Определялись Ca, Mg, Cl, SO_4 , HCO_3 и CO_3 .

Выводы, полученные на основе данных вытяжек, оказались весьма интересными.

В сухумской скважине № 3 вытяжки были получены из карбонатов датского и маастрихтского ярусов. Керны были доставлены из глубин 685 м и глубже.

Как известно, верхнемеловой водоносный горизонт Южной известняковой полосы Абхазии и Мегрелии на южных крыльях брахиантиклинали ближе к сводам содержали хлоридные воды типа Менджи. Первая вытяжка из известнякового kernового материала оказалась, в основном, хлоридно-натриевой /см. табл. /. Данная порода, по-видимому, размывалась минерализованной хлоридной водой типа Менджи. После доставки kernов на поверхность земли в их трещинах в результате испарения воды образовывались налеты хлорнатриевой соли. Несколько кальциевый характер воды, по-видимому, вызван был обменной адсорбцией между кальцием породы и натрием воды. Во второй вытяжке слаборастворимых щелочно-земельных солей вызывало, как и следовало ожидать, резкое понижение /в три раза/ общей минерализации вытяжки, а в третьей, помимо растворения происходила обменная адсорбция между кальцием воды и натрием породы.

Правильность этого заключения удостоверялась данными водной вытяжки kernов из известняков маастрихта, доставленных с глубины 709-715 м той же скважины № 3 /см. п/№ 4 в таблице/. Первая вытяжка

оказалась карбонатно-хлоридно-щелочноземельной, так как в верхнемеловом водоносном горизонте — в нижней переходной гидрогеологической зоне встречаются лишь только разбавленные "чисто" натриевые хлоридные воды типа Менджи. Можно допустить, что здесь произошла обменная адсорбция между натрием хлоридной воды, поглощенным в породе кальцием. Во второй вытяжке поглощенный породой натрий, по-видимому, перешел в раствор. По результатам анализа третьей вытяжки можно заключить, что поглощенный породой натрий почти полностью был вытеснен второй вытяжкой.

Аналогичное гидрогеохимическое явление наблюдалось и в третьей водной вытяжке, полученной из известняков того же возраста, взятых с большей /73I - 74I м/ глубины /см. в таблице № 7,8,9/.

Сухумской скважиной № 4 после палеоценовых песчано-глинистых известняков небольшой мощности /до 15 м/ прорезаны были сильно трещиноватые и закарстованные известняки дат-маастрихта. Они обнажаются на поверхности земли чуть севернее скважины, у моста через р. Беслетулы. Из интервала 75-105 м доставлены были керны песчаных известняков отмеченного возраста. Этот интервал совпадает с зоной активной циркуляции. Как видно из таблицы /см. п/ № 10/, водная вытяжка здесь, в отличие от пресной воды источников, содержит натрий и сульфаты. Объяснение этого явления было дано выше.

Примерно аналогичная геохимическая обстановка для формирования химсостава водных вытяжек наблюдается по всей мощности верхнемеловых известняков до глубины 84I м; лишь в одном месте первая вытяжка оказалась "чисто" натриевой /№ 16/ или "чисто" щелочно-земельной /п/ № 26,31,33/; обычно они натриево-щелочно-земельные и щелочно-земельно-натриевые. По анионному составу, они, обычно, гидрокарбонатные и слабо сульфатные, реже "чисто" карбонатно-гидрокарбонатные или сульфатно-гидрокарбонатные, если породы сульфидизированы.

Важно отметить и то, что во второй вытяжке, а местами и в третьей /см. № 16,19,28,37/ натрия было значительно больше. Если допустить, что до первой вытяжки на кернах имелись налеты натриевых солей, полученные в результате испарения воды, то во второй и в третьей вытяжках присутствие натрия нельзя связать с отмеченным явлением. В этом случае следует допустить, что песчаные известняки местами содержали ионы натрия в поглощенном виде.

В первых водных вытяжках из известняков нижнего мела той же скважины обращает на себя внимание местами некоторое количество ио-

Таблица

Данные водных вытяжек

№	место взятия пробы	глубина взятия пробы в м	наимен. породы	возраст	Химическая формула	вы- тяж- ка
I	2	3	4	5	6	7
I.	Сухум- ская скв. № 3	685- 689	извест. песчан.	дат-маа- стрихт	$M_{O,16} \frac{Cl_{58} HCO_3 SO_4 I_8}{Na_{54} Ca_{30}}$	I
2.	"	"	"	"	$M_{O,05} \frac{HCO_3 I_1 CO_3 25}{Ca_{63} Mg_{20}}$	2
3.	"	"	"	"	$M_{O,6} \frac{HCO_3 67 CO_3 I_3 SO_4 II}{Ca_{60} Na_{28}}$	
4.	"	709 - 715	"	"	$M_{O,I} \frac{HCO_3 45 Cl_{31}}{Ca_{45} Mg_{37}}$	I
5.	"	"	"	"	$M_{O,6} \frac{HCO_3 58 SO_4 I_8}{Ca_{51} Na_{26} Mg_{23}}$	2
6.	"	"	"	"	$M_{O,05} \frac{HCO_3 76 SO_4 I_7}{Ca_{68} Mg_{24}}$	3
7.	"	731- 741	"	"	$M_{O,I4} \frac{Cl_{42} HCO_3 30 SO_4 29}{Ca_{65} Mg_{28}}$	I
8.	"	"	"	"	$M_{O,07} \frac{HCO_3 57 SO_4 24}{Ca_{57} Na_{31}}$	2
9.	"	"	"	"	$M_{O,07} \frac{HCO_3 65 CO_3 I_4 SO_4 I_2}{Ca_{65} Mg_{28}}$	3
10.	" №4	76 - 105	"	"	$M_{O,08} \frac{SO_4 42 HCO_3 30 CO_3 24}{Ca_{46} Na_{39}}$	I
11.	"	"	"	"	-	
12.	"	"	"	"	-	

I	2	3	4	5	6	7
13.	Сухум. СКВ. № 4	192- 197	извест.	дат-маа- стрихт	M _{0,08} $\frac{\text{HCO}_3 38 \text{ SO}_4 34 \text{ CO}_3 \text{ I5}}{\text{Ca 52 Na 35}}$	I
14.	"	"	"	"	-	
15.	"	"	"	"	-	
16.	"	237- 239	"	"	M _{0,09} $\frac{0,98 \text{ HCO}_3 35}{\text{Na89 Mg 7}}$	I
17.	"	"	"	"	M _{0,08} $\frac{\text{HCO}_3 0,2 \text{ I Cl 18 CO}_3 \text{ I3}}{\text{Na44 Ca43}}$	2
18.	"	"	"	"	-	3
19.	" № 4	300- 305	"	"	M _{0,07} $\frac{\text{HCO}_3 47 \text{ SO}_4 27 \text{ CO}_3 2 \text{ I}}{\text{Ca52 Na36}}$	I
20.	"	"	"	"	M _{0,09} $\frac{0,35 \text{ HCO}_3 27 \text{ Cl 19}}{\text{Na55 Ca32 Mg 12}}$	2
21.	"	"	"	"	M _{0,06} $\frac{\text{HCO}_3 78 \text{ CO}_3 18 \text{ SO}_4 16}{\text{Ca48 Na35 Mg 17}}$	3
22.	"	371- 389	"	"	M _{0,1} $\frac{\text{HCO}_3 43 \text{ SO}_4 42}{\text{Na50 Ca43}}$	I
23.	"	"	"	"	M _{0,08} $\frac{\text{HCO}_3 49 \text{ SO}_4 22}{\text{Na59 Ca34}}$	2
24.	" №4	371- 239	"	"	-	
25.	"	417- 430	"	"	M _{0,05} $\frac{\text{HCO}_3 77 \text{ Cl 15}}{\text{Ca77 Mg 18}}$	I
26.	"	"	"	"	M _{0,05} $\frac{\text{HCO}_3 76 \text{ SO}_4 18}{\text{Ca76 Mg 19}}$	2
27.	"	"	"	"	M _{0,04} $\frac{\text{HCO}_3 80 \text{ SO}_4 11}{\text{Ca80 Mg 13}}$	3

I	2	3	4	5	6	7
28.	"	439- 491	"	"	M _{0,06} $\frac{\text{HCO}_3 40 \text{ SO}_4 33 \text{ CO}_3 \text{ I5}}{\text{Na18 Ca33}}$	I
29.	"	"	"	"	M _{0,08} $\frac{\text{HCO}_3 51 \text{ SO}_4 26}{\text{Na50 Ca37}}$	2
30.	"	"	"	"	M _{0,06} $\frac{\text{HCO}_3 71 \text{ CO}_3 \text{ SO}_4 \text{ I2}}{\text{Ca51 Mg 27 Na22}}$	3
31.	"	"	"	сеном и турон	M _{0,07} $\frac{\text{HCO}_3 48 \text{ SO}_4 30 \text{ Cl II}}{\text{Ca65 Na20}}$	I
32.	"	"	"	"	M _{0,07} $\frac{\text{HCO}_3 59 \text{ SO}_4 25}{\text{Ca54 Na25}}$	2
33.	"	560- 565	"	"	M _{0,06} $\frac{\text{HCO}_3 76 \text{ SO}_4 \text{ I7 Cl 7}}{\text{Ca69 Na18}}$	I
34.	"	560- 565	"	"	M _{0,07} $\frac{\text{HCO}_3 \text{ SO}_4 26 \text{ CO}_3 21}{\text{Na53 Ca37}}$	I
35.	"	"	"	"	M _{0,06} $\frac{\text{HCO}_3 54 \text{ SO}_4 23 \text{ CO}_3 \text{ I2}}{\text{Ca48 Na33}}$	2
36.	"	"	"	"	M _{0,07} $\frac{\text{HCO}_3 60 \text{ SO}_4 \text{ I7 CO}_3 \text{ I2}}{\text{Ca60 Mg 25}}$	3
37.	"	658- 666	"	сеноман и альб	M _{0,13} $\frac{\text{SO}_4 41 \text{ HCO}_3 25 \text{ CO}_3 25}{\text{Na68 Ca35}}$	I
38.	"	"	"	"	M _{0,09} $\frac{\text{HCO}_3 37 \text{ SO}_4 30 \text{ CO}_3 25}{\text{Na52 Ca33}}$	2
39.	"	"	"	"	M _{0,08} $\frac{\text{HCO}_3 55 \text{ SO}_4 \text{ I8 CO}_3 \text{ I8}}{\text{Na46 Ca41}}$	3
40.	"	880- 892	"	"	M _{0,09} $\frac{\text{SO}_4 46 \text{ HCO}_3 41 \text{ Cl I3}}{\text{Ca 45 Na42}}$	I

1	2	3	4	5	6	7
41.	Сухумс-880- кая скв.892 № 4	извест.	апт	M _{0,06}	$\frac{\text{HCO}_3 71 \text{ SO}_4 24}{\text{Ca} 59 \text{ Na} 28}$	2
42.	"	"	"	M _{0,05}	$\frac{\text{HCO}_3 86 \text{ SO}_4 9}{\text{Ca} 78 \text{ Mg} 20}$	3
43.	"	"	"	баррем M _{0,08}	$\frac{\text{SO}_4 37 \text{ HCO}_3 33 \text{ C} 20}{\text{Ca} 62 \text{ Na} 25}$	I
44.	"	"	"	M _{0,06}	$\frac{\text{HCO}_3 70 \text{ SO}_4 25}{\text{Ca} 65 \text{ Mg} 23 \text{ Na} 12}$	2
45.	"	"	"	M _{0,04}	$\frac{\text{HCO}_3 81 \text{ SO}_4 14}{\text{Ca} 61 \text{ Mg} 24}$	3
46.	"	961- 967	"	"	$\frac{\text{SO}_4 49 \text{ HCO}_3 25 \text{ Cl} 17}{\text{Ca} 47 \text{ Na} 31 \text{ Mg} 23}$	I
47.	"	"	"	"	$\frac{\text{HCO}_3 \text{ CO}_3 25 \text{ SO}_4 14}{\text{Ca} 62 \text{ Na} 28}$	2
48.	"	"	"	"	$\frac{\text{HCO}_3 58 \text{ CO}_3 23 \text{ SO}_4 13}{\text{Mg} 50 \text{ Ca} 41}$	3
49.	"	982	"	"	$\frac{\text{SO}_4 4 \text{ Cl} 24 \text{ HCO}_3 23}{\text{Ca} 48 \text{ Mg} 46 \text{ Na} 6}$	I
50.	"	"	песчан. извест.	"	-	
51.	"	"	"	"	-	
52.	"	972- 1025	"	"	$\frac{\text{HCO}_3 41 \text{ SO}_4 35 \text{ Cl} 15}{\text{Ca} 60 \text{ Na} 21}$	I
53.	"	"	"	"	$\frac{\text{HCO}_3 49 \text{ SO}_4 33}{\text{Ca} 49 \text{ Mg} 30}$	2
54.	"	"	"	"	$\frac{\text{HCO}_3 63 \text{ SO}_4 18 \text{ Cl} 14}{\text{Ca} 63 \text{ Mg} 32}$	3

I	2	3	4	5	6	7
55.	"	I05I- I08I	"	"	$M_{O,07} \frac{HCO_3 40 SO_4 23 Cl 22}{Ca 53 Na 25 Mg 22}$	I
56.	"	"	"	"	$M_{O,07} \frac{SO_4 35 HCO_3 33 CO_3 22}{Ca 43 Mg 39}$	2
57.	"	"	"	"	$M_{O,06} \frac{HCO_3 43 CO_3 24 SO_4 2I}{Ca 49 Na 34}$	3
58.	"	I095- II00	"	"	$M_{O,08} \frac{HCO_3 42 SO_4 23 Cl 20}{Ca 47 Na 38}$	I
59.	"	"	"	"	$M_{O,07} \frac{HCO_3 60 SO_4 23}{Ca 44 Na 36}$	2
60.	"	"	"	"	$M_{O,06} \frac{HCO_3 64 SO_4 17 CO_3 13}{Ca 64 Na 26}$	3
61.	Сухумск. скв. № 6	380	Глины	олиго- цен	$M_{O,74} \frac{Cl 56 SO_4 2I HCO_3 20}{Na 90 Ca 7}$	I
62.	"	"	"	"	-	
63.	"	"	"	майкоп. свита	-	
64.	"	54I- 550	глины песчан.	верхн. эоцен	$M_{I,06} \frac{Cl 62 SO_4 32}{Na 9I Ca 8}$	I
65.	"	"	"	"	$M_{O,14} \frac{HCO_3 77 SO_4 17}{Na 6I Ca 30}$	3
66.	"	"	"	"	$M_{O,2} \frac{HCO_3 5I SO_4 37}{Na 79 Ca 16}$	2
67.	"	"	мергели	"	$M_{O,38} \frac{HCO_3 57 Cl 36}{Na 84 Ca 12}$	I
68.	"	"	"	эоцен	-	
69.	"	"	"	"	-	
70.	Сухумск. скв. № 5	25- 3I	глины	майкоп. глины	$M_{2,8} \frac{SO_4 87 Cl 12}{Na 38 Ca 5I Mg 3I}$	I

I	2	3	4	5	6	7
71.	"	"	"	олиго- цен	$M_{0,7}$ $\frac{SO_4 97 Cl 3}{Ca 55 Mg 35}$	2
72.	"	59- 68	"	"	$M_{2,5}$ $\frac{SO_4 80 HCO_3 12}{Na 43 Ca 31 Mg 26}$	I
73.	"	"	"	"	$M_{0,88}$ $\frac{SO_4 95 HCO_3 3}{Ca 55 Mg 33}$	2
74.	"	"	"	"	$M_{0,14}$ $\frac{SO_4 81 HCO_3 16}{Ca 55 Mg 37}$	3
75.	"	68- 72	"	майкоп. глины	$M_{3,0}$ $\frac{SO_4 78 Cl 18}{Na 80 Ca 19}$	I
76.	"	"	"	олиго- цен	$M_{1,5}$ $\frac{SO_4 95 HCO_3 4}{Ca 51 Na 39}$	2
77.	"	"	"	"	$M_{0,9}$ $\frac{SO_4 93 HCO_3 6}{Ca 90 Mg 9}$	I
78.	"	475- 492	"	"	$M_{2,3}$ $\frac{SO_4 79 Cl 18}{Na 72 Ca 27}$	I
79.	"	"	"	"	$M_{1,1}$ $\frac{SO_4 95 HCO_3 4}{Ca 64 Na 30}$	2
80.	"	"	"	"	$M_{1,1}$ $\frac{SO_4 95 HCO_3 4}{Ca 78 Na 7}$	3
81.	"	662- 285	мергели	верхн. эоцен	$M_{0,5}$ $\frac{Cl 45 HCO_3 30 SO_4 20}{Na 90 Ca 5}$	I
82.	"	"	"	"	-	
83.	"	"	"	"	-	
84.	"	746- 758	"	"	$M_{0,26}$ $\frac{Cl 50 HCO_3 35 CO_3 II}{Na 88 Ca 7}$	I
85.	"	"	"	"	$M_{0,13}$ $\frac{HCO_3 94 Cl 3}{Na 45 Ca 29 Mg 25}$	2

I	2	3	4	5	6	7
86.	Сухум- сква №5	746- 758	мергели	верхн. эоцен	-	
87.	Тквар- чельск. сква № I	113- 129	порфирит. свита	байос	M _{0,07}	$\frac{HCO_3 46 \quad SO_4 28 \quad Cl \quad 16}{Ca 61 \quad Mg \quad 20}$ I
88.	"	"	"	"		-
89.	"	"	"	"		-
90.	"	148- 167	"	"	M _{0,12}	$\frac{HCO_3 51 \quad SO_4 41}{Ca 47 \quad Na 31}$ I
91.	"	"	"	"		-
92.	"	"	"	"		-
93.	"	187- 193	"	"	M _{0,09}	$\frac{HCO_3 58 \quad SO_4 33}{Ca 45 \quad Na 38}$ I
94.	"	"	"	"		-
95.	"	"	"	"		-
96.	"	236- 242	"	"	M _{0,13}	$\frac{HCO_3 66 \quad SO_4 30}{Na 63 \quad Ca 26}$ I
97.	"	"	"	"		-
98.	"	"	"	"		-
99.	"	"	"	"	M _{0,09}	$\frac{HCO_3 59 \quad SO_4 33}{Na 54 \quad Ca 32}$ I

нов хлора /п/ № 43, 49, 55, 58/, но известно, что нижнемеловой горизонт Колхиды почти повсеместно содержит слабо минерализованную термальную воду, в которой хлориды присутствуют только местами и то в незначительном количестве. Сульфатность и натриевость в последующих вытяжках постепенно уменьшались. Хлоридность в нижнемеловых ядрах той же скважины, на наш взгляд, следует объяснить следующим образом. В трещинах известняков циркулировали хлоридные воды, мокрота которых в доставленном ядре испарилась; в результате образовались налеты соли в трещинах пород.

Они поступали из юры через зону разлома; наличие последнего установлено вдоль южной окраины сухумской антиклинали, на своде, вблизи которого была проведена скважина. Кальциевый характер вытяжки подкрепляет это предположение.

В Сухумской скв. №6 были получены водные вытяжки из майкопских глин с глубины 380 м. Скважина ниже 541 м прорезала верхнемеловые мергели; водные вытяжки получены были с глубины 380 и 541-550 м /см. в таблице п/№ 61 - 67/. В первых вытяжках наблюдались натриевые, хлоридные растворы /см. п/№ 61, 64/. В одном случае была получена гидрокарбонатно-хлоридная вода /п/№ 67/. Видно, что как в глинах, так и в мергелях циркулируют разбавленные минерализованные хлоридные воды. В последующих вытяжках, как и следовало ожидать, хлоридность не наблюдалась, натриевость же уменьшилась, а гидрокарбонатность возрасла в мгр. экв.-%-ах; из-за помутнения раствора последующие вытяжки не были произведены.

Сухумская скважина № 5 прорезала сильно гипсоносные глины майкопской серии; поэтому высокая минерализация первой вытяжки из глины, взятой с глубины 25-31 м /№70/, и ее "чисто" сульфатный и щелочно-земельный характер вполне закономерное явление, так как в зоне активной циркуляции хлориды и поглощенные в породах натрий-ионы промыты.

Вторая вытяжка не только "чисто" сульфатная, но и "чисто" щелочно-земельная. Видно, что вытеснение натрия из породы было почти полностью завершено. Такая же картина наблюдалась и в водной вытяжке из пород той же свиты, доставленных с глубины 59-68 м /п.72/. В третьей вытяжке /п/№ 74/ вода являлась сульфатной и щелочноземельной, но в ней наблюдались и гидрокарбонаты /16 мгр. экв.-%-ах/.

С глубины, примерно, 70 м химизм первой водной вытяжки из той же свиты, по катионному составу, резко отличался от химизма водной вытяжки из пород более верхних горизонтов разреза. Вода эта "чисто" натриевая /см. п.75/. Следует отметить, что примерно, аналогичного состава оказалась первая водная вытяжка из майкопской глины той же скважины, взятой с глубины 475-492 м /см. п/№ 78/. Глауберовый характер вытяжки с глубины 475-492 м указывает на наличие в этом интервале зоны затрудненной циркуляции. Однако такой же состав вытяжки на глубине 68-72 м можно объяснить тем, что верхняя граница структуры, сложенная породами морской фазы выщелачивания, доходит до указанной глубины, или же на этой глубине /70 м/ прорезана зона,

в которую поступает глауберова вода из зоны затрудненного водообмена. Третья вытяжка стала почти "чисто" гипсовой, по-видимому, вследствие почти полного израсходования натрия, поглощенного в породах первой, особенно же второй вытяжки /п/№ 79,80/.

Из этой же скважины с глубины 662-685 м была получена водная вытяжка из верхнеэоценовой мергелистой породы. Здесь, в отличие от вытяжек из пород майкопской серии, обращает на себя внимание наличие всех трех основных анионов. Сульфатность результат окисления сульфидов. Верхнеэоценовые мергели здесь, как известно, негипсоносные. Значительная хлоридность, "чисто" натриевый характер и повышенная общая минерализация первой водной вытяжки верхнеэоценовых мергелей вызвано тем, что они на отмеченной глубине слагают закрытую гидрогеологическую структуру, в которой сформирована вода типа Менджи.

Высказанное мнение подтверждается химическими анализами водных вытяжек из тех же верхнеэоценовых мергелей той же скважины, но взятых с глубины 746 - 758 м /№ 84/г Она здесь оказалась намного более хлоридной, натриевой и карбонатной и почти несulfатной.

Водная вытяжка была получена из пород порфиритовой свиты байоса Ткварчельского района, вскрытой скважиной № I. Результаты оказались интересными в том отношении, что "чисто" щелочноземельный характер с глубиной становился натриевым; это результат вытеснения из породы поглощенного натрия /п/№ 87 - 99/.

Постепенное возрастание с глубиной натриевости можно объяснить наличием здесь переходной полосы между зонами активной и затрудненной циркуляций.

Интересны результаты водных вытяжек из кернов пород глубоких скважин Тбилиси. Например, после выщелачивания кернов глубокой скважины № 3 из верхнеэоценовой свиты, доставленных с глубины 38 м, была получена вытяжка следующего состава:

$$M_{O,06} \frac{HCO_3 \ 64 \ SO_4 \ 30}{Ca \ 58 \ Mg \ 33}, \text{ на глубине } 1078 \text{ м она оказалась нижеследующего состава: } M_{O,14} \frac{SO_4 \ 76 \ HCO_3 \ 2I}{Na66 \ Mg2I \ Ca13} .$$

Примерно такая же картина наблюдается и в водных вытяжках кернов скважин № 4 и 5.

Результаты их анализов приводятся в таблице . Просмотр этих данных показывает, что вытяжки с глубиной становились все более и

более натриевыми. Видно, что хлоридные воды не результат выщелачивания пород; полученные в скважине хлоридно-кальциевого типа воды, возможно, подтверждают высказанное выше мнение о том, что хлоридно-кальциевые воды поступают из соседней геотектонической зоны /глубы/

В нашем распоряжении имеются водные вытяжки кернов глубоких скважин участков нефтяных месторождений Норю, Марткоби и Сацхени-си; расположены они в пределах восточного окончания михетско-сабадурской антиклинали. Скважинами прорезаны были породы майкопской серии и сарматских осадков; анализы водных вытяжек были произведены Химическим институтом Академии Наук Груз.ССР.

Глубины пересечения водоносных пластов и взятия проб варьируют в пределах 1000 - 1366 м.

Все вытяжки оказались почти "чисто" натриевыми, обычно же собственно содовыми и несколько глауберовыми. Одни и те же нефтеносные пласты были прорезаны скважинами на разных глубинах; водные вытяжки пород оказались однообразными. В структурах, сложенных этими водоносными пластами, оказались нефть или хлоридные воды типа нефтяных месторождений.

Таким образом, как выясняется, на глубине 1000 - 1400 м нефтеносные пачки слагают гидрогеохимическую зону, в породах которой поглощены ионы натрия.

Путем выщелачивания пород, доставленных с разных глубин, гипсовыми и известковистыми водами, выяснилось, что с глубиной степень замещения кальция воды натрием пород возрастает.

Все это подтверждает наше предположение, что в природе содовые или глауберовые подземные воды обычно формируются в условиях затрудненной циркуляции, в результате обменной адсорбции между кальцием воды и натрием пород зоны затрудненного водообмена. Этим объясняется почти "чисто" натриевый состав вод бальнеологического курорта.

Заключение о том, что вытяжки горных пород морского происхождения на большой глубине становятся "чисто" натриевыми, подтверждается и данными анализов водных вытяжек из кернов нефтеносных районов Восточной Грузии /проф. П. Гогоришвили/; все они доставлены были из разных глубин. Выяснилось, что в пределах 1000 - 1200 м имеется благоприятная гидрогеохимическая обстановка для формирования почти "чисто" натриевой воды, в результате обменной адсорбции между кальцием современной метеорной инфильтрационной воды и нат-

рием, поглощенным в породах зоны затрудненной циркуляции.

Весьма интересны и данные водных вытяжек кернов неогеновых осадков, доставленных из разных глубин в нефтеносных районах Грузии. Результаты анализов приводятся ниже:

тарибанской скважины № 9 из интервала 2360 - 2368 м:	$M_{O,1}$	$\frac{HCO_3 \ 70 \ SO_4 \ 16 \ Cl \ 14}{Na \ 76 \ Ca \ 14 \ Mg \ 10}$,
- " - 2316 - 2463 м:	$M_{O,22}$	$\frac{HCO_3 \ 70 \ Cl \ 17 \ SO_4 \ 14}{Na \ 89 \ Ca \ 7}$,
тарибанской скважины № 15 из интервала 2525 - 2536 м:	$M_{O,054}$	$\frac{HCO_3 \ 80 \ SO_4 \ 12 \ Cl \ 7}{Na \ 85 \ Ca \ 9}$,
тарибанской скважины № 23 из интервала 1035 - 1031 м:	$M_{O,10}$	$\frac{HCO_3 \ 57 \ CO_3 \ 23 \ Cl \ 11}{Na \ 73 \ Ca \ 14 \ Mg \ 13}$,
- " - 2199 - 2204 м:	$M_{O,15}$	$\frac{HCO_3 \ 71 \ SO_4 \ 19 \ Cl \ 9}{Na \ 84 \ Mg \ 9 \ Ca \ 7}$,
скважины Кила - Купра из интервала 1380 - 1385 м:	$M_{O,12}$	$\frac{HCO_3 \ 57 \ SO_4 \ 36 \ Cl \ 7}{Na \ 67 \ Ca \ 23 \ Mg \ 10}$,
- " - 1920 - 1928 м:	$M_{O,13}$	$\frac{HCO_3 \ 48 \ CO_3 \ 22 \ SO_4 \ 25}{Na \ 74 \ Ca \ 19 \ Mg \ 8}$,
байда-чатминской скв. № 1 из интервала 682 - 697 м:	$M_{O,2}$	$\frac{HCO_3 \ 53 \ CO_3 \ 16 \ Cl \ 26}{Na \ 98 \ Mg \ 2}$,
байда-чатминской скв. № 3 из интервала 1515 - 1520 м:	$M_{O,3}$	$\frac{HCO_3 \ 65 \ CO_3 \ 12 \ Cl \ 23}{Ca \ 67 \ Na \ 23 \ Mg \ 10}$,
- " - 1537 - 1514 м:	$M_{O,12}$	$\frac{HCO_3 \ 51 \ CO_3 \ 21 \ Cl \ 21}{Ca \ 52 \ Mg \ 25 \ Na \ 23}$,
тарибанская скв. № 18 из интервала 1603 - 1611 м:	$M_{O,08}$	$\frac{HCO_3 \ 68 \ SO_4 \ 17 \ Cl \ 15}{Na \ 74 \ Mg \ 13 \ Ca \ 12}$,
- " - 2741 - 2747 м:	$M_{O,23}$	$\frac{HCO_3 \ 65 \ Cl \ 23 \ SO_4 \ 12}{Na \ 86 \ Mg \ 8 \ Cl \ 6}$,

тарибанская скв. № 18 из интервала 2816 - 2823 м:	$M_{O,19}$	$\frac{HCO_3 \ 74 \ SO_4 \ 22}{Na \ 76 \ Ca \ 13}$,
тарибанской скв. № 9 из интервала 435 - 444 м:	$M_{O,18}$	$\frac{HCO_3 \ 85 \ SO_4 \ 8}{Na \ 87 \ Ca \ 7 \ Mg \ 6}$,
- " - 858 - 864 м:	$M_{O,16}$	$\frac{HCO_3 \ 85 \ SO_4 \ 12}{Na \ 83 \ Ca \ 10 \ Mg \ 7}$,
- " - 1233 - 1240 м:	$M_{O,14}$	$\frac{HCO_3 \ 74 \ SO_4 \ 21 \ Cl \ 5}{Na \ 82 \ Ca \ 9 \ Mg \ 9}$,
- " - 1806 - 1804 м:	$M_{O,12}$	$\frac{HCO_3 \ 68 \ SO_4 \ 46}{Na \ 67 \ Ca \ 17 \ Mg \ 15}$,
- " - 2190 - 2195 м:	$M_{2,6}$	$\frac{HCO_3 \ 41 \ Cl \ 41 \ SO_4 \ 17}{Na \ 74 \ Mg \ 11 \ Ca \ 10}$,
байда - чатманской скв. №2 из интервала 1196 - 1201 м:	$M_{O,09}$	$\frac{HCO_3 \ 84 \ Cl \ 12}{Na \ 80 \ Ca \ 16}$,
- " - 1271 - 1278 м:	$M_{O,35}$	$\frac{HCO_3 \ 73 \ Cl \ 23}{Na \ 97 \ Ca \ 3}$,
- " - 1222 - 1928 м:	$M_{O,09}$	$\frac{HCO_3 \ 52 \ CO_3 \ 28 \ SO_4 \ 13}{Na \ 70 \ Ca \ 21 \ Mg \ 9}$

Как видно, и здесь с глубиной возрастает количество натрия; нередко существуют благоприятные гидрогеохимические условия для формирования "чисто" натриевых вод. Однако редки случаи, когда водная вытяжка из керна, доставленного с большой глубины, являлась "чисто" щелочно-земельной; это происходит из-за наличия на этой глубине условий интенсивной динамики вод; известны случаи, когда воды подлежащих водоносных пластов более или менее разбавлены, чем воды вышележащих слоев; если на глубине проходит зона разлома, то это облегчает динамику их, вследствие чего породы будут более прорытыми. Нами была выполнена работа по определению химизма водных вытяжек мезозойских пород Гудаутского района /см табл. /-. В ней гидрохимические данные систематизированы так, что за наиболее кальциевыми водами следуют сперва кальциево-магниевые, а затем кальци-

таблица

№	место взятия образца	название породы	возраст	химическая формула водных вытяжек	химическая формула подземных вод
1.	Южнее с.Азуста, на 100 м	мергелистые известняки	а п т	$M_{0,7} \frac{HCO_3 62 \ 50,28}{Ca \ 82}$	$M_{0,28} \frac{HCO_3 89 \ 50,9}{Ca \ 72 \ \text{на} \ 13}$
2.	Ущелье I прав. притока р.Мага- дзырка	известняки	в.мел	$M_{0,05} \frac{HCO_3 56 \ 50,24}{Ca \ 70 \ \text{на} \ 16}$	$M_{0,38} \frac{HCO_3 90 \ 0,6}{Ca \ 79 \ \text{на} \ II}$
3.	Ущелье р.Бзыби у "Голуб.озера"	песчанист. известняк	лузган- титон	$M_{0,04} \frac{HCO_3 46 \ 50,35}{Ca \ 77 \ Mg \ 20}$	$M_{0,22} \frac{HCO_3 86 \ 50,8}{Ca \ 65 \ Mg \ 18}$
4.	Севернее г.Мааха- ра, на 1,5 км	известняк	"--"	$M_{0,06} \frac{HCO_3 68 \ 50,19}{Ca \ 62 \ Mg \ 25}$	$M_{0,37} \frac{HCO_3 86 \ 0,8}{Ca \ 70 \ \text{на} \ 27}$
5.	Сел.Анухва	"--"	а п т	$M_{0,05} \frac{HCO_3 66 \ 50,27}{Ca \ 66 \ Mg \ 33}$	$M_{0,4} \frac{HCO_3 92}{Ca \ 74 \ \text{на} \ 15}$
6.	Южнее уроч.Кумба- Яшта, на 900м	"--"	баррем	$M_{0,05} \frac{HCO_3 65 \ 0,18}{Ca \ 56 \ Mg \ 39}$	$M_{0,39} \frac{HCO_3 92}{Ca \ 63 \ Mg \ 25}$
7.	Севернее сел. Калдахвари, на 1 км	"--"	в.мел	$M_{0,04} \frac{HCO_3 79 \ 0,20}{Ca \ 53 \ Mg \ 43}$	$M_{0,77} \frac{HCO_3 80 \ 50,16}{Ca \ 84 \ \text{на} \ 10}$
8.	Севернее с.Чобан- лук на 4 км	"--"	"--"	$M_{0,05} \frac{HCO_3 63 \ 0,24}{Ca \ 50 \ Mg \ 30 \ \text{на} \ 20}$	$M_{0,3} \frac{HCO_3 80 \ 50,13}{Ca \ 91 \ Mg \ 6}$
9.	Ущелье III притока р.Баклановка	порфирит	байос	$M_{0,06} \frac{HCO_3 72 \ 50,18}{Ca \ 42 \ Mg \ 31 \ \text{на} \ 26}$	$M_{0,5} \frac{HCO_3 80 \ 0,13}{Ca \ 69 \ Mg \ 18}$

ево - магниевое - натриевые / рядом даны химические анализы вод источников, выходящих из тех же пород/. В вытяжках пород из зоны активной циркуляции ни в одном случае не наблюдалось преобладание натрия над щелочно-земельными металлами, тогда как водные вытяжки из пород, доставленных с больших глубин, являлись почти "чисто" натриевыми.

Рассматривая таблицу химических анализов водных вытяжек пород зоны активной циркуляции из обнажений, в первую очередь, обращает на себя внимание несколько повышенное содержание магния в водных вытяжках из мезозойских известняков, в особенности же, неоксамских; в родниках же, выходящих из тех же отложений, количество магния обычно сравнительно незначительное.

В размельченных породах процесс раздоломичивания протекает интенсивнее, чем в скальных. Этим объясняется значительно более повышенное содержание магния в вытяжках в мгр.экв./, чем в источниках, движущихся в тех же доломитизированных породах.

Видно также, что во многих водных вытяжках ионы натрия сравнительно повышены /от 20 до 38 мгр.экв.%/, тогда как в подземных водах зоны активной циркуляции ионы натрия почти полностью отсутствуют или же содержатся в незначительном количестве. Объяснение этого явления дано выше.

Примерно аналогичная картина наблюдается и в отношении сульфат-ионов. Они в вытяжках присутствуют в значительном количестве, тогда как в родниках количество их небольшое или они вовсе отсутствуют. Объясняется это тем, что сульфатные вкрапления как в трещинах, так и в породах зоны активной циркуляции могут быть значительно или полностью промыты; пробы же вытяжек обогащены зернами сульфидов и гипсом в результате размельчения породы.

На основе данных водных вытяжек из верхнеюрских известняков Гагришской скважины, взятых на глубине 1145 м, выясняется, что во многих анализах доминируют SO_4 - ионы, а местами вода является "чисто" сульфатной. Это объясняется окислением сульфидов или местами чистой серы кислородом дистиллированной воды, встречающейся в породах иногда в большом количестве.

Общая минерализация вытяжек, как и следовало ожидать, низкая. Исключение составляет лишь только вытяжка, полученная из песчанистого известняка, взятого с глубины 940 м; она имела резко повышенную общую минерализацию /1,26 г/л/. В образцах этих пород наблюда-

лись налеты серы; последняя окисляется и дает серную кислоту. Этот процесс протекает след. образом: $2S + 2H_2O + 3O_2 = 2H_2SO_4$. Серная кислота, в свою очередь, диссоциирует, что приводит к накоплению в воде сульфатных и водородных ионов.

Таблица

Данные анализа водных вытяжек пород из скважин:

№№ п/п	место взят- ия образ- ца	глубина взятия образца в м	наимен. воз- раста породы	химическая формула
I.	Гагрипшская скв. № 2	570	мергели глинист. В.юра	$M_{0,3} \frac{SO_4 9I HCO_3 6}{Ca 64 Na 23}$
2.	"	590	извест. песчан.	$M_{0,18} \frac{SO_4 42 HCO_3 30 HCO_3}{Na 93 Ca 4}$
3.	"	824	" "	$M_{0,14} \frac{SO_4 47 CO_3 26 HCO_3 23}{Na 86 Ca 10}$
4.	"	860	мергели глинист.	$M_{0,59} \frac{SO_4 9I HCO_3 35}{Na 64 Ca 30}$
5.	"	925	известн.	$M_{0,11} \frac{SO_4 7I HCO_3 2I}{Ca 49 Na 30 Mg 2I}$
6.	"	940	известн. песчан.	$M_{1,26} \frac{SO_4 97 HCO_3 2}{Ca 39 Na 2I Mg 10}$
7.	"	970	" "	$M_{0,22} \frac{SO_4 89 HCO_3 10}{Ca 8I Mg 14}$
8.	"	1100	" "	$M_{0,08} \frac{SO_4 58 HCO_3 33}{Ca 57 Mg 28}$

При накоплении Н - ионов, как известно, рН в воде понижается, что приводит к накоплению $\text{CO}_2 / \text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 /$. Агрессивное действие последнего на породы обогащает воду ионами кальция и гидрокарбоната. Керновый материал, как отмечалось выше, представлен песчанистыми известняками верхней кры.

В результате всего этого в водной вытяжке повышается общая минерализация, а также количество сульфата, гидрокарбоната и кальция.

В гагришской глубокой скважине на глубине от 570 до 860 м щелочно-земельный состав вытяжки становится почти "чисто" натриевым. Однако при этом натриевость в ней ниже по разрезу резко падает; наконец, вода становится "чисто" кальциевой или "чисто" щелочно - земельной /см. п/№ 5, 6, 7, 8/. Этим, конечно, нарушается гидрохимическая зональность в распределении подземных вод по вертикали. Здесь, как видно, породы более глубокой зоны сильнее выщелочены, чем менее глубокой. Объясняется это тем, что в интервале 800-1000 м породы сильно трещиноваты, из-за чего при бурении учащались аварии. На этом интервале скважина прошла зону разлома, которая, естественно, усилила динамику подземных вод и, тем самым, возросла степень выщелачивания горных пород. Этот разрыв, возможно, является отголоском большого широтного надвига, установленного в гагрской глубокой скважине; о нем было сказано выше.

Результаты анализа водной вытяжки кернов лейасских пород авадхарских скважин № 4 и 8 дали аналогичные результаты.

Базируясь на вышеприведенные данные, в изученной области формирование химического состава и общей минерализации углекислых содовых вод следует представить следующим образом. Эти воды, насыщенные агрессивной углекислотой молодого вулканизма, растворяют карбонатные породы. Одновременно происходит процесс обменной адсорбции между кальцием воды и натрием породы и, таким образом, расход кальция восполняется в результате дальнейшего растворения породы.

Появление в растворе неодиоименного иона-натрия увеличивает растворимость карбонатов кальция; вследствие этого усиливается обменная адсорбция между катионами воды и пород. Этим следует объяснить местами высокую общую минерализацию углекислых вод содового типа. По Д.Кзбашеву /1969/, общая минерализация содовой составляющей Джавской смешанной воды превышает 25 г/л. Высокой общей минерализацией характеризуются также Уцурская содовая вода и некоторые углекислые содовые источники Рачи, о чем сказано было выше /см. главу "Геолого- геохимическая характеристика областей распространения главнейших типов минеральных вод Грузии"/.

Вытяжки, полученные из 7 образцов пород байоса, из 8 образцов пород бата и 8 образцов верхнеюрских и меловых флишевых пород, по химическому составу, оказались примерно такими, как в вытяжках из вышеприведенных осадков.

Известны случаи, когда водные вытяжки из физически и химически выветрелых пород оказались значительно хлоридными. Так, например, вытяжка из листоватых сланцев бата Ткибульского района по В. Джавахишвили, оказалась следующего состава:

$$M_{O,03} \frac{HCO_3 \ 38 \ SO_4 \ 2I}{Ca \ 5I \ Mg \ 36} . \text{ Водные вытяжки тех же выветрелых пород бата,}$$

но из других участков, дали следующие результаты:

$$M_{O,03} \frac{Cl \ 4I \ HCO_3 \ 38 \ SO_4 \ 2I}{Ca \ 5I \ Mg \ 36} , \quad M_{O,02} \frac{Cl \ 5I \ HCO_3 \ 32}{Ca \ 45 \ Na \ 36} ,$$

$$M_{O,03} \frac{Cl \ 4I \ HCO_3 \ 36 \ SO_4 \ 24}{Ca \ 48 \ Mg \ 38} , \quad M_{O,05} \frac{Cl \ 76 \ SO_4 \ 12}{Ca \ 46 \ Na \ 3I} .$$

Химический состав вытяжек образцов выветрелых карбонатных пород нижнего мела Ткибульского района, доставленных из разных обнажений, нижеследующий:

$$M_{O,02} \frac{Cl \ 34 \ HCO_3 \ 34 \ SO_4 \ 3I}{Ca \ 52 \ Mg \ 34 \ Na \ 19} , \quad M_{O,05} \frac{Cl \ 36 \ SO_4 \ 36 \ HCO_3 \ 29}{Ca \ 43 \ Na \ 36 \ Mg \ 2I} ,$$

$$M_{O,05} \frac{Cl \ 4I \ HCO_3 \ 4I}{Ca \ 47 \ Mg \ 34} .$$

Эти данные показывают, что в некоторых породах преобладают хлориды. В природе, как видно, хлоридные воды могут быть получены и в результате выщелачивания химически выветрелых пород, содержащих хлориды.

Однако следует отметить и то, что научным сотрудником кафедры гидрогеологии Политехнического института Грузии им. В.И. Ленина И. Тугуши была получена водная вытяжка из кернов сарматских пород района Джавы при действии углекислого газа. Выяснилось, что с глубиной известковистый нарзан сперва сменяется гидрокарбонатно-кальциево-натриевой водой, а затем "чисто" содовой. При этом общая минерали-

зация вытяжки возрастает. Это явление происходит потому, что процесс обменной адсорбции между кальцием воды и натрием породы и растворение карбонатов чередуются.

Из всего вышеизложенного следует заключить, что формирование химического состава вод современной метеорной генерации происходит путем растворения карбонатных и сульфатных солей, при выщелачивании сульфидизированных /оруденелых/ и выветрелых пород и при обменной адсорбции ионов воды и пород. Немалую роль в этом процессе играют и десульфидирующие и денитрифицирующие бактерии. Об этом будет сказано в следующем разделе главы.

Что растворение и выщелачивание горных пород являются одним из главнейших факторов формирования химизма минеральных вод, это хорошо подтверждается и данными генезиса в водах Грузии некоторых микроэлементов.

Химические анализы по микроэлементам были произведены сотрудниками лаборатории гидрогеологических и инженерно-геологических проблем Грузинского политехнического института им. В.И. Ленина.

Мы располагаем более 100 анализами лития; бор, стронций, йод и бром изучены недостаточно.

Литий определен спектрофотометрическим методом.

Просмотр убеждает нас в том, что в углекислых водах содержание лития повышено; это дает основание заключить, что он, возможно, вулканического происхождения. Однако, как выясняется, в "чисто" известковистых нарзанах и углекисло- гидрокарбонатно- натриево- кальциевых водах с низкой общей минерализацией и высоким содержанием углекислоты этот элемент присутствует в незначительном количестве, какое наблюдается в пресных или слабо минерализованных не- углекислых источниках.

В углекислых минерализованных содовых водах количество обычно повышенное, чем в нарзанах.

В зоне содовых вод осадки менее промыты, чем в зоне активной циркуляции; менее промыты там и поглощенные ионы натрия; в зоне активной циркуляции, как известно, циркулируют нарзаны. Известно, что растворимость карбонатов возрастает в том случае, если в воде содержится углекислота, а в породе поглощенный натрий; в результате этого происходит обнажение в породе новых частиц лития, которые и переходят в раствор; параллельно происходит обменная адсорбция между кальцием воды и натрием породы; в результате вода становится содовой и более литиеносной, чем нарзаны; последние производят выщелачивание пород, бедных поглощенными ионами натрия и лития. На этом

основании, надо полагать, что в углекислых содовых водах одной и той же гидрогеохимической области и, примерно, одинаковой минерализации, лития должно быть больше, чем в гидрокарбонатно-хлоридных водах, но в последних больше, чем в хлоридно-гидрокарбонатных.

На этом основании можно утверждать, что наличие в углекислых минеральных источниках Грузии лития — результат выщелачивания горных пород. В этом процессе роль вулканической углекислоты решающая.

Наблюдения подтверждают, что в углекислых содовых и солено-щелочных водах и нарзанах одного и того же района с увеличением общей минерализации возрастает и количество лития. Это наблюдается, например, в солено-щелочных /№ 7, 8, 13, 15 и др/ и содовых водах /№ 23, 25, 26, 29/ Боржомского, Чаргальского и Авадхарского участков, а также в нарзанах /№ 33, 34 и др./.

Однако известны случаи, когда в одинаково-минерализованных водах одной и той же области количество лития неодинаковое и, наоборот, в однотипных источниках разных областей количество этого элемента, примерно, одного порядка. Обращает на себя внимание и то, что как в углекислых, так и неуглекислых водах некоторых районов количество лития резко повышенное; это отмечается в Пасанаурском, Чаргальском, Уцерском, Киртишойском, Хевсуретском, Октомбрианском и Алазанском источниках и в водах скважин, а также в некоторых источниках Юго-Осетии.

Как выясняется, содержание лития в водах не только разных областей, но одного и того же района разное. Это зависит от неравномерного распределения этого элемента в земной коре. Обращает на себя внимание и сравнительно высокое содержание лития в углекислых источниках, например, бассейна р. Пшавской Арагви /№ 10, 14, 6/, в Верхней Раче /№ 12/, так и в некоторых неуглекислых водах октомбрианской и очамчирской скважин /№ 1 и 5/. Это зависит от характера гидрогеологической структуры области. В бассейне Пшавис Арагви, как известно /см. главу IV/, структуры менее раскрыты, чем в Боржомском и Авадхарском районах и Верхней Сванетии. В менее раскрытых структурах осадки более обогащены ионами натрия и лития. Затяжной процесс растворения карбонатов в присутствии углекислоты обуславливает повышение общей минерализации и возрастание содержания лития в солено-щелочных водах Пасанаурского района и Пшавской Арагви, чем в углекислых содовых источниках Боржомского и Авадхарского участков. Однако степень гидрогеологической раскрытости структур не является

единственным условием повышенного содержания лития. По-видимому, основной причиной следует считать обогащенность пород поглощенным литием в Пасанаури — Чаргальском районе. Там в слабо минерализованном Вакас-цкаро/МЗИ/ лития в несколько раз больше, чем в водах аналогичного состава других областей. По С.Р.Крайнову, Г.А.Волкову, М.Х.Королькову /1966/, литий и некоторые другие микроэлементы в минеральных водах Северного Кавказа представляют собой продукт, полученный путем выщелачивания горных пород. Особенно ими богаты древние кристаллические образования. Это было подтверждено анализами водных вытяжек этих пород в присутствии углекислоты. Обращает на себя внимание высокое содержание лития и в очень высокоминерализованной хлоридной воде очамчирской глубокой скважины /№ I/. Она расположена в пределах Колхидской зоны Грузинской глыбы, где, как известно, углекислые воды отсутствуют. В скважине, пробуренной в глинисто-песчанистой серии верхней юры, получена была весьма высокоминерализованная хлоридно-натриевая вода. Нам известно, что Очамчирский район в байосское время представлял собой сушу. Проведение Очамчирской скважины запроектировано было в сводовой части антиклинали, где мощность верхней юры обычно небольшая; в некоторых кордильерах, в юра, как известно, отсутствует. Забой очамчирской скважины, не вскрывшей всю верхнюю юру, расположен, по-видимому, вблизи контакта с подлежащими свитами. Известно, что на сводах антиклиналей породы сильно трещиноваты; обычно там проходит зона разлома, поэтому можно допустить движение напорной воды в верхнеюрские осадки из лейаса и палеозоя; известно, что дебит воды в очамчирской скважине из верхней юры был незначительным; скоро скважина прекратила самоизлив. Однако нет основания допустить, что в лейасских и палеозойских осадках захоронены были столь высокоминерализованные воды, каковые были получены в очамчирской глубокой скважине из верхней юры. Это скорее следует объяснить растворением прослоек каменной соли, встречающихся в верхнеюрской пестроцветной свите, древней нормальной минерализации хлоридной водой, двигающейся из лейаса и верхнего палеозоя. Она до проникновения в соленосные верхнеюрские осадки производила выщелачивание лития, которым, как отмечалось выше, должны быть богаты палеозой и лейас. Высокоминерализованные байосские воды хлор-кальциевого типа парцханаканебской скважины и Кехвского источника слабо литиеносны /0,17 и 0,8 мг/л/; первая из них значительно разбавлена слабо минерализованной

водой нижнего мела из-за плохой обсадки скважины, а вторая опреснена. Этим подтверждается то, что литием богаты образования субстрата и породы непосредственно перекрывающие их. Высокое содержание лития наблюдается и в углекислом солено-щелочном источнике Киртишо /21,0 мгр/л/. Выход последнего расположен в области распространения кристаллического субстрата Антиклинория. Формирование ее химического состава связано с процессом выщелачивания выветрелых, оруденелых образований /см. главу IV/. По всем данным, литий здесь получен в результате выщелачивания древнейших горных пород.

Сульфидные, а также несulfидные воды, но, по соотношению основных ионов, приближающих с Менджи /№ 3, 4/, характеризуются обычно сравнительно небольшим и только иногда /№ 5, 6/ сравнительно высоким содержанием лития. Здесь обращает на себя внимание повышенное содержание гидрокарбонатов. Эти воды представляют собой смесь хлоридных и содовых; в них, правда, доза содовой составляющей, по сравнению с хлоридной, незначительная; содержание гидрокарбонатов варьирует в пределах 0,3 - 1,3 гр/л, а количество лития доходит до 9,8 мгр/л /№5/.

В парцханаканебской "чисто" хлоридной и более высокоминерализованной воде, по сравнению с выщелаченным источником, количество гидрокарбонатов ничтожное /18 мгр/л/. Здесь и лития только 0,8 мгр/л.

Таким образом можно сделать вывод, что сравнительно повышенное содержание лития в водах типа Менджи и ему подобных вызвано присутствием в них гидрокарбоната. Установлено, что в них повышенное содержание гидрокарбонатов обусловлено растворением карбонатных пород биогенного происхождения углекислотой /см. главы IV и V/. Растворение карбонатов вызывает обнажение новых участков пород с литием и переход последнего в раствор.

В воде октомбрианской скважины количество лития доходило до 10 мгр/л /№5/, а гидрокарбоната до 1 гр/л; однако в сильно минерализованном Звандришском источнике /№ 3/ количество этого элемента намного меньше /1,12 мгр/л/. Гидрокарбоната в этой воде, примерно, **таков-же**, какое наблюдается в Октомбрианской. Звандришская вода приурочена к третичным осадкам, а Октомбрианская к верхнеюрским и нижнемеловым известнякам. Вода поднимается из осадков более древних чем верхняя юра. Оттуда же поступают и углекислые солено-щелочные

воды Пасанаури и Пшавской Арагви; возможно, что они поступают из выветрелых трещиноватых пород кристаллического субстрата и палеозойских осадков. В связи с этим не менее важно и следующее обстоятельство. В Ликокской /Салилегорисболло ведза/ углекислой солено-щелочной воде /№ 9/ содержание лития высокое /9 мгр/л/. Источник расположен у истока р.Ликокисцкали, левого притока Пшавской Арагви, ближе к гребню водораздельного хребта, между бассейнами р.р. Пшавис Арагви и Аргуни Пирикетской Хевсуретии. Выход приурочен к сбросу, проходящему в песчано-сланцевой свите н.лейаса; слои здесь падают под большим углом на север. Эти осадки зажаты между двумя крупными надвигами Главного хребта.

Из приведенного анализа видно, что Ликокский источник высокоминерализованный; он более хлоридный, чем гидрокарбонатный. Среди многочисленных углекислых солено-щелочных источников данная вода наиболее минерализованная. Общая минерализация других источников варьирует в пределах IЗ - I гр/л. Они, по-видимому, поступают по трещинам с большой глубины, вероятно, из более древних пород, чем н.лейас. Эти образования должны быть обогащены литием. К сожалению, этот элемент в минеральных водах Пирикетской Хевсуретии не определялся. Там, как хорошо известно, наблюдаются выходы высокоминерализованных углекислых солено-щелочных вод в большом количестве /см. главу "Гидрогеология складчатой системы Южного склона и Антиклинория"/.

Считаем нужным обратить внимание и на следующие обстоятельства. В высокоминерализованной воде очамчирской скважины содержание гидрокарбоната и сульфат-ионов доходит до 2 гр/л /каждый в отдельности/; в Окумской высокоминерализованной /до 350 гр/л/ "чисто" хлоридной воде количество их не превышает 15 и 25 мгр/л. В парцханаканебской воде, общая минерализация которой 82 гр/л, количество сульфат-ионов 0,4 гр/л, а гидрокарбонат-ионов 18 мгр/л. Это обстоятельство, по-видимому, является показателем того, что хлоридная вода очамчирской скважины производила выщелачивание горных пород.

Таким образом имеющиеся в нашем распоряжении материалы указывают на то, что литий в минеральных водах Грузии результат выщелачивания его из горных пород.

Имеющиеся данные свидетельствуют и о том, что в большинстве случаев бором обогащены те минеральные воды, в которых наблюдается повышенное содержание лития. И в данном случае можно предположить,

что этот элемент получен в результате выщелачивания пород. По М. Мзареулишвили /1970/ выясняется, что и стронций в подземных водах Грузии продукт выщелачивания пород.

По данным И.Буачидзе и Б.Зауташвили /1970/ литий и бор в подземных водах Грузии результат выщелачивания горных пород; они считают, что в некоторых водах бассейна Чвешури эти элементы вулканического происхождения. Скорее всего, как отмечалось выше, химизм этих вод, как и наличие в них микроэлементов результат выщелачивания выветрелых оруденелых пород кристаллического субстрата и его осадочной покрывки.

Таблица

№№	наименование объектов	химический состав воды по формуле Курлова	содержание лития в мгр/л	литология пород и стратиграфический уровень
1.	Очамчирская скважина	$M_{354,4} \frac{Cl\ 99}{Na\ 85\ Ca\ 5}$	39,0	Глинисто-песчанистая верх.юра
2.	Джавская скв. № 2I	$CO_2 M_{27,9} \frac{Cl\ 95}{Na\ 92}$	2,04	Контакт байоса и сармата
3.	Звандришский источник	$CH_4 M_{18,0} \frac{Cl\ 95}{Na\ 90}$	1,12	Песчаники н.миоцена
4.	Сурамская скв. № I4	$CH_4 M_{8,2} \frac{Cl\ 85\ HCO_3\ 15}{Na\ 96}$	1,76	Известняки в.мела
5.	Октомбрианская скв.	$H_2 S_{8,3} \frac{Cl\ 86\ HCO_3\ 14}{Na\ 85}$	9,80	Известняки н.мела и в. юры
6.	Скв. в Алазанской долине	$M_{7,4} \frac{Cl\ 84}{Na\ 98}$	8,10	- " -
7.	Джавская скв. № 3I	$CO_2 M_{7,2} \frac{Cl\ 79\ HCO_3\ 21}{Na\ 91}$	0,57	Контактовая часть байоса и миоцена
8.	Джавская скв. № 5	$CO_2 M_{19,1} \frac{Cl\ 65\ HCO_3\ 36}{Na\ 92}$	1,60	- " -

I	2	3	4	5
9.	Ликокский ист.	$CO_2M_{19,5} \frac{Cl6I HCO_3 48}{Na 89}$	9,0	нижний лейас
10.	Пасанаурская скв. № 9	$CO_2M_{12,7} \frac{Cl58 HCO_3 42}{Na 86}$	5,10	флиш н.мела
11.	Джавская скв. № 32	$CO_2M_{7,0} \frac{Cl7I HCO_3 28}{Na 93}$	0,74	контактная часть байоса и сармата
12.	Киртишойский источник	$CO_2M_{5,3} \frac{Cl59 HCO_3 26}{Na 73}$	21,0	кристаллический комплекс
13.	Чаргальская скв. № 7	$CO_2M_{22,0} \frac{HCO_3 59 Cl4I}{Na 95}$	10,2	н.мел. флиш
14.	Чаргальская скв. № 2	$CO_2M_{15,4} \frac{HCO_3 59 Cl4I}{Na 94}$	9,90	- " -
15.	Чаргальская скв. № 4	$CO_2M_{8,9} \frac{HCO_3 60 Cl40}{Na 83}$	7,70	флиш в.мела - в.юрн
16.	Сохтинский в/ист.	$CO_2M_{8,6} \frac{HCO_3 50 Cl43}{Na 81}$	1,14	порфирит. свита байоса
17.	Пасанаурская скв. № 5	$CO_2M_{2,1} \frac{HCO_3 54 Cl15}{Na 91}$	1,20	флиш в.юрн - н.мела
18.	Источник Долра	$CO_2M_{2,0} \frac{HCO_3 50 Cl49}{Na75 Ca20}$	0,30	песчано-сланцевая толща лейаса
19.	Гвельская скв.	$CO_2M_{1,9} \frac{HCO_3 42 Cl24}{Na 91}$	0,37	флиш палеоцен - н.эоцен
20.	Сухумская скв. № 8	$N_{2M_{1,6}} \frac{SO_4 55 Cl23}{Na67 Ca20}$	0,03	известняки н.мела
21.	Цхалтубский ист.	$N_{2M_{0,8}} \frac{SO_4 40 HCO_3 34}{Ca53 Mg25}$	0,02	- " -

1	2	3	4	5
22.	Зугдидская скв. № 3	$N_2M_{0,6} \frac{SO_{4,47} HCO_3 29}{Ca 50 Na 25}$	0,02	известняки н. мела
23.	Авадхарская скв.	$CO_2M_{17,0} \frac{HCO_3 98}{Na 91}$	3,3	сланцы в. лейаса и порфирит. св. байоса
24.	Кешельтинский ист.	$CO_2M_{13,9} \frac{HCO_3 82}{Na 86}$	4,6	флиш мела в зоне надвига
25.	Авадхарская скв. № 8	$CO_2M_{10,0} \frac{HCO_3 99}{Na 89}$	1,4	контакт. лейаса и байоса
26.	Боржомская скв. № 4 а	$CO_2M_{7,3} \frac{HCO_3 88}{Na 94}$	1,6	известняки в. мела
27.	Источник "Гверита"	$CO_2M_{10,5} \frac{HCO_3 91}{Na 82}$	3,9	песчаники и сланцы лейаса
28.	Пслухский источник	$CO_2M_{6,6} \frac{HCO_3 96}{Na 88}$	1,2	сланцы юры
28'	Квибисская скв. № 37	$CO_2M_{7,0} \frac{HCO_3 86}{Na 93}$	1,5	карбонатные породы в. мела
29.	Боржомская скв. № 41а	$CO_2M_{6,3} \frac{HCO_3 85}{Na 86}$	1,14	- " -
30.	Ист. Сба	$CO_2M_{2,2} \frac{HCO_3 86}{Na 73}$	0,26	карбонатные сланцы /флиш/
31.	Цагверская скв. № 13	$CO_2M_{2,2} \frac{HCO_3 93}{Na 69 Ca 22}$	0,37	туфогенный ср. эоцен
31'	Важасцкаро	$CO_2M_{1,5} \frac{HCO_3 83 Cl 12}{Ca 51 Na 33}$	0,56	флиш н. мела и в. юры
32.	Верхн. Ацгарский ист.	$CO_2M_{1,8} \frac{HCO_3 96}{Ca 47 Mg 41}$	0,07	сланцы лейаса

I	2	3	4	5
33. В. Кешельтский источник	$\text{CO}_2 \text{M}_{2,4}$	$\frac{\text{HCO}_3 98}{\text{Ca}78}$	0,26	Флиш н. мела
34. Ист. Кешельтис-Абано	$\text{CO}_2 \text{M}_{1,7}$	$\frac{\text{HCO}_3 87}{\text{Ca}91}$	0,04	- " -

РАЗДЕЛ 2. НЕКОТОРЫЕ ОБОБЩЕНИЯ О ГЕНЕЗИСЕ ОСНОВНЫХ ТИПОВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ГРУЗИИ

Известно, что пресные гидрокарбонатно-кальциевые или щелочно-земельные воды формируются в гидродинамической зоне активной циркуляции путем растворения карбонатных и доломитизированных пород инфильтрированной атмосферной водой при участии атмосферной углекислоты. Углекислые известковистые и "доломитовые" нарзаны — происходят также растворением тех же пород той же зоны при участии агрессивной углекислоты вулканического или термометаморфического происхождения. Такие воды можно получить путем преодоления силы притяжения частиц соли в кристаллической решетке гидратационной силой молекул воды, или окислением сульфидизированных пород кислотом современной метеорной инфильтрационной воды.

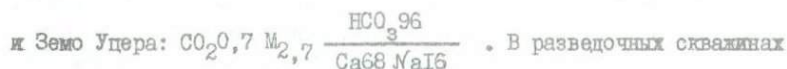
Результаты экспериментальных /см. I раздел этой главы/ и гидрогеолого-разведочных работ /см. главу "Геолого-геохимическая характеристика областей распространения главнейших типов минеральных вод"/ и их сопоставление свидетельствует, что в земной коре гидрокарбонатно-натриевые /содовые/ и сульфатно-натриевые /глауберовые/ воды современные метеорные инфильтрационные; кроме того натриевость их результат катионного обмена между водой и породой. Процесс этот протекает в гидродинамической зоне затрудненной циркуляции, где породы содержат поглощенные ионы натрия. Вряд ли можно допустить в земной коре сильных электролитов натриевых солей, растворением которых можно объяснить наличие в подземных водах содовых или глауберовых вод, так как содовые или глауберовые геосинклинальные мо-

ря и океаны не существовали.

В гидрогеохимических зонах застоя распространены только хлоридные воды.

Таким образом выясняется, что в гидрогеологических зонах активной, затрудненной циркуляции распространены инфильтрационные современные метеорные воды с возобновляемыми ресурсами и натриевость в водах зоны затрудненной циркуляции получена путем обменной адсорбции между кальцием воды и натрием пород. Для примера можно привести Уперские углекислые воды. Здесь, как известно /см. главу 4/ большим распространением пользуются выходы углекислых нарзанов; среди них выделяется "чисто" содовые воды, под местным названием Гверита. Последняя, по сравнению с нарзанами, характеризуется высокой общей минерализацией и, несмотря на примитивный каптаж, стабильным режимом и химизмом. В районе распространены верхне-юрские-нижнемеловые флишевые осадки свиты геске и сланцы лейаса, слагающие опрокинутый на юг синклиорий.

Ниже приводятся результаты химических анализов Гвериты:



с углублением наблюдалось увеличение количества натрия и возрастание общей минерализации; вода, по общей минерализации и соотношению ионов постепенно приближалась к Гверите. Ниже приведены результаты химического анализа воды из скважин:



торожениях углекислых вод: Цагвери, Вардевани, Мачарцкали и многих /см. главу 4/.

Известно, что морские породы содержат поглощенные ионы натрия.

Проведенные эксперименты по водным вытяжкам показали, что терригенные осадки, особенно глины, глинистые мергели и песчаники более богаты поглощенными ионами натрия, чем известняки /см. главу 5/; последние ими более бедны, чем глинистые, песчаные или мергелистые известняки.

Известно, что в условиях гидрогеологической закрытости структуры, воды порфиритовой свиты байоса и верхней юры, например, очамчирской и самтредской глубоких скважин имеют весьма высокую общую минерализацию /от 100 до 350 гр/л/, тогда как современные морские воды слабее минерализованы /30-50 гр/л/.

Как известно, хлоридные воды зоны застоя в верхнемеловом-нижнепалеогеновом известняковом горизонте Колхидской низменности /см. главу "Геолого-геохимическая характеристика главных типов минеральных вод Грузии"/ минерализованы в отмеченных пределах. В связи с этим следует поставить вопрос: не получена ли высокоминерализованная вода в результате растворения пластов каменной соли? Последняя, как известно, была обнаружена очамчирской и самтредской скважинами в верхнеюрской пестроцветной свите. Исходя из этого, чрезвычайно высокую общую минерализацию воды очамчирской скважины следует объяснять растворением каменной соли при миграции воды по контакту в верхнеюрские осадки. Нами высказано было мнение, что очамчирская вода не является сингенетичной верхней юры, где она вскрыта, а проникла в эти слои из лейаса или из более древних осадков; байос там, как известно, отсутствует.

В условиях гидрогеологической закрытости слоев, осадки лейаса и палеозоя должны содержать погребенные воды соичной минерализации; однако в очамчирской скважине они высокоминерализованные. Высокоминерализованные воды, как известно, встречаются в байосе, в закрытых структурах. Недавно в окрестностях Самтредия в глубокой скважине из байоса была получена вода типа Лутела с общей минерализацией 101 гр/л. Но, как известно, байосская вода "чисто" кальциевая, Очамчирская же натриевая. Не является ли все это показателем того, что в условиях гидрогеологической закрытости осадки, залегающие под байосом, содержат "чисто" натриевые хлоридные воды?

Как известно /см. главу 4/, весьма высокоминерализованная /более 250 г/л / вода получена на участке окумского месторождения минеральной воды типа Лутела в глубокой скважине, пробуренной в байосской порфиритовой свите. Здесь байос непосредственно перекрывается водоупорной пестроцветной свитой верхней юры; последняя содержит пласты каменной соли; растворением последней происходит насыщение Лутелы хлоридами. На этой основе можно допустить, что необычно высокая общая минерализация вод очамчирской и окумской скважин - результат растворения древней, нормальной минерализации хлоридной

водой морского типа каменной соли, залегающей в пестроцветной юре; соль могла осадаться в лагунах, в условиях континентального режима. Здесь обращает на себя внимание и следующее обстоятельство. У одной группы вод, связанной с байосской порфиритовой свитой, в условиях гидрогеологической закрытости характеризуется обычно общая минерализация, не превышающая 45–50 гр/л. Однако наблюдения показывают, что такие воды встречаются только в тех местах, где верхняя юра не является соленосной. К таким районам относится полоса Ахалиафони – Пицунда – Сочи, где верхняя юра известняковая.

В Алазанской долине, где верхняя юра выражена карбонатным флишем, в Пирикетской Хевсуретии, в которой верхняя и средняя юра карбонатно-глинисто-песчанистая, и в бассейне Пшавской Арагви, где н. мел, верхняя и средняя юра выражены карбонатным флишем, наблюдаются многочисленные выходы углекислых солено-щелочных вод нормальной минерализации; они почти "чисто" натриевые.

Таким образом, как выясняется, в областях, где отсутствуют соленосные верхнеюрские осадки, хлоридные воды являются примерно нормально солеными.

Хлоридно-кальциевые воды получены были и в цхункурской, цхалтубской, парцханаканебской, самтредской глубоких скважинах порфиритовой свиты байоса, залегающей глубоко.

По Ш.Чубинидзе, в самтредской скважине из байоса была получена вода следующего состава:

$M_{102,0} \frac{Cl \ 100}{Na \ 46 \ Mg \ 33 \ Ca \ 2I}$; вода, полученная в той же скважине из

нижнемеловых известняков, оказалась слабо минерализованной:

$M_{3,0} \frac{Cl \ 68 \ SO_4 \ 24}{Na \ 48 \ Ca \ 40}$.

В Парцханаканеби верхнеюрская пестроцветная свита, залегающая непосредственно над байосом, по данным скважины, маломощная, а в самтредской скважине байос был встречен под мощной /1,5 км/ соленосной пестроцветной свитой. В пределах батских кордильер последняя часто отсутствует в сводах кордильер, но широко представлена в синклиналях. Повышение общей минерализации древних хлоридных вод могло произойти при более или менее продолжительном контакте их с солями верхнеюрских осадков.

Таким образом в Грузии помимо хлоридных "чисто" натриевых ис-

точников широким распространением пользуются воды типа Лутела, т.е. хлоридно-кальциевые, в которых ионы кальция в мгр.экв.%-х доходит до 90%. Данная группа вод формируется в порфиритовой свите байоса, в условиях полной гидрогеологической закрытости. Хлоридно-кальциевого типа вода встречается также в нижнемеловых известняках, куда она могла попасть из байоса. После миграции она могла стать сравнительно менее кальциевой. Это могло быть вызвано обменной адсорбцией между кальцием воды типа Лутела и натрием, поглощенным в породах верхней кры и нижнего мела.

Как известно, в верховьях р.р. Кодори и Ингури, а также в бассейне р.Чвешури имеются малочисленные выходы "блуждающих" углекисло-солено-щелочных минеральных источников. Выходы их приурочены к породам субстрата или налегающим на него маломощным осадкам складчатой системы и Антиклинория.

Ниже даны химические анализы для некоторых из них: Чвешурского

первого источника: $CO_2 M_{3,6} \frac{Cl \ 66 \ HCO_3 \ 32}{Na78 \ Ca12 \ Mg \ 8}$ и второго:

$CO_2 I, I M_{0,5} \frac{HCO_3 \ 60 \ Cl \ 38}{Ca \ 40 \ Na \ 34 \ Mg \ 12 \ Fe \ I4}$.

Химический состав минеральной воды Халде /Верхняя Сванетия/, расположенной в ущелье р.Халдешура, притока р.Ингури, нижеследующий:

$CO_2 M_{0,7} \frac{HCO_3 \ 65 \ Cl \ 29}{Na49 \ Ca \ 31 \ Mg \ 20}$. Выходит она из моренных образований, залегающих на кристаллическом субстрате.

В северной части складчатой системы, ближе к Антиклинорию нередки сверхпресные родники и озера.

Химсостав озера, расположенного в Зап.Абхазии к юго-востоку от горы Анчхо /Зап.Абхазия/:

$M_{0,04} \frac{HCO_3 \ 63 \ Cl \ 23}{Ca \ 67 \ Mg \ 22}$, а более маленького озера, наблюдающегося в бассейне р.Лашипсе: $M_{0,06} \frac{HCO_3 \ 52 \ Cl \ 26 \ SO_4 \ 22}{Na \ 64 \ Ca \ 45}$, а источника, выходящего из моренных отложений, залегающих на породах порфиритовой

свиты байоса: $M_{0,06} \frac{Cl \ 64 \ HCO_3 \ 35}{Na \ 85}$; родника же, расположенного в

верховьях р.Бзыби и связанного с порфиритовой свитой байоса:

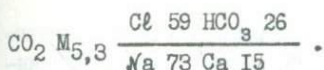
$M_{0,15} \frac{HCO_3 56 Cl 36}{Ca 53 Na 35}$, но родника, вытекающего из лейаса Западной

Абхазии: $M_{0,16} \frac{HCO_3 68 Cl 30}{Ca 57 Na 36}$, а другого, выбивающего из палеозойско-

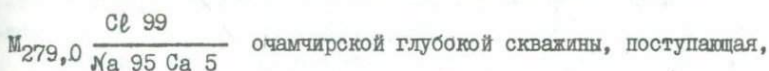
го субстрата: $M_{0,04} \frac{HCO_3 47 Cl 30 SO_4 23}{Na 72 Ca 28}$.

Сравнение вышеприведенных анализов показывает, что соотношение ионов, особенно же анионов, а местами и катионов в неуглекислых сверхпресных и углекислых минерализованных водах Чвешури и Халде, сходное. В сверхпресных углекислых источниках хлориды и соду нельзя связать с водами, поступающими из магмы. Точно также хлориды в углекислых водах нельзя считать древнепогребенными морскими. Они не могли образоваться и в результате растворения каменной соли, так как в верхнем течении рек Ингури и Кодори широким распространением пользуются кристаллические породы палеозоя и докембрия, кора которых сильно выветрелая и трещиноватая. Они слагают гидрогеологически раскрытую структуру. Ниже зоны выветривания породы кристаллического субстрата водоупорны. Здесь в кристаллических породах вряд ли можно предположить наличие древних морских вод. Не содержатся они и в верхнепалеозойско- триасовых и лейасовых осадках, которые здесь весьма маломощны и, как отмечено, структуры раскрыты. Надо полагать, что химизм воды зависит от геохимии пород; хлориды, по-видимому, являются составной частью химически выветрелых и оруденелых пород покрывки кристаллического субстрата, а содовые воды образуются путем растворения карбонатных морских свит в присутствии углекислоты при дальнейшей обменной адсорбции между кальцием воды и натрием, поглощенным в породах.

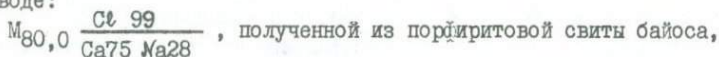
Значительное /до 25 мгр/л/ содержание двухвалентного железа в этих углекислых водах показатель того, что процесс выщелачивания пород происходит в раскрытых структурах и породы выветрелые. Этот вопрос требует дальнейшего изучения путем применения экспериментальных методов исследований. В этих водах установлено наличие таких редких элементов, как литий, бор и некоторые другие, полученные в результате выщелачивания пород. Установлено и то, что молодые осадки ими бедны. Киртишойские /Чвешурские/ минеральные источники распространены именно в пределах Антиклинория, где развиты древние породы. Содержание лития в них сравнительно высокое /21 мгр/л/; химический состав ее нижеследующий:



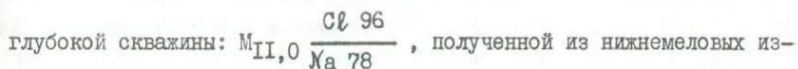
Неуглекислая, высокоминерализованная хлоридная вода:



как выясняется, из древних, вполне возможно, из выветрелой части субстрата, содержит литий до 49 мгр/л; в Парцханаканебской хлоридной воде:

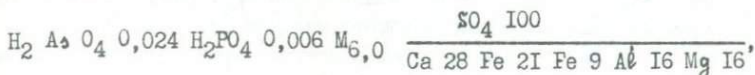


этого элемента оказалось не более 0,8 мгр/л, а в воде моквской

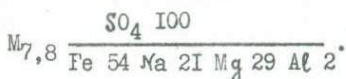


вестняков, количество лития равнялось 0,4 мгр/л.

В Грузии известны и другие места, где наблюдаются значительно минерализованные, но неуглекислые и нехлоридные воды, химический состав которых зависит от выщелачивания химически выветрелых оруденелых горных пород зоны активной циркуляции. Так, например, Зубская мышьяковистая вода, выходящая, как известно, из образований, сложенных оруденелыми валунами порфиритовой свиты байоса, по В.И. Бахману /1933/, нижеследующего состава:



по Р.Д. Купшису /1925/ $\text{Na}_2 \text{O}_4$ - 61 мгр/л при общей минерализации воды - 26 гр/л; Тбетская вода, выходящая из среднеэоценовых вулканогенных пород Кедского района /Аджария/, нижеследующая:



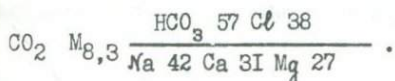
Из всего этого можно заключить, что химический состав минерализованных углекислых и сверхпресных неуглекислых гидрокарбонатно-хлоридных вод верховьев рек Ингури и Риони, как и высокоминерализованные сульфатные Зубы и Тбети, получены путем выщелачивания и растворения сильно выветрелых горных пород.

С. Чихелидзе /1951/ хлоридную составляющую Менджинской минераль

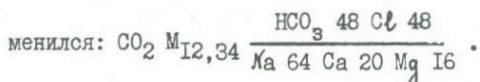
ной воды рассматривал как вулканическую, связанную с молодым вулканизмом; однако, как выяснилось, здесь, как и в пределах Грузинской глыбы, молодой вулканизм отсутствует.

По мнению Н.Церпвадзе /1960/, солоно-щелочные воды Гуджаретского поднятия и некоторых других районов Грузии возможно вулканического происхождения; однако приведенные им аргументы в пользу этого совершенно не убедительны. Как известно, в пределах Гуджаретского поднятия обнажены осадки верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного комплекса, слагающие открытую и слабо закрытую гидрогеологическую структуру. Известно, что в подобных гидродинамических условиях в областях распространения углекислых газов формируются нарзаны и содовые воды, а солоно-щелочные и хлоридные воды, естественно, не встречаются; последние не были получены там и в глубоких скважинах Квибиси и др., а также на участке Авадхара. Восстановление палеогеографической и палеогидрогеологической картин Гуджаретского поднятия дало возможность допустить поступление хлоридных вод из нижнего /нижнемелового-юрского/ водоносного комплекса в верхний /верхнемелово-нижнепалеогеновый/ водоносный комплекс и смешения там с углекислыми содовыми водами и нарзанами; как известно, нижнемелово-юрский водоносный комплекс во всей Аджаро-Триалетии слагает закрытую структуру.

В Ахалцихском и Аспиндзском районах представлены углекисло-гидрокарбонатно-магниевые воды, весьма редко встречающиеся в природе. Содержание магния в них доходит до 60 мгр.экв.-%-ов. В упомянутых районах осадки древнее верхнего мела не обнажены, но нельзя отрицать там наличия древних пород с древнепогребенной неразбавленной хлоридной водой. Верхний водоносный комплекс там сложен известняками верхнего мела и палеоцен-нижнего эоцена, вулканогенными осадками среднего и верхнего эоцена /адигенская свита/, а также кисатибской серией в южной части республики. Этот водоносный комплекс сверху перекрыт глинисто-песчаным олигоценом в Ахалцихской депрессии и голоценовыми лавовыми покровами в южной части Грузии. Выходы углекислых вод разного состава приурочены к зонам разломов, наблюдающихся в сводовых частях антиклиналей. В скважине № 10, прорезавшей кисатибскую серию до 144 м мощности, вулканогенный ср.эоцен до 390 м, а ниже до 478 м карбонатные осадки нижнего эоцена и палеоцена; из среднего эоцена получена вода след. состава:



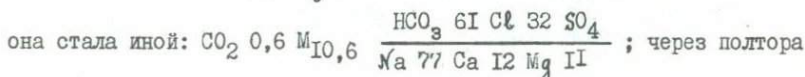
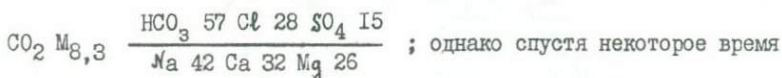
Через месяц после самоизлива состав этой воды несколько из-



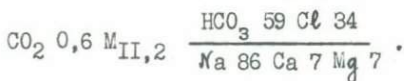
Как видно, общая ее минерализация значительно возросла в основном за счет хлоридов натрия; содержание же магния снизилось.

Таким образом выходит, что магниевость здесь не связана с хлоридными водами, которые в известняки верхнего мела мигрировали из зоны застоя, сложенной палеогеновыми терригенными морскими осадками. Здесь $\text{Na/Cl} > 0,85$. Как выясняется, магниевость не связана и с палеогеновыми осадками.

В этом отношении большой интерес вызывают гидрохимические данные воды накалакевской скважины № 9, общая глубина которой всего 390 м. Здесь в известняковом водоносном горизонте верхнего меланижнего палеогена, на котором трансгрессивно залегает кисатобская вулканогенная серия, которая вместе с отмеченными известняками составляет единый водоносный комплекс, вскрыта была вода след.состава:



года химический анализ установил след.состав:



Значительное изменение катионного состава, отчасти и общей минерализации воды той же зоны во времени можно объяснить перекрытием пути движения менее напорной магниевой воды, поступающей из третичных осадков, более напорной натриевой из верхнемеловых карбонатов.

Таким образом можно заключить, что гидрогеохимия магния района зависит от пород кисатобской серии; однако в Ахалцихской скважине, общая глубина которой 1006 м, с глубины 940 - 980 м из сред-

неоценового вулканогена была получена углекислая гидрокарбонатная вода, в которой магний преобладает над другими катионами:

$$\text{CO}_2 \ 0,96 \ \text{M}_{\text{IO},0} \frac{\text{HCO}_3 \ 85 \ \text{Cl} \ 6}{\text{Mg} \ 59 \ \text{Al} \ 27 \ \text{Ca} \ 14} ; \text{ в дальнейшем заметного изменения в ее составе не наблюдалось:}$$

$$\text{CO}_2 \ 0,8 \ \text{M}_{\text{IO},3} \frac{\text{HCO}_3 \ 83 \ \text{Cl} \ 15}{\text{Mg} \ 61 \ \text{Na} \ 30 \ \text{Ca} \ 9} .$$

Эти данные противоречат выше высказанному мнению, что геохимия магния не связана с осадками эоцена.

Ниже приведены химические анализы терм, связанных со среднеэоценовыми вулканогенными породами, а именно: Аспиндзской сульфидной: $\text{H}_2\text{S} \ 0,014 \ \text{M}_2 \ \text{M}_{0,46}$

$$\frac{\text{Cl} \ 63 \ \text{HCO}_3 \ 25 \ \text{SO}_4 \ 12}{\text{Na} \ 69 \ \text{Ca} \ 28} \quad \text{T} \ 34^\circ\text{C},$$

$$\text{Дзирской: } \text{H}_2\text{S} \ 0,029 \ \text{M}_{0,25} \frac{\text{HCO}_3 \ 46 \ \text{SO}_4 \ 43 \ \text{C} \ \text{II}}{\text{Na} \ 80 \ \text{Ca} \ 14 \ \text{Mg} \ 6} , \text{ Дихисджварской:}$$

$$\text{H}_2\text{S} \ 0,006 \ \text{M}_{0,15} \frac{\text{CO}_3 \ \text{HCO}_3 \ 32 \ \text{Cl} \ 15 \ \text{SO}_4 \ 10}{\text{Na} \ 68 \ \text{Ca} \ 28 \ \text{Mg} \ 4} , \text{ Садгерской:}$$

$$\text{H}_2\text{S} \ 0,003 \ \text{M}_{0,4} \frac{\text{Cl} \ 87 \ \text{HCO}_3 \ 10}{\text{Na} \ 72 \ \text{Ca} \ 24} , \text{ Абастуманской:}$$

$$\text{N}_2 \ \text{M}_{0,6} \frac{\text{Cl} \ 53 \ \text{SO}_4 \ 39 \ \text{HCO}_3 \ 8}{\text{Na} \ 77 \ \text{Ca} \ 22 \ \text{Mg} \ \text{II}} \quad \text{T} - 48^\circ\text{C}, \text{ Набеглавской:}$$

$$\text{CO}_2 \ \text{I};5 \ \text{M}_{7,8} \frac{\text{HCO}_3 \ 92 \ \text{SO}_4 \ \text{Cl} \ 4}{\text{Na} \ 74 \ \text{Mg} \ 15 \ \text{Ca} \ 8} \quad \text{и Махинджаурской:}$$

$$\text{H}_2\text{S} \ 0,005 \ \text{M}_{0,24} \frac{\text{Cl} \ 44 \ \text{HCO}_3 \ 26 \ \text{CO}_3 \ 16}{\text{Na} \ 84 \ \text{Ca} \ 8 \ \text{Mg} \ 8} . \text{ Ни в одной из них нет}$$

значительного количества магния. Это свидетельствует о том, что гидрогеохимия магния не связана с осадками среднего эоцена.

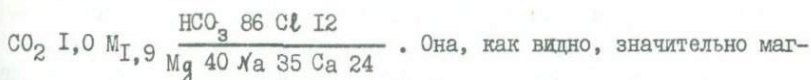
Для решения этого вопроса рассмотрим Уравельский минеральный источник, который по соотношению ионов, примерной, такой же как

ахалпхская вода. Химический состав ее:



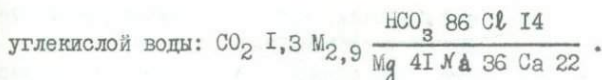
рии. Особый интерес вызывают источники Мраквали и Олода.

Мраквали выходит в 9-10 км южнее Вардзия, на правом берегу Куры, в пределах Артвинско-Болнисской глыбы. Он связан с делювием, в своде мраквальской антиклинали, сложенной породами кисатибской серии, мощность которой большая. Ниже приводится результат химического анализа этой воды:



ниевая, "чисто" гидрокарбонатная.

Совершенно аналогичное соотношение ионов наблюдается и в источнике Олода, выходящем несколько южнее Мраквали в районе распространения кисатибской серии. Химизм его подтверждает, что магниевость источника связана с этими отложениями. Химический состав Олодской



По-видимому в кисатибской континентальной фации осадках происходит обменная адсорбция между кальцием воды и магнием, поглощенным в породах, по нижеследующей схеме: $\text{Ca} + 2\text{HCO}_3 + \text{Mg} / \text{компл.} /$
 $\rightleftharpoons \text{Mg} + 2\text{HCO}_3 + \text{Ca} / \text{компл.} / ; \text{Ca} + 2\text{HCO}_3 + \text{Na}_2 / \text{компл.} / \rightleftharpoons$
 $\text{Na}_2 + 2\text{HCO}_3 + \text{Ca} / \text{компл.} / .$

На наш взгляд, формирование углекислых магниевых вод области можно объяснить следующим образом: область питания их расположена в пределах Артвинско-Болнисской глыбы, где распространены мощные осадки кисатибской серии, которые, по всей вероятности, обогащены ионами магния. Здесь, на глубине следует допустить наличие очагов CO_2 , связанного с Абуль-Самсарской системой вулканов голоцено-древнечетвертичного возраста. Вода в отложениях кисатибской серии по пути движения обогащается этим газом; последний способствует интенсивному растворению карбонатов кальция, параллельно происходит обменная адсорбция между кальцием воды и магнием породы. Подземные воды, находящиеся под большим напором и обогащенные углекислым га-

зом, магнием и кальцием, проникают из кисатибской серии в средний эоцен, на котором первая налегает трансгрессивно. Они вместе сла- гают единый водоносный комплекс. В районах Ахалцихе, Уравели, Вар- дзия и Накалакеви эти воды выходят на поверхность земли по зонам разломов, наблюдающихся в сводовых частях ахалцихской, уравельской, тмогвской антиклиналей / см. разрез № 7/ гипсометрически по- низенных местах.

Из вышеизложенного явствует, что в карбонатных отложениях вер- хнего мела и нижнего палеогена, подстилаемых водоупорным средним мелом, в условиях гидрогеологической закрытости, можно ожидать на- личие "чисто" натриево-хлоридных вод, а в зонах затрудненной цир- куляции "чисто" содовых. Эти последние по направлению погружения комплекса давят на воды зоны застоя и при наличии разрывов или сква- жин выходят на поверхность земли; местами в верхней части разреза к ним примешивается магниевая вода, генетически связанная с киса- тибской серией; местами же, например, в Ахалцихской депрессии послед- ние проникают в зону затрудненной циркуляции верхнемелового - нижнепалеогенового водоносного комплекса.

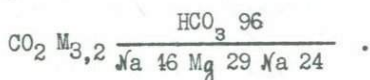
В Гуджаретско-Боржомском поднятии, которое является стокораз- делом для подземных вод складчатой системы, как известно, среди нарзанов и содовых вод большим распространением пользуются углекис- лые солено-щелочные источники. Однако здесь породы преимущественно слагают открытую гидрогеологическую структуру, поэтому вопрос о том, каким образом в подобных структурах формируются солено-щелочные во- ды, приобретает большой интерес. Об этом достаточно было сказано в главе 4, где отмечается, что в районах Гуджарети, Ткемловани, Не- дзви и Садгери в верхнемелово-нижнепалеогеновый комплекс напорные хлоридные воды поступают из юрско-нижнемелового комплекса. В обла- сти Гуджаретско- Боржомского поднятия в водах обращает на себя вни- мание местами значительное содержание магния. Для примера ниже при- веден химический анализ Рамнисхевского источника, выходящего из низ- зов Флиша в верховьях Гуджаретисцкали:

CO_2 М₃, I $\frac{HCO_3 \ 98}{Mg \ 47 \ Ca \ 35 \ Na \ 17}$. Но вода эта химически отличается от

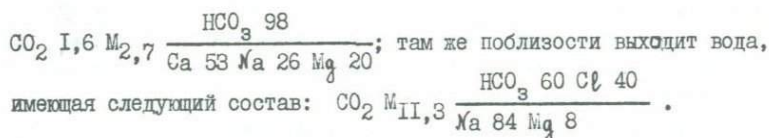
вблизи расположенного источника, выходящего из тех же осадков:

CO_2 М₉, 3 $\frac{Cl \ 52 \ HCO_3 \ 48}{Na \ 85 \ Mg \ 10}$. Вардеванский источник, расположенный в

пределах той же антиклинальной структуры, значительно ниже течения реки, выходит из среднего зоцена, состав его:



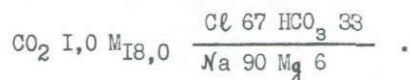
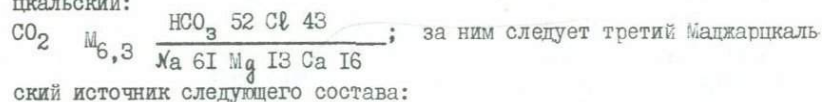
Цинубанский источник, связанный с палеоценовым флишем, приурочен к более севернее расположенной цинубанско-пагверской антиклинали; его состав:



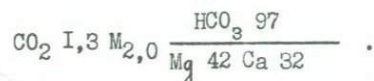
Несколько ниже Цинубани из тех же осадков выбивает верхний источник Маджарцкали:



цкальский:



Состав Телланского источника нижеследующий:



Из сравнения анализов видно, что в упомянутых водах с увеличением общей минерализации и хлоридности содержание магния резко падает.

В большинстве случаев повышенным содержанием магния характеризуются углекислые воды сравнительно низкой минерализации. Аналогичная картина, как мы в этом убедились несколько выше, наблюдается и в Ахалцхско-Аспиндзском районе. Там с возрастанием общей минерализации гидрокарбонатно-хлоридных или хлоридно-карбонатных источников содержание магния и, вообще, щелочно-земельных металлов резко

падает; они становятся почти "чисто" натриевыми.

Основная область питания подземных вод верхней и средней части Гуджаретского бассейна расположена в пределах Артвинско-Болнисской глыбы. Последняя сложена верхнемеловым и мио-плиоценовым водоносным комплексом, который гидрогеологически объединен с верхнемеловым -нижнепалеогеновым водоносным комплексом бассейна р. Гуджаретисцхали.

Верхний мел глыбы погружается в сторону Триалетии и скоро перекрывается более молодыми образованиями. В области питания подземные воды обогащаются углекислотой, которая поступает из потухших вулканов, представленных в районе в большом количестве. Что же касается геохимии магния, то ее следует связать с кисатибской серией и, возможно, также с вулканогенным верхним мелом.

Плейстоценово-голоценовый вулканизм широко представлен в Антиклинории, на Южном склоне, и, особенно же, в пределах Артвинско-Болнисской глыбы. На Грузинской глыбе проявление плейстоценово-голоценового вулканизма не наблюдается; нет там углекислых минеральных источников. Некоторые авторы считают, что углекислый газ, хлориды, ионы натрия и гидрокислы водорода в складчатых системах являются ювенильными, так как в областях распространения углекислых вод встречаются вулканические конусы древнечетвертично-голоценового возраста, однако содой и вообще гидрокарбонатами местами обогащены и источники Грузинской глыбы; это вызвано агрессивным действием углекислоты биогенного происхождения; они получены здесь в результате метаморфизации сульфатной воды. Гидрокарбонаты в них варьируют в пределах 0,2 и 2-3 гр в литре воды. Таким образом в сульфидных источниках повышенная содовость связывается с агрессивностью углекислоты невулканического происхождения. Экспериментальные работы, проведенные в Н/и лаборатории Грузинского политехнического института им. В.И.Ленина, показали, что вытяжки из кернов карбонатных морских осадков, при действии на них дистиллированной воды с углекислым газом, становились более содовыми и минерализованными, чем глубже были взяты керновые материалы. Для примера ниже приводятся результаты анализов вытяжек кернов, доставленных из сарматских осадков с глубин 30 м:



Глубина взятия кернов и фактор времени, по-видимому, определяют предел общей минерализации и степень содовости. Содержание натрия в соотношении ионов возрастает с глубиной. Такое же зональное гидрохимическое распределение вод по вертикали наблюдается и в природных условиях /см. главу "Геолого-геохимическая характеристика распространения главнейших типов минеральных вод Грузии"/; более высоко залегающие известковистые /или гипсовые/ воды ниже сменяются гидрокарбонатно /или сульфатно/ - натриево-кальциевыми /верхняя переходная зона/, а еще ниже - содовыми /глауберовыми/; под последними присутствуют солено-щелочные или хлоридно-сульфатные воды /нижняя переходная зона/, подстилаемые древнепогребенными хлоридными водами морского типа. Солено-щелочные или сульфатно-хлоридные могут быть получены и в результате смешения вод современной метеорной инфильтрационной и древнепогребенной хлоридной, а при смешении вод зон активной и затрудненной циркуляции формируются содово-известковистые или гипсово-глауберовые или же гидрокарбонатно-сульфатные воды. Присутствие в них некоторых редких элементов, как, например, лития, бора, а также местами азота и метана и других рассматривается некоторыми авторами, как вулканические. Нередко прибегают к подсчетам отношений ионов и коэффициентов. Результаты эти вряд ли всегда могут отражать действительную картину, так как, например, азот в одной и той же воде может быть как воздушного, так и биогенного происхождения. Это особенно характерно для вод смешанного типа; последние широко распространены в природе. Если в подземной воде азот больше того количества, которое необходимо для соотношения его с аргоном воздуха, то это не всегда показатель того, что избышек этого газа вулканического происхождения; иногда он может быть и биогенным, а аргон радиоактивным. Наблюдаются случаи, когда в воде соотношение азота и аргона не такое, какое известно в воздухе; недостаток первого элемента может быть вызван расходом его органическим миром или присутствием радиоактивного аргона.

Газы подземных вод зоны активной циркуляции обычно относятся к азотной группе, но в них местами в значительном количестве присутствует и кислород. Для примера можно привести карстовую воду нижнемеловых известняков ущелья р. Шавцкала Гудаутского района, в которой O_2 доходит до 20%; в аналогичной воде, полученной из известняков палеоцена и нижнего эоцена района, газовый состав оказался нижеследующим: N_2 - 73%, CH_4 - 3,7, CO_2 - 2,8%, O_2 - 20,5%.

Азотными являются термальные воды типа Цаишахали и Цхалтубо, связанные с нижнемеловыми известняками. Это вполне закономерное явление; известно, что нижнемеловой водоносный горизонт Колхиды, расположенный под мощными молодыми осадками, слагает нижнюю зону активной циркуляции /И.Буачидзе/; там наблюдаются, главным образом, современные метеорные инфильтрационные, поэтому азотные воды. Содержание кислорода в них несколько повышенное, несмотря на большую глубину. Видно, что воды там быстро движутся и поэтому не весь кислород воздушного происхождения израсходуется на окисление сульфидов; возможно и то, что по пути следования воды объекты, могущие окисляться, отсутствуют. К "чисто" азотным относится и вода Цихиджварской скважины, в которой $N_2 = 100\%$, Абастуманской термальной воды /Богатырь/ $-N_2 = 100\%$ и Ткварчельской термальной воды $N_2 = 100\%$. Растворенные газы в миллилитрах в Цхалтубской воде: $CO_2 - 2, N_2 - 22,35$, в объемных процентах: $CO_2 - 11,42, N_2 - 88,58$; в Ткварчельском источнике № I в миллилитрах: $CO_2 - 0,0, N_2 - 14,2$, в объемных процентах: $CO_2 - 0,2, N_2 - 99,2$.

В сухумской скважине вода из нижнемелового известнякового горизонта азотная; на глубине 1716 м в том же горизонте она почти аналогичного химического и газового состава. В забое скважины /1777 м/ в составе газов изменения не наблюдались. Спонтанный газ термальных вод нижнего мела во всех скважинах был представлен лишь только азотом /96,6 - 99,2%/.

Цхалтубские термы; как известно, выходят тоже из нижнемеловых известняков. Минерализация их более слабая, чем воды сухумской глубокой скважины, связанной тоже с нижнемеловыми известняками. По газовому составу Цхалтубо относится почти к "чисто" азотной группе вод в объемных %-ах, но по составу растворенных газов, оно тоже азотное со значительным количеством углекислоты в миллилитрах.

Как видно, по газовому составу и соотношению ионов Цхалтубская и Сухумская воды нижнемеловых известняков схожи. Аналогичным газовым составом характеризуются и воды гагрской скважины, полученные из гидрогеологически слабой закрытой структуры.

В воде Гагрской скважины обращает на себя внимание в растворенном газе значительное содержание CO_2 биогенного происхождения; вода эта сероводородная; в воде этой скважины помимо азота и углекислоты присутствует метан. В верхней части бзыбской скважины, по данным В.

Чердинцева, вода содержит метан и CO_2 ; оба биогенного происхождения.

В складчатых системах, особенно же на Южном склоне широким распространением пользуются нарзаны, которые формируются в зоне активной циркуляции. Общая минерализация их варьирует в пределах 0,4 - 2,2 гр/л /см. табл. п/№ I, 9, II/; при этом количество общей углекислоты в них местами может достигать до 3.7 гр/л. Но бывают случаи, когда общая минерализация углекислой воды /содовой/ сравнительно низкая, иногда более низкая, чем у некоторых углекислых нарзанов: это, когда высокоминерализованная содовая вода зоны затрудненного водообмена не разбавлена нарзанами, а опреснена сверхпресными неуглекислыми азотными водами зоны активной циркуляции. Подобная картина наблюдается и в других частях Южного склона.

В подземных водах углекислый газ может быть, как отмечалось выше, вулканическим и метаморфическим, воздушным или биогенным. О наличии биогенной углекислоты в некоторых источниках республики было сказано выше /см. главу 5/.

Метан, присутствующий в подземных водах, биогенный. Он парагенетичен солености хлоридных вод типа нефтяных месторождений; этот газ и подземные воды разновозрастные. Метан местами современный; это в том случае, если происходит выщелачивание углеродных осадков бата; когда подземная вода действует на карбиды металлов по следующей схеме: $\text{Al}_2\text{O}_3 + 12 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 4 \text{Al}(\text{OH})_3 + 3\text{CH}_4$.

Таково, по-видимому, происхождение этого газа, например, в источниках Кверети, Ткварчели, Гагриш, Бзыби и некоторых других. В Кверетском источнике присутствуют следующие растворенные газы: CH_4 - 75,48, N_2 - 19,52, CO_2 - 5,0%; в миллилитрах CH_4 - 29,5, N_2 - 19,55, CO_2 - 1,95.

В переходной зоне между зонами затрудненной циркуляции и застоя в неуглекислых водах помимо азота воздушного и метана может присутствовать и углекислота биогенная в значительном количестве. Это наблюдается, например, в сульфидных водах Менджи, Мацеста, Горисджварских источников, Тбилисских терм и др. Для иллюстрации ниже приведен газовый состав воды из менджинской скважины № 4:

Звандрипшские источники, а также воды сухумских и санapiroйских скважин, связанные с переходной зоной, расположенной между зонами затрудненной циркуляции и застоя, подобно Менджи и Мацесты метаново-азотные.

№ пп	Место взятия проб	Геологические условия выхода подземных вод	Углекислые воды						Азотные воды						"а"	Не/А	Химическая формула
			Растворенные			Спонтанные			Растворенные			Спонтанные					
			CO ₂	N ₂	N ₂	CO ₂	O ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	O ₂	N ₂	CO ₂	O ₂			
4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17				
I.	Энгельмановая Поляна, сильно опресненная вода	Приурочен к олянам льяса	83,6	14,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	M _{0,04} $\frac{HCO_3 80 \ 50,4 \ 15}{Ca75 \ Na11}$	
2.	Мин.ист.на лев.берегу р.Баян прав.прит.р.Баян (верховья)	Приурочен к четв.отл.перекрывающим глины и песчаники бая	-	-	-	-	-	49,8	46,8	3,4	99,2	0,5	0,3	0,96	0,0029 M _{0,99} $\frac{HCO_3 67 \ 50,25}{Ca50 \ Na32}$ HCO ₃ 93		
3.	Батагск.мин.ист.	"-	-	-	-	-	-	69,6	28,4	2,0	97,1	2,6	0,3	-	M _{0,13} $\frac{Ca45 \ Mg \ 41}{Ca45 \ Mg \ 41}$		
4.	Мин.ист.на левом берегу р.Баул, прав.прит. р.Баян	"-	-	-	-	-	-	82,2	14,0	3,8	99,2	0,5	0,3	1,08	0,0023 M _{0,28} $\frac{HCO_3 82}{Ca71 \ Mg \ 21}$		
5.	Ачипо.мин.ист.на правом берегу р.Ачипо прав. прит. р.Изыты	Приурочен к сла-янев.серии лья-аса	98,5	1,5	0	98,8	1,2	-	-	-	-	-	-	-	M _{7,7} $\frac{HCO_3 77 \ 7126}{Na68 \ Ca12}$ HCO ₃ 96		
6.	Полухский мин.ист.	"-	98,8	1,2	0	98,7	1,3	-	-	-	-	-	-	-	M _{5,6} $\frac{Ca88 \ Ca11}{Ca88 \ Ca11}$		
7.	Авардахская опорная скважина	"-	98,3	1,5	0,2	95,8	4,0	-	-	-	-	-	-	-	M _{5,6} $\frac{HCO_3 97}{a76}$		
8.	Мин.ист.на левом берегу р.Авардхара, у моста	"-	98,0	1,8	0,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	M _{2,3} $\frac{HCO_3 97}{Na77 \ Ca22}$		
9.	Пшцинский мин.ист. (верховья р.Пшца)	Приурочен к ту-фогнам байоса	98,4	1,6	0	-	-	-	-	-	I	-	-	-	M _{2,2} $\frac{HCO_3 80}{Ca66 \ Na34}$		
10.	Мин.ист.в ущелье р.Башкадара	Приурочен к олян-цев.серии лья-аса	97,4	2,1	0,5	74,2	25,6	0,2	-	-	-	-	-	0,41	0,0346 M _{2,9} $\frac{HCO_3 93}{a49 \ Ca36}$		
11.	Мин.ист. в ущелье р. Баян (в штольне)	Приурочен к ту-фогнам байоса	98,1	1,8	0,1	56,0	44,0	-	-	-	-	-	3,8693	0,47	0,0090 M _{1,96} $\frac{HCO_3 94}{Ca73 \ a27}$		

	Миллилитры в I-ом литре воды					Объемные %			
	Газы	H ₂ S	CO ₂	CH ₄	N ₂ и редкие газы	H ₂ S	CO ₂	CH ₄	N ₂ и редкие газы
Газы растворенные	57,03	7,33	20,30	12,5	16,9	12,85	35,60	21,92	29,63
Свободновыделяющиеся газы	5,57	0,01	0,26	1,50	3,80	0,21	4,77	26,87	68,15

Менджинская сероводородная вода, связанная с известняковой фазией нижнего палеогена и верхнего мела, относится к почти "чисто" хлоридной, "чисто" натриевой группе источников типа нефтяных месторождений, разбавленных водами современного инфильтрационного происхождения, поэтому вода смешанного типа; этим и объясняется метаново-азотный или азотно-метановый ее состав, причем азот связан с современной метеорной инфильтрационной водой; хлоридная вода метановая. Аналогичным газовым составом характеризуется и вода сухумской и саннапиройской скважин, полученная из верхнемеловых и нижнепалеогеновых известняков. Как и следовало ожидать, смешанные воды типа Менджи и, по газовому составу, являются смешанными. Но здесь в растворенных газах обращает на себя внимание значительное содержание углекислоты биогенного происхождения. В зависимости от дозировки смешиваемых вод, а также от общей их минерализации и концентрации газов, типа Менджи воды могут быть азотно-метановыми или метано-азотными.

Как показано было выше, воды высокоминерализованные хлоридные являются "чисто" метановыми, если они относятся к типу нефтяных месторождений, а воды метеорные современной инфильтрации являются "чисто" азотными. В воде саннапиройской скважины, как и в Менджи, наблюдается смесь отмеченных выше двух составляющих частей воды; в современных метеорных инфильтрационных водах азот и метан частично могут быть получены и биохимическим путем, а в древних хлоридных, неразбавленных - метан обычно парагенетичен солености хлоридных вод.

Свободный газ в термах неглубокой скважины № 8 Тбилисского бальнеологического курорта состоит из азота и метана. Химсостав их ниже-

следующий: $Cl - HCO_3 - CO_3 - Na$; общая минерализация 0,3 гр/л. Они смешанного типа. Термы, полученные из глубокой скважины № 5, тоже метаново-слабоазотные, но "чисто" хлоридные / $Cl - Na - Ca$ /; здесь хлоридные воды значительно слабо разбавлены / $M - 4,6$ гр/л/ и поэтому значительно более метановые, чем остальные воды бальнеологического участка. Метановые источники генетически связаны с древнепогребенными хлоридными водами, а азотные с современными метановыми инфильтрационными.

Источники зоны застоя, представляющие собой неразбавленные воды типа нефтяных месторождений, по газовому составу, как правило, являются метановыми. Высокоминерализованные воды глубоких буровых скважин Колхидской низменности, наблюдающиеся в плиоценовых и верхнемеловых осадках "чисто" метановые. Для примера можно привести газовый состав плиоценовой воды потийской скважины: $CH_4 - 99,36, N_2 - 0,64\%$.

В газовом составе вод зоны активной циркуляции обращает на себя внимание высокий коэффициент $Aч100 / M_2 I.18$, доходящий до 2,68. Это могло быть вызвано наличием в воде радиоактивного аргона или поглощением азота микроорганизмами.

Анализы редких газов в объемных процентах, на первый взгляд, показывают вполне закономерную зависимость между азотом и аргоном + ксенон + криптон, с одной стороны, и $He / Aч$ с другой. Повышенному содержанию азота отвечает такое же содержание остальных элементов и пониженное отношение $He / Aч$. Объясняется это явление, по-видимому, тем, что до последнего времени считали, что аргон исключительно воздушного происхождения.

Коэффициент "а" намного больше в "чисто" азотных водах, но он не пропорционален их абсолютным величинам. Так, например, в воде, содержащей 99,2% азота "а" = 0,96, но в воде, в которой азот = 98,7%, "а" = 1,65, но наблюдаются случаи, когда при азоте = 79,8%, "а" = 1,0. Такое несоответствие наблюдается и в соотношении гелия к азоту. Это по-видимому, вызвано тем, что в водах азот частично или полностью биогенный, в случае денитрификации, или вулканический; он может быть израсходован бактериями. Здесь следует принять во внимание также возможность наличия в воде радиоактивного аргона. В этом случае соотношения редких газов, конечно, могут быть иными.

Ниже даны результаты анализа спонтанных газов следующих источников:

1. Уцерского содового источника Гвериты - CO_2 - 99,87, CH_4 - 0,02, N_2 - 0,74%;
2. Саирмского № 3 - CO_2 - 99,26, CH_4 - 0,0, N_2 - 0,74%;
3. Ахалцихской магниевой воды из скважины: CO_2 - 99,85, CH_4 - 0,05, N_2 - 0,10%;
4. Боржомской воды из скв. № 5 - CO_2 - 92,66, CH_4 - 3,3 и N_2 - 4,01%;
5. Авадхарской воды из скважины № I - CO_2 - 96,32, CH_4 - 0,0, N_2 - 3,68%.

В "чисто" углекислых водах наличие растворенных газов примерно ниже следующее:

1. Авадхарской воде в миллилитрах: CO_2 - 915,53, N_2 - 4,50, в объемных процентах - CO_2 - 99,51, N_2 - 0,49;
2. Саирская вода в миллилитрах - CO_2 - 1037,1, N_2 - 1,83, в объемных процентах CO_2 - 99,83, N_2 - 0,17.
3. Боржомской воде в миллилитрах CO_2 - 1690,0, N_2 - 0,0, в объемных процентах CO_2 - 100, N_2 - 0,0.
4. Цагверской скв. № 9 в миллилитрах CO_2 - 1350,0, N_2 - 0,0, в объемных процентах CO_2 - 100%, N_2 - 0,0.
5. Ахалцихской воде скв. № I в миллилитрах CO_2 - 1112,0, N_2 - 0,0, в объемных процентах CO_2 - 99,8, N_2 - 0,2,
6. Уцерской воде Гверита в миллилитрах CO_2 - 99,87, N_2 - 2,18, в объемных процентах CO_2 - 99,87, N_2 - 0,13.
7. Вардзийской скв. № 7 в миллилитрах CO_2 - 706,5, N_2 - 2,1; в объемных процентах CO_2 - 99,5, N_2 - 0,3.
8. Источнике Хальде /В.Сванетия/ в миллилитрах CO_2 - 955,0, в объемных процентах CO_2 - 98,5, в миллилитрах N_2 - 1,5, в объемных процентах N_2 - 1,5.
9. Источнике Лахамула /В.Сванетия/ в миллилитрах CO_2 - 1047, N_2 - 27,0; в объемных процентах CO_2 - 97,6, N_2 - 2,4.
10. Источнике Ушхванари /В.Сванетия/ в миллилитрах CO_2 - 555,0 N_2 - 55,0, в объемных процентах CO_2 - 97,4, N_2 - 2,5.
11. Воде из эксплуатац. скв. № I Авадхара в миллилитрах CO_2 - 902,4, O_2 - 1,8, N_2 - 13,8, в объемных процентах CO_2 - 98,3, N_2 - 1,5, O_2 - 0,2.
12. Башкапарском источнике /Зап.Абхазия/ в миллилитрах CO_2 - 681,2, N_2 - 14,7, O_2 - 2,1, в объемных процентах - CO_2 - 97,1,

$N_2 - 2,6$, $O_2 - 0,3$.

Порфиритовая свита байоса, в условиях полной гидрогеологической закрытости, практически не газоносна. В Мацесте хлоридная составляющая исходит из порфиритовой свиты байоса. Вода мацестинского типа значительно метановая. Таким образом этот газ можно считать парагенетичным солености современной метеорной инфильтрационной воды. Таким образом выходит, что метан и сульфиды могут образоваться в настоящее время; это наблюдается и в нехлоридных водах гагрской и гагришской скважин /см. главу 4/. Известно, что в Гагрском массиве, сложенном в основном верхнеюрскими известняками, древние хлоридные воды морского типа полностью отгружены. Известняки массива обогащены органическим веществом и сульфидным оруденением. Окислением последних кислородом воздуха, присутствующего в инфильтрационной метеорной воде, образуются ионы сульфатов; жизнедеятельность же бактерий в органической среде вызывает десульфатизацию. В результате всего этого могут образоваться углеводороды и сульфиды. Углекислота, способствуя растворению карбонатных пород, может обогатить подземные воды гидрокарбонатами.

Она может облегчить также процесс обменной адсорбции между кальцием воды и натрием пород. В результате этого в верхнеюрских карбонатах образуется содовая вода, которая производит давление на хлоридные воды зоны застоя и смешивается с ними. В результате образуются сульфидные воды.

В Уджармойских термах нефтеносного участка из спонтанных газов присутствуют: $CO_2 - 1,14\%$, $CH_4 - 93,69\%$, $C_2H_6 - 2,07\%$, $C_3H_8 - 2,07\%$, $C_4H_{10} - 10,3\%$, а из растворенных: $CO_2 - 81,9\%$, $CH_4 - 14,6\%$, $N_2 - 2,9\%$. Общее содержание углекислоты $0,2$ г/л. Как выясняется, из спонтанных газов здесь представлен почти только метан, а из растворенных углекислота. Метан, как более легкий, быстро улетучивается. Этим, по-видимому, объясняется малое его содержание. Этот газ обычно парагенетичен солености древней воды, а азот воздушного происхождения. Однако, как показано было выше, в некоторых источниках смешанного типа первый может быть парагенетичным солености современной метеорной инфильтрационной воды, например, в Мацесте, Кветети, Ткварчели.

Ниже приводится состав газов некоторых вод смешанного типа:

I. Санапиройского минерального источника типа Менджи, в котором спонтанных: $CH_4 - 71,0$, $N_2 - 28,0$, $CO_2 - 1,2$, $O_2 - 0,0\%$, рас-

творенных - CH_4 - 37,0, N_2 - 28,12, CO_2 - 35,2, O_2 - 0,0%.

2. Сухумского типа Менджи спонтанных - CH_4 - 85,93, N_2 - 12,18, CO_2 - 1,89, O_2 - 0,0%, растворенных - CH_4 - 49,56, N_2 - 7,12, CO_2 - 43,32, O_2 - 0,0%.

3. Цаишидзвели - спонтанных CH_4 - 62,1, N_2 - 36,85, CO_2 - 0,8 O_2 - 0,0%.

4. Тбилисских терм бальнеологического курорта спонтанных - CH_4 - 55, N_2 - 44,0, CO_2 - 0,0, O_2 - 0,0%.

5. Воды Тбилисской скважины № 7 бальнеологического участка - спонтанных CH_4 - 80,7, N_2 - 19,3, CO_2 - 0,0, O_2 - 0,0%.

Как известно, в тбилисской глубокой скв. № 5 хлоридной составляющей смеси парагенетичен метан; здесь больше хлоридной составляющей в смеси, чем в вышеприведенных двух других источниках бальнеологического участка Тбилисского месторождения. Поэтому в скважине № 5 метан резко превалирует.

Состав спонтанных газов Звандрипшской разбавленной хлоридной воды нижеследующий: CH_4 - 82,2%, N_2 - 15,0, CO_2 - 1,5, CO_2 - 0,0, растворенных: CH_4 - 38,0, N_2 - 22,0, CO_2 - 39,0. В более разбавленной Звандрипшской воде, в которой содержание гидрокарбонатов сравнительно больше, спонтанные газы состоят из CH_4 - 73,8%, N_2 - 1,3, CO_2 - 17,0, O_2 - 0,0, растворенные из CH_4 - 38,8, N_2 - 21,6, CO_2 - 39,2, O_2 - 17,0, а в воде горисджварской скважины № 1, полученной из верхнемелового - нижнепалеогенового водоносного горизонта, в спонтанных газах различаются: CH_4 - 80,7, N_2 - 19,7, CO_2 - 0,0. O_2 - 0,0. В Зинобианской сульфидной разбавленной хлоридной воде из меловых известняков установлены следующие спонтанные газы: CH_4 - 72,9, N_2 - 24,9, CO_2 - 2,2, O_2 - 0,0.

Ахталский грязевой раствор представляет собой смесь вод высокоминерализованной хлоридной метановой и пресной азотной алазанской серии. В нем присутствуют следующие спонтанные газы: CH_4 - 79,2, N_2 - 11,6%, CO_2 - 8,85, O_2 - 0,0.

В воде скважины курорта Леселидзе в верхнепалеогеновых осадках установлены: CH_4 - 83,3%, N_2 - 15,5, CO_2 - 0,9, O_2 - 0,0%. По химическому составу она относится к хлоридному типу, незначительно разбавленному.

В Паншетской углекислой воде Казбекского района:

CO_2 №2,0 $\frac{\text{HCO}_3 \quad 66 \quad \text{Cl} \quad 29}{\text{Na}38 \quad \text{Ca} \quad 37 \quad \text{Mg} \quad 18}$ определены следующие спонтанные газы:

CO₂ - 64,8, N₂ - 35,15, CH₄ - 0,0, растворенные CO₂ - 64,8, N₂ - 35,15, CH₄ - 0,0; растворенные газы в миллилитрах - CO₂ - 547,18, N₂ - 5,26, CH₄ - 0,0. По газовому составу, как и следовало ожидать, "опресненные" нарзаны являются углекисло-азотными.

В минеральной воде Хвце:

CO₂ I,3 M_{I,3} $\frac{\text{HCO}_3 97}{\text{Ca90 Mg 6}}$ определены следующие спонтанные газы:

CO₂ - 75,4, CH₄ - 1,67, N₂ - 22,93 и растворенные в миллилитрах CO₂ - 655,53, CH₄ - 0,29, N₂ - 6,33.

В минеральной воде района верхней части р.Лашинце, западная часть горной Абхазии/ установлено наличие следующих спонтанных газов: CO₂ - 74,2%, N₂ - 25,6%, O₂ - 0,0, растворенных: CO₂ - 97,6%, N₂ - 2,4, O₂ - 0,0.

В минеральном источнике:

CO₂ M_{I,96} $\frac{\text{HCO}_3 94}{\text{Ca53 Ca39}}$, расположенном в ущелье р.Бавь, правого притока р.Бзыби, спонтанных газов оказалось: CO₂ - 56,0, N₂ - 44,0, O₂ - 0,0, растворенных: CO₂ - 98,1%, N₂ - 1,8, O₂ - 0,0; в источнике ущелья р.Башкацара, правого притока р.Бзыби, наблюдаются следующие растворенные газы: CO₂ - 97,6, N₂ - 2,4, O₂ - 0,0, а также спонтанные: CO₂ - 74,2, N₂ - 25,6, O₂ - 0,3%.

Слабоуглекислые, пресные воды по газовому составу обычно являются углекисло-азотными, а в редких случаях и азотно-углекислыми. Так, например, в углекислом источнике:

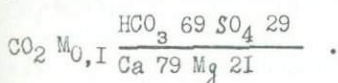
CO₂ M_{0,28} $\frac{\text{HCO}_3 82}{\text{Ca71 Mg 21}}$, выходящем на левом берегу р.Бауль, правого притока р.Бзыби, определены спонтанные газы: CO₂ - 0,7, N₂ - 99,2, O₂ - 0,0 и растворенные: CO₂ - 18,0, N₂ - 82,2, O₂ - 7,4.

Химсостав слабо углекислого источника, выходящего у слияния р. Гваштуха и р.Грибза в районе Псху, нижеследующий:

CO₂ M_{0,2} $\frac{\text{HCO}_3 69}{\text{Ca49 Mg 35}}$; растворенных газов в нем: CO₂ - 58,3, N₂ -

37,9, O₂ - 3,3, а спонтанных: CO₂ - 7,2, N₂ - 92,8, O₂ - 0,0. Примерно таков газовый состав сверхпресного, слабогазированной

родника, выходящего на левом берегу р. Ахей, левого притока р. Бауль:



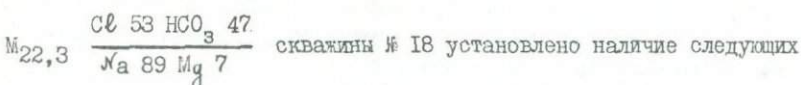
Нам уже известно /см. главу 4 /, что в составе Зварского углекислого солено-щелочного источника эссендукского типа принимают участие воды двух генераций: древние хлоридные и современные метеорные инфильтрационные; однако газовый анализ показал, что в нем из спонтанных газов присутствуют: CO_2 - 99,37, CH_4 - 0,33, N_2 - 0,0, O_2 - 0,30, а из растворенных: CO_2 - 99,57, CH_4 - 0,06, N_2 - 0,0, O_2 - 0,37, в миллилитрах: CO_2 - 1228,54, CH_4 - 0,71, N_2 - 0,0, O_2 - 4,55.

В Джавском и Зварском источниках эссендукского типа углекислыми являются содовые составляющие смеси. Что же касается хлоридной составляющей, поступающей, по всем данным, из юрской формации, то она практически не газирована.

Интересен газовый состав хлоридной воды скважины, проведенной на южной окраине Джавского месторождения в порфиритовой свите байоса.

Состав спонтанных газов в ней: CO_2 - 9,6, CH_4 - 6,36, N_2 - 84,04; растворенных: CO_2 - 90,63, CH_4 - 0,80, N_2 - 8,57; в миллилитрах: CO_2 - 111,28, CH_4 - 0,98, N_2 - 10,58.

В Зварском источнике эссендукского типа, в котором хлоридная составляющая поступает из юры, наблюдаются следующие спонтанные газы: CO_2 - 99,3%, CH_4 - 0,3, азот - 0,3%, растворенные: CO_2 - 99,57%, CH_4 - 0,06, азот - 0,37; в миллилитрах: CO_2 - 1228,5, CH_4 - 0,71, азот - 4,55; а в воде:



спонтанных газов: CO_2 - 88,6, азота - 9,7%, CH_4 - 0,0 и растворенных: CO_2 - 1677,79, N_2 - 3,64, CH_4 - 0,0.

Таким образом приведенные выше данные подтверждают, что в отмеченных водах углекислыми являются содовые воды; хлоридные же из зоны застоя практически негазоносны, но, опресненные или разбавленные, содержат азот. Последний генетически связан с современными метеорными водами.

Высокоминерализованные, неразбавленные хлоридно-кальциевые во-

ды глубоких скважин в Цхалтубо, Цункури, Очамчире, полученные из закрытых гидрогеологических структур, сложенных байосской порфири-товой свитой, являются практически негазоносными; даже парцханака-небская разбавленная вода с аналогичным химическим составом:

$M_{4I,8} \frac{Cl\ 99}{Ca\ 7I\ Na\ 28}$ не содержит метана. Газовый ее состав: $CO_2 - 20\%$, $O_2 - 12\%$, $N_2 - 68\%$.

В хлоридной разбавленной воде сурамской скв. № 15 в верхнемеловых известняках отмечены следующие спонтанные газы: $CO_2 - 3,2\%$, $CH_4 - 89,3$, $N_2 - 7,5$, $O_2 - 0,0$ и растворенные: $CO_2 - 72,3$, $CH_4 - 19,2$, $N_2 - 8,2$, $O_2 - 0,3$.

Таким образом, как выясняется, хлоридные воды типа нефтяных месторождений верхнемеловых известняков и третичных осадков, по газовому составу, как правило, являются "чисто" метановыми. Интересно и то, что они принимают участие и в солено-щелочных водах типа Ессентуки, вскрытых в третичных и верхнемеловых известняках. Таковыми являются, например, Цинубанский источник, выходящий в верховьях Гуджаретского ущелья, Рвельский, расположенный северо-восточнее г. Боржоми, в ущелье р. Куры в полосе сацхенисской антиклина-ли и др.

В Цинубанской скважине, как отмечено, вскрыты были две водоносные зоны. Верхняя из них дала "чисто" углекислую гидрокарбонатную воду; состав спонтанных газов в ней: $CO_2 - 98,5\%$, $N_2 - 1,5$, $CH_4 - 0,0$, $O_2 - 0,0$. К сожалению, результатами анализа растворенных газов мы не располагаем. Вода нижней зоны оказалась углекисло-солено-щелочной, в которой наблюдаются след. спонтанные газы: $CO_2 - 65,7\%$, $N_2 - 17,5$, $CH_4 - 16,8$, $O_2 - 0,0$ и растворенные: $CO_2 - 98,6\%$, $N_2 - 0,6$, $CH_4 - 0,9$, $O_2 - 0,0$. В миллилитрах состав растворенных газов нижеследующий: $CO_2 - 685,3$, $N_2 - 5,2$, $CH_4 - 7,9$, $O_2 - 0,0$.

Сопоставление спонтанных газов верхней и нижней зон показывает, что метан солено-щелочных вод всецело связывается с хлоридной составляющей, солености которой он парагенетичен.

С углублением рвельской скважины были получены воды "чисто" хлоридные и гидрокарбонатно-хлоридные, сильно опресненные. В ней на глубине 1172 м из верхнего мела была получена разбавленная "чисто" хлоридная вода со следующими газами: $CO_2 - 0,0\%$, $CH_4 - 98,0\%$, $N_2 - 2,0\%$, $O_2 - 0,0$. В хлоридно-гидрокарбонатной воде этой же сква-

жины газовый состав оказался нижеследующим: CO_2 - 5,0%, N_2 - 13,2, CH_4 - 81,8.

В гидрокарбонатно-хлоридной воде той же скважины оказались следующие спонтанные газы: CO_2 - 0,6%, N_2 - 21,3, CH_4 - 78,1, O_2 - 0,0, растворенных: CO_2 - 15,6, N_2 - 31,3, CH_4 - 53,1, O_2 - 0,0, растворенные в миллилитрах CO_2 - 12,3, N_2 - 24,8, CH_4 - 40,9, O_2 - 0,0.

Таким образом в минеральной воде Рвели метан генетически связывается с хлоридной составляющей смеси; азот, по всей вероятности, воздушного происхождения, углекислота же вулканическая.

Газовый состав Ткемлованской углекисло-солянощелочной воды нижеследующий: CO_2 - 86,4%, N_2 - 13,5, CH_4 - 0,1, O_2 - 0,0. Источник связан с верхним мелом. Он приурочен к сводовой части сацхенисской антиклинали. Как видно из анализа, спонтанный газ здесь состоит, в основном, из углекислоты и азота; обращает на себя внимание почти полное отсутствие метана.

Выше было высказано мнение, что хлоридная часть в углекисло-солено-щелочных источниках Ткемлианско-Гуджарети-Боржомского района поступает через межформационное гидрогеологическое окно, наблюдающееся в верхнепалеозойско-юрском водоносном комплексе; хлоридные же воды байоса, как отмечалось, часто неметановые. К сожалению, мы не располагаем данными о газовом составе гидрокарбонатно-хлоридных вод других источников этого района.

В районе Боржомского месторождения минеральной воды, как известно, обнажен верхнемеловой - нижнепалеогеновый водоносный комплекс, который от нижнемелового - юрского водоносного комплекса гидрогеологически разъединен водоупорным средним мелом. Поэтому хлоридные составляющие некоторых вод района, как например, Рвельской скважины, Садгерских источников и др., надо полагать, получены из зоны застоя, расположенной в нижнем водоносном комплексе. Но не все хлоридные воды содержат метан парагенетичный их соляности; это наблюдается в высокоминерализованных водах типа Лугела.

Подраздел I. О генезисе ионо-солевого и газового состава минеральных вод типа Менджи и Мацесты.

О происхождении ионо-солевого состава минеральных вод Грузии достаточно было связано в предыдущих главах и разделах. Сульфидные воды типа Менджи и Мацесты, как известно, пользуются исключительной популярностью и за пределами Советского Союза, как уникальные высоколечебные воды. Выявление новых месторождений подобных вод весьма важно, но для этого необходимо решение вопросов, связанных с генезисом этих вод. Вопросы эти были затронуты в предыдущих главах; в этом подразделе их более подробно рассматриваем.

Сульфидные воды Менджи, как известно, приурочены к верхнемеловому - нижнепалеогеновому известняковому водоносному горизонту в пределах западного погружения Грузинской глыбы. Замечено, что сульфидность в нем с увеличением общей минерализации возрастает. В разбавленных водах Менджи, общая минерализация которых 4-5 гр/л, количество сероводорода не более 10-15 мгр/л, тогда как в наиболее минерализованной /16 гр/л/ воде количество его доходит до 70-75 мгр/л.

Менджи, полученная у свода сухумской антиклинали, имела следующий состав:

H_2S 0,003 $M_{4,71} \frac{Cl\ 90}{Na\ 85}$ T - 18,4°C; южнее по падению водоносного

горизонта по данным глубокой скважины сменяется она менее разбавленной, но значительно более сульфидной водой:

H_2S 0,020 $M_{14,36} \frac{Cl\ 97}{Na\ 90}$ T - 29,5°C; последняя еще южнее замещается более сульфидной и менее разбавленной:

H_2S 0,030 $M_{27,0} \frac{Cl\ 98}{Na\ 92}$.

Однако при продолжительной откачке наблюдалось значительное возрастание сульфидов при уменьшении общей минерализации воды. Это явление вызвано изменением дозировки смешивающихся вод; в данном же случае с увеличением дозы воды современной метеорной инфильтрационной. Таким образом сероводородность в источниках типа Менджи

зависит от разбавления древней метановой воды морского типа современной метеорной инфильтрационной водой; как выясняется, совершенно неразбавленные древние метановые хлоридные воды этого горизонта, по данным многочисленных глубоких буровых скважин, проведенных в Колхидской низменности южнее от брахиантиклинали, на непосредственном продолжении месторождения Менджи сероводорода не содержат. Этим подтверждается, что сульфидность в Менджи парагенетична солености современной метеорной инфильтрационной воды; последняя разбавляет древнюю метановую воду морского типа. Метан здесь, в основном, парагенетичен солености древней хлоридной воды типа нефтяных месторождений. Все минеральные воды верхнемелового-нижнепалеогенового горизонта и плиоценовых осадков в пределах Колхидской низменности, в условиях полной гидрогеологической закрытости, являются исключительно метановыми.

Однако, как выясняется, метан в Мацесте парагенетичен солености современной метеорной инфильтрационной воды; на это указывает наличие метана и сульфидов в этой генерации вод гагрских скважин; последние воды, как известно, представляют собой одну составляющую часть смешанного типа воде Мацесты. Известно, что известняки Гагрского массива, особенно верхнеюрские битуминозны и пиритоносны; в ряде случаев в кернах наблюдалась самородная сера.

Формирование сульфатов в гагрских скважинах протекает следующим образом: $2 \text{FeS}_2 + 4 \text{O}_2 \rightarrow 2\text{FeSO}_4 + \text{S}_2$; $\text{S}_2 + 3\text{O}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow 2\text{H}_2\text{SO}_4$. От действия серной кислоты на карбонатные породы, происходит образование гипсовой воды и CO_2 химического происхождения / $\text{H}_2\text{SO}_4 + \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaSO}_4 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ /; от агрессивности последней происходит растворение карбоната кальция и обогащение воды гидрокарбонатами; эти гипсовые и известковистые воды, попадая в зону затрудненной циркуляции, путем обменной адсорбции между кальцием гипсовой и известковистой воды и натрием, поглощенным в породах, метаморфизуются и превращаются в глауберовые и содовые; вот почему в некоторых сульфатных и несulfатных или слабо сульфидных минеральных водах содержание гидрокарбонатов и натрия так повышено, что они принимают участие в формуле Курлова химизма воды; таковыми являются, например, некоторые воды типа Цаишахали, Накалакевиахали, Гагра и другие. Углекислота может образоваться еще и следующим образом; известно, что верхнеюрские известняки содержат органические вещества и $\text{CaSO}_4 + 2\text{C} \rightarrow \text{CaS} + 2\text{CO}_2$. Здесь CO_2 биогенная; она и в дан-

ном случае, действуя на карбонатные породы, растворяет их и тем самым обогащает воду гидрокарбонатами кальция. Вследствие обменной адсорбции между ионами кальция воды и натрием пород зоны затрудненного водообмена известковистая вода станет содовой и еще более минерализованной. Вот почему некоторые разбавленные метановые древние хлоридные воды морского типа обычно значительно более содовые, чем воды зоны застоя, как, например, Менджи, Мацеста, грязи ахталских сопков и др. В последних:

$M_{16,3} \frac{Cl\ 84\ HCO_3\ 16}{Na\ 94}$, HCO_3 больше 2 гр/л, в Звандришской же воде он доходит до 1,2 гр/л; в слабее разбавленном, т.е. в более минерализованном источнике / $M_{25,0} \frac{Cl\ 97}{Na\ 93}$ / HCO_3 не более 0,8 гр/л,

а в водах зоны застоя его количество ничтожно. Это подтверждается и нижеприведенными данными. По Ф. Мелива /1934/, в одном из источников, выходящем из нижнепалеогеновых известняков Санapiro, до начала разведки был установлен следующий состав воды:

$H_2S\ 0,001\ M_{1,37} \frac{Cl\ 70\ HCO_3\ 29}{Na\ 80\ Ca\ 14}$. На участке Сухуми Ф.Мелива /1939/

провел неглубокие ручные скважины около минерального источника, связанного с палеоценовыми известняками, воды которых оказались следующего состава:

$H_2S\ M_{1,4} \frac{Cl\ 71\ HCO_3\ 28}{Na\ 72\ Mg\ 14\ Ca\ 9}$, $H_2S\ 0,001\ M_{0,8} \frac{HCO_3\ 85\ Cl\ 12}{Na\ 97\ Ca\ 2}$,

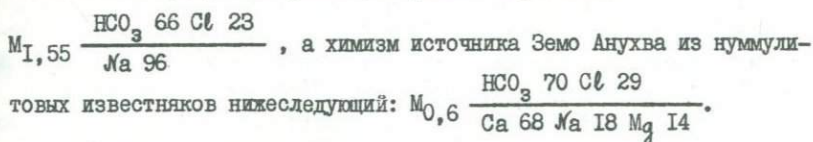
$M_{0,64} \frac{HCO_3\ 90\ SO_4\ 6\ Cl\ 4}{Na\ 96\ Ca\ 3}$, $H_2S\ M_{0,97} \frac{HCO_3\ 86\ Cl\ 12}{Na\ 97\ Ca\ 2}$,

$H_2S\ M_{3,46} \frac{Cl\ 78\ HCO_3\ 14\ SO_4\ 8}{Na\ 92\ Mg\ 5}$.

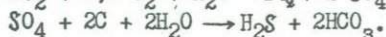
Примерно таким химическим составом характеризуются минеральные источники сел. Константиновки, расположенные несколько севернее Сухуми. Химический состав их:

$H_2S\ M_{4,68} \frac{Cl\ 79\ HCO_3\ 21}{Na\ 97\ Ca\ 2}$. В них обращает на себя внимание значи-

тельная общая минерализация и содовая составляющая. Такой источник выходит и в Гудаутском районе, в ущелье Хартвиса:



В вышеприведенных анализах повышенное содержание HCO_3 по сравнению с опресненными хлоридными водами или хлоридными водами зоны застоя, результат агрессии CO_2 , главным образом, биогенного происхождения; повышенное количество HCO_3 , как отмечалось, характерно для вод типа нефтяных месторождений, например, Менджи. Он формирован в структуре, которая раньше содержала нефть. В подобной геохимической обстановке, при движении современных метеорных инфильтрационных вод с кислородом воздуха могут дать углекислоту и в результате взаимодействия между кислородом и органическим веществом. Так были получены содовые воды с повышенной общей минерализацией, являющиеся составной частью сульфидных источников типа Менджи и Мацеста; об этом было сказано выше. Но известно, что хлоридные воды типа нефтяных месторождений содержат органику и десульфидирующих бактерий; известняки верхнего мела и нижнего палеогена, где формируются воды типа Менджи, пиритизированы, а местами и гипсоносны. В результате растворения последних или окисления кислородом современной инфильтрационной воды зерен пирита, как известно, могли образоваться сульфаты, от десульфатации последних образуется сероводород. В такой гидрогеохимической обстановке вследствие жизнедеятельности анаэробных бактерий одновременно с процессом содообразования происходит десульфатизация и появление сероводорода. Процесс может протекать по следующей схеме. $Fe_2 + 3,5 O_2 + H_2O \rightarrow Fe_3 + 2 SO_4 + H_2$;



На основе вышеизложенного можно заключить, что Мацеста и Менджи разбавлены инфильтрационными сульфатными водами современной метеорной генерации. Без участия последних не могли образоваться сульфиды. В воде типа Менджи с увеличением общей минерализации до определенного предела возрастает и сульфидность.

После отмеченного предела количество сероводорода падает до полного ее исчезновения. Это происходит ниже полосы соприкосновения вод типа Менджи, т.е. нижней переходной гидрогеохимической зоны с зоной застоя; таким образом выходит, что сульфидность в водах типа

Менджи зависит от солености современных метеорных инфильтрационных вод.

Хлоридные воды в верхнемелово-нижнепалеогеновые известняковые коллекторы, согласно данным палеогидрогеологии /см. главу 4 / могли проникнуть из третичных нефтеносных горизонтов, которые содержат органические вещества и бактерии. В источниках типа нефтяных месторождений сульфаты обычно отсутствуют: воды эти десульфатизированы.

Для формирования сульфидов в хлоридных водах отмеченного горизонта все условия налицо. Здесь в анаэробной среде присутствуют органика и бактерии: отсутствуют только сульфаты; выше было сказано, что известняки данного горизонта значительно пиритизированы. При окислении сульфидов кислородом современной инфильтрационной воды происходит обогащение последней сульфатами. Сульфатные воды, соприкасаясь с водами застойного режима, смешиваются с хлоридными водами, содержащими органику и специфические бактерии: в результате десульфатизации образуются сероводород и углекислота.

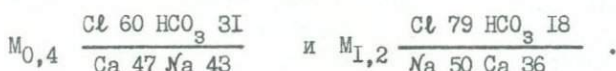
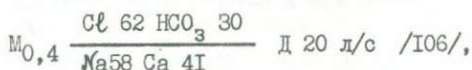
На менджинском, цаишском, сухумском и санapiroйском участках наблюдаются благоприятные геохимические и гидродинамические условия для формирования сульфидных вод. Так, например, в районе Санapiro верхнемеловые и нижнемеловые известняки свода ахалиафонской антиклинали, погружаясь в западном направлении, перекрываются сперва верхнепалеогеновыми мергельно-глинистыми слоями, а затем неогеновыми, в общем, водоупорными осадками. Обнаженные на южном крыле складки известняки являются областью питания; подземный сток направлен в сторону погружения складки; однако, из-за постепенной закрытости структур движение современных метеорных инфильтрационных вод сильно затрудняется: происходит ее диффузия в хлоридные воды зоны застоя; начинается процесс десульфатизации; в результате формируется вода типа Менджи и напорная вода через зону разлома, которая здесь фиксируется, выходит на поверхность земли в пределах южного крыла ахалиафонской антиклинали, ближе к своду: совершенно в аналогичных условиях происходит формирование и других вод типа Менджи /см. главу 4/.

Выше неоднократно отмечалось, что в окрестностях Гагры известняки нижнего мела и особенно верхней юры пиритосны и битуминозны, поэтому здесь в восстановительной среде имеются благоприятные условия для формирования сульфидов, которые, как известно, здесь в значительном количестве встречаются /воды гагрских скважин/. Но воды

гагрской скважины слабо минерализованы и хлоридны. Восстановление палеогидрогеологической картины указывает, что раньше здесь были распространены воды типа Мапесты, а до этого не сероводородные, неразбавленные хлоридные зоны застоя /см. главу 4/. Сопоставление вышеприведенных данных убеждает нас в том, что сульфидность в водах типа Мапесты парагенетична солености современных метеорных инфильтрационных вод. К такому же выводу мы пришли выше относительно вод типа Манджи. Можно утверждать, что несероводородные хлоридные зоны застоя разбавлены сероводородными современной метеорной генерации типа гагрских скважин водами.

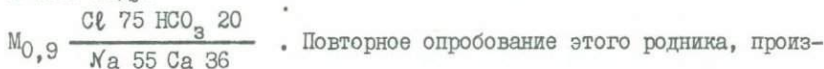
Интересными данными располагаем мы о химическом составе карстовых и речных вод ущелья р. Монахеаквара. В районе Ахали Афони они связаны с нижнемеловыми известняками, и являются собственно хлоридными, гидрокарбонатно-хлоридными и в периоды засухи даже "чисто" хлоридными. В период засухи общая минерализация карстовой воды доходила до 1,7 г/л; при максимальной /1,7г/л/ минерализации они становились натриево-кальциевыми. Известно, что вода р. Монахеаквара всегда более или менее хлоридная; таковыми являются также речные и карстовые воды некоторых соседних участков, связанные с нижнемеловыми известняками.

Химический состав карстового источника № I бассейна р. Монахеаквара в 1938, 1939 и 1961 годах:



Сопоставление результатов анализов показывает, что разница в общей минерализации и соотношении ионов вызвана различной степенью разбавления древней хлоридной воды.

Химический анализ первого карстового родника произведен был в 1936 году:



тат:

$M_{I,35} \frac{Cl\ 82}{Na\ 65\ Ca\ 27}$ и $M_{I,5} \frac{Cl\ 82}{Na\ 65\ Ca\ 27}$. В это же время химизм
 воды Монахеаквара: $M_{I,4} \frac{Cl\ 81}{Na\ 66\ Ca\ 29}$ / 107 / . Имеется еще анализ
 карстового родника: $M_{I,7} \frac{Cl\ 82\ HCO_3\ 13}{Na\ 68\ Ca\ 25}$.

В гидрогеологических условиях, аналогичных с Монахеаквара,
 хлоридными являются и воды рек, протекающих в пределах распростра-
 нения известняков н.мела. Состав воды рек Псирцхы -

$M_{O,68} \frac{Cl\ 60\ HCO_3\ 33}{Na\ 69\ Ca\ 25}$, Келасури - $M_{O,3} \frac{Cl\ 57\ HCO_3\ 25}{Mg\ 54\ Ca\ 24\ Na\ 22}$ и

Гумисты - $M_{O,3} \frac{HCO_3\ 39\ C\ 35}{Mg\ 55\ Ca\ 23\ Na\ 27}$.

В этих хлоридных водах обращает на себя внимание повышенное
 содержание ионов кальция. Это вызвано тем, что хлоридная составля-
 ющая этой опресненной воды относится к хлоридно-кальциевому типу;
 она, как известно, приурочена к порфиритовой свите байоса; отсюда
 она мигрирована в известняки верхней юры и нижнего мела Западной
 Абхазии .

Сравнение химического анализа карстового родника р.Монахеак-
 вара и самой реки, связанных с известняками нижнего мела, с водами
 нижнемеловых известняков Колхиды, вскрытых на большой глубине, вы-
 зывает большой интерес. Ниже приведены результаты химических ана-
 лизов: 1. Карстового родника ущелья р. Монахеаквара:

$M_{I,5} \frac{Cl\ 82}{Na\ 65\ Ca\ 27}$, 2. воды цайшской глубокой скважины типа Цайши
 ахали: $M_{I,8} \frac{SO_4\ 56\ Cl\ 32}{Ca\ 50\ Na\ 42}$, 3. реки Монахеаквара $M_{I,4} \frac{Cl\ 81}{Na\ 66\ Ca\ 29}$

4. воды сухумской глубокой скважины: $M_{I,6} \frac{SO_4\ 52\ Cl\ 29}{Na\ 46\ Ca\ 32\ Mg\ 22}$,

5. воды Хоргапирвели: $M_{2,5} \frac{SO_4\ 47\ Cl\ 45}{Na\ 49\ Ca\ 28\ Mg\ 23}$ и воды Накалакевской

глубокой скважины - $M_{I,5} \frac{SO_4\ 67\ HCO_3\ 19\ Cl\ 14}{Ca\ 54\ Na\ 37}$ Т 80°С.

Общая минерализация их, примерно, одного порядка, но соотношение ионов разное. В Монахеакваре хлоридная вода кальциевого типа, опресненная, в основном, гидрокарбонатными водами; хлоридно-кальциевые воды глубоких скважин Колхидской низменности из того же горизонта разбавлены сульфатными водами. Сопоставление показывает, что нижнемеловой водоносный горизонт Колхидской низменности на больших глубинах является коллектором вод нижней переходной зоны, как например, воды зугдидской глубокой скважины; в Монахеакварском бассейне те же известняки слагают также нижнюю переходную зону между зонами застоя и затрудненной циркуляции. Однако в нижнем меле Колхиды хлоридная вода разгружена; там теперь циркулирует современная метеорная, но, если местами в горизонте вода несколько хлоридная, то это результат того, что она поступает из юрской формации через зону разломов или через межформационные гидрогеологические окна батских кордильер. Известно, что в батских кордильерах местами водоупорная верхняя юра отсутствует первично. Что же касается Ахалафонского района, то там в юго-западном направлении, по простиранию антиклинали нижнемеловые известняки слагают зону застойного режима в пределах акватории Черного моря, и, таким образом, монахеакварский район охватывает нижнюю переходную зону, которая по падению горизонта в сторону моря и по погружению структуры /ахалифонской антиклинали/ сменяется зоной застоя. а в нижнем меле Колхиды, как известно, зона застоя до Квалонского сбросо-надвига вовсе отсутствует.

Хорошо известно, что верхняя юра в Сухумском районе и восточнее сложена водоупорной глинисто-песчанистой свитой, тогда как в Ахалафонском районе и западнее до Сочи синхронные слои являются водоносными. Верхняя юра здесь представлена хорошо водопроницаемыми известняками. Последние вместе с известняковым нижним мелом и остальной юрой слагают единый, весьма мощный водоносный комплекс. В Сухумском районе и восточнее, как отмечалось, глинисто-песчанистая верхняя юра за исключением некоторых батских кордильер, гидрогеологически разобщает водоносные нижнемеловые известняки от юрских.

Геологические условия Сочи - Ахалифонской полос почти одинаковые. В этих местах верхняя юра представлена известняками.

Подземные воды нижнемеловых свит устья р. Монахеаквара, по отношению ионов, разнятся от вод сухумского участка; в последней местности и в Колхиде верхняя юра, в отличие от синхронных осадков Центральной и Западной Абхазии, представлена, как отмечалось, не

известняками, а водоупорными глинисто-песчанистыми осадками. Как видно, между Сухуми и Ахалиафони происходит смена фаций верхней юры. Поэтому в полосе Ахалиафони и Гудаута и западнее нижний мел и юра слагают единый водоносный комплекс. Нижнемеловые известняки Колхиды и Сухумского района гидрогеологически разобщены от средней юры и верхнего мела водоупорными осадками. Здесь отдельно выделяется нижнемеловой известняковый водоносный горизонт, который до квалонского надвига содержит главным образом современные метеорные инфильтрационные воды типа Цхалтубо, Цаишахали, Зугдиди, Самтредия и другие на больших глубинах. Что же касается нижнемелово-верхнеюрских известняков Центральной и Западной Абхазии, то там, как выясняется, нижняя переходная гидрогеохимическая зона, фиксируемая в ущелье Монахеаквара, простирается по погружению Ахалиафонской антиклинали до Бичвинты. Здесь зона застоя распространяется в пределах бассейна Черного моря, где нижнемеловые и верхнеюрские известняки вместе с остальной юрой слагают единый водоносный комплекс.

Известно, что воды глубоких скважин курорта Гагра сульфидные, но в Монахеакварских родниках из нижнемеловых известняков, которые гидрогеологически объединены с верхнеюрскими известняками и слагают вместе единый известняковый горизонт, сероводород отсутствует. Это следует объяснить тем, что в Монахеакварском районе химанализы показывают и гидрогеологические условия подтверждают, что хлоридные воды смешаны с пресными карстовыми, которые по химическому составу являются известковистыми, т.е. здесь хлоридные воды опреснены, а не разбавлены повышенной минерализации гидрокарбонатными водами, что характерно для сульфидных вод, так как известняки нижнего мела и верхней юры восточнее Бзыбского ущелья в отличие от синхронных слоев Гагрского и Сочи - Мацестинского районов, органическими веществами бедны или они в них вовсе не содержатся. Таким образом, как выясняется, в верхнеюрских и нижнемеловых известняках Ахалиафонского района отсутствуют благоприятные геохимические условия для формирования сероводорода и агрессивной CO_2 биогенного происхождения, поэтому здесь минерализация HCO_3 не повышена.

В мезозойских известняках, особенно же в верхнеюрской полосе Сочи-Бзыби обращают на себя внимание битумы и самородная сера, указывающие на то, что эти породы были нефтеносными. В настоящее время высокоминерализованная хлоридная вода из зоны застоя юрского водо-

носного комплекса, расположенного в пределах бассейна Черного моря, отжимается в известняки верхней юры и нижнего мела побережья напорными сероводородными водами современной метеорной инфильтрационной генерации, подобными водам гагрских скважин. Соотношение Na/Cl хлоридных вод в лейасе должно быть больше 0,85; в байосе вода эта, как известно /см. главу 4/, метаморфизуется вследствие обменной адсорбции между кальцием и натрием пород порфиритовой свиты байоса; в результате Na/Cl становится меньше 0,85.

Таким образом формирование химизма вод типа Мацесты представляется нам следующим образом: известно, что порфиритовый байос, известняки верхней юры и нижнего мела пиритоносны; в известняках верхней юры встречается и самородная сера, полученная в результате следующей реакции: $2\text{H}_2\text{S} + \text{O}_2 = 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{S}$; она присутствует, главным образом, в верхнеюрских известняках бассейна р. Гагрипш; в результате окисления сульфидов железа кислородом воды современной инфильтрации могут образоваться сульфат и уголекислота.

После этого вода в зоне активного водообмена становится сульфатно-гидрокарбонатной. Она на большой глубине в анаэробных условиях, в присутствии органического вещества и при жизнедеятельности бактерий десульфатизируется и обогащается H_2S и CO_2 ; она в присутствии CO_2 растворяет карбонаты и метаморфизуется в результате катионного обмена между водой и породой, чем и следует объяснить повышение содержания гидрокарбонатов и натрия в воде Мацесты и вообще в сульфидных водах района. В мацестинской воде сульфаты отсутствуют так как процесс десульфитизации закончен. Обогащение H_2S подземных вод Мацестинского, Сочинского, Хостинского, Бичвинтского и Гагрского месторождений — результат современного процесса. Он парагенетичен солености инфильтрационных вод современной метеорной генерации. Эти сероводородные воды современной метеорной инфильтрационной генерации напорные, по химизму примерно такие же, как воды гагрипшской и гагрской глубоких скважин; на больших глубинах они, соприкасаясь с хлоридно-кальциевого типа водами застоя, увлекают их к поверхности земли вдоль зоны разломов; вода бичвинтской скважины типа Мацесты представляет собой смесь вод примерно типа гагрской и гагрипшской скважин и хлоридных вод зоны застоя. Нижнемеловой-юрский водоносный комплекс здесь зону застоя слагает в пределах бассейна моря.

Из всего вышеизложенного можно заключить, что воды типа Мацест-

ты не могут быть сформированы в пределах Грузинской глыбы, восточнее Ахалиафони, а воды типа Цхалтубо, Цаишахали и им подобные минеральные воды в нижнемеловых верхнеюрских известняках западнее Ахалиафони. Для образования воды типа Менджи западнее Ахалиафони в районах Гудауты, Гантиади и Леселидзе в верхнемеловом-нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте имеются аналогичные с Менджи гидродинамические - геохимические условия.

По Куканову /1954/, минеральная вода Мацесты представляет собой метаморфизованную воду Черного моря. Но известно, что в Гагрском районе, в окрестностях Бичвинты из верхнеюрских - нижнемеловых известняков получена была сульфидная вода типа Мацесты, а в непосредственном соседстве с Бичвинтой, в окрестности Гагра в тех же известняках циркулируют сероводородные воды, но иного ионо-солевого состава /воды гагрских скважин/. По химизму последние ничего общего не имеют с морской водой. Несмотря на это, как видно, гидрогеохимические условия Гагрского массива благоприятны для получения сероводорода. Количество последнего здесь, по сравнению с мацестинской водой значительно меньше; это следует объяснить сравнительно большей проницаемостью пород гагрского массива. Некоторые авторы /Овчинников, 1935/ считают Мацесту трансгрессивной водой третичного возраста, сколлектированной в закарстованных известняках. Однако, как выясняется, она встречается и под нижним мелом в верхнеюрских известняках на глубине более 3000 м.

По данным других авторов, Мацестинская вода представляет собой продукт выщелачивания соленосных пород. В дальнейшем она метаморфизуется. Однако в полосе Гагра-Сочи соленосные породы не встречаются. Таковой в Грузии, как отмечалось выше, является пестроцветная глинисто-песчаная серия кимеридж-титона. Она могла резко повысить общую минерализацию древних хлоридных вод, что, как видно, имело место в Очамчирском и Окумском районах. В Западной Абхазии и Сочинской области верхняя юра представлена мощными известняками.

Что же касается сульфидных вод типа Менджи, то они, обычно, наблюдаются на южных крыльях брахиантиклиналей, ближе к сводам, в пределах южной известняковой полосы Мегрелии и в отличие от Мацесты распространены в верхнемеловом - нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте: как Мацеста, формируется она в переходной г/геохимической зоне, между зонами затрудненной циркуляции и застоя.

Здесь, как и в Мацесте, сульфидность генетически связывается с современной метеорной инфильтрационной водой; последняя является одной из составляющих частей смеси.

Что же касается сероводорода, то он в Менджи образован почти таким же путем, как в Мацесте, но в Мацесте нижнемеловые – верхнеюрские известняки богаты органикой; в известняках же верхнего мела и нижнего палеогена, с которыми связан Менджи, органика не была замечена, но здесь ее может содержать хлоридная вода типа нефтяных месторождений; хлоридные воды в Менджи относятся к отмеченному типу. Однако известно, что десульфатизация и образование сероводорода может протекать и без органики. По А.Саукову /1950/, газ этот можно получить и в результате воздействия серной кислоты на сульфаты металлов по следующей схеме: $MeS + H_2SO_4 = H_2S + MeSO_4$.

Сульфидную Менджи следует выделить как отдельный тип, так как Мацеста, как правило, связана с нижнемеловыми и верхнеюрскими известняками; кроме того, в воде типа Менджи Na/Cl всегда больше 0,85 а в воде второго типа:

$$H_2S \quad 0,5 \quad M_{29,5} \quad \frac{Cl \quad 99}{Na \quad 79} \quad , \text{ это отношение меньше } 0,85. \text{ Это вызвано тем,}$$

что в известняки нижнего мела и верхней юры, как это упоминалось выше, поступают древние погребенные хлоридные воды из порфиритовой свиты байоса. Они, как правило, относятся к типу Лугела. В верхнемелово-нижнепалеогеновом горизонте распространены "чисто" натриевые хлоридные воды, поступающие из вышележащих третичных свит. Выходы Мацесты в пределах Грузии неизвестны. Но такие могут быть получены в Западной Абхазии, где верхняя юра представлена битуминозными известняками и, кроме того, где гидродинамическая обстановка, примерно такая же, какая наблюдается в Сочи-Мацестинском районе. Недавно в окрестностях курорта Бичвинта пробурена была глубокая скважина, в которой из верхнеюрских известняков получена термальная сульфидная вода типа Мацеста:

$$H_2S \quad 0,105 \quad M_{43,0} \quad \frac{Cl \quad 95}{Na \quad 78 \quad Ca \quad 2I} \quad /см. разрез \# 2/.$$

В восточной Грузии, в пределах северной окраины алазанской зоны погружения распространены верхнеюрские и нижнемеловые известняки, которые вместе с остальной юрой и известняковым нижним мелом, как и

в Западной Абхазии и Сочи – Адлерской полосе, слагают единый комплекс. Можно предположить, что верхнеюрские карбонаты в районе алазанского погружения содержат органические вещества, на что указывает значительная сульфидность Лагодехских источников, расположенных в этой зоне и связанных с карбонатной верхней юрой: кроме того, породы эти пиритовосны. Таковыми здесь являются и средне – и нижнеюрские осадки. На основе этих данных можно заключить, что гидрогеохимические и гидродинамические условия района таковы, какие известны в Сочи – Мацестинской полосе. Поэтому в северной части Алазанской долины в нижнемеловых – верхнеюрских известняках Лагодехско-Кварельского района и в прибрежной зоне Гантиади – Леселидзе – Адлер можно предположить наличие Мацесты /см.разр, № 2 и 6/

Условия формирования сероводорода и углекислоты в Мацесте и Менджи почти одинаковы с той лишь разницей, что органика в Менджи наблюдается только в древнепогребенных хлоридных водах типа нефтяных месторождений, а в Мацесте, как известно, она содержится в известняках нижнего мела, но главным образом, в верхней юре.

Выше отмечалось, что в порфиритовой свите байоса Грузинской глыбы в условиях полной гидрогеологической закрытости можно встретить высокоминерализованные древние хлоридно-кальциевые воды. Такие были получены, как известно, в глубоких буровых скважинах, проведенных в Колхиде. Содержание кальция в цхункурской, цхалтубской, парцханаканебской глубоких скважинах варьирует в пределах 65 и 86 мгр.экв.%. Колебание содержания кальция в таких значительных пределах, по-видимому, показатель того, что его формирование происходит в современную эпоху. В пределах Колхидской зоны нижнеюрские слои слагают закрытые структуры, где можно предположить наличие древней хлоридно-натриевой воды. Это подтверждается гидрохимическими данными очамчирской глубокой скважины. Известно, что углекислые соляно-щелочные источники Пирикетской Хевсуретии связаны с нижнеюрскими, а также байосскими осадками, представленными в флишевой фации; воды здесь "чисто" натриевые /см. главу 4/. На основании этих данных можно предположить, что в лейасе, в условиях полной гидрогеологической закрытости сосредоточены древние "чистые" хлоридные и "чисто" натриевые воды.

Что же касается байосских осадков, то они, как известно, после батской эрозии в длительное время были обнажены и испытывали физи-

ческое и химическое выветривание; это могло вызвать в частицах пород сильное ослабление энергии кристаллической решетки, размыв из пород, поглощенных ионов натрия в результате катионного обмена и тем самым, обогащение их ионами кальция. После погружения кордильера, его трещины и поры заполнились "чисто" хлоридно-натриевыми водами. Последние из-за обменной адсорбции между натрием морской воды и кальцием пород порфиритового байоса могли стать хлоридно-кальциевыми.

Доц. В.Хухия /1945/ изучил химию вод Лугелы и пришел к выводу, что кальциевость в этих водах результат катионного обмена между породой байоса и хлоридно-натриевой водой; канд. геол.-мин. наук Д. Юзбашев получил вытяжку из байосских пород, обогащенную ионами кальция.

По мнению И.Стуруа, Лугела получена в результате воздействия соляной кислоты в период извержений на карбонатные терригенно-вулканогенные осадки байосского морского бассейна. Однако то обстоятельство, что хлоридно-кальциевые воды в тех же условиях гидрогеологической закрытости не встречаются в других вулканогенных образованиях, как, например, в среднеэоценовой толще и хлоридно-кальциевого типа воды встречаются в не вулканических образованиях, как, например, в нижнемеловых известняках Колхидской зоны, а нижнеюрские осадки, через которые произошло извержение в байосское море содержат "чисто" натриево-хлоридные воды; все это противоречит отмеченному допущению; кроме того, при воздействии соляной кислоты на карбонатные породы образуется углекислота, которая сопутствует и извержению; агрессивность углекислоты на карбонатные породы и катионный обмен между кальцием воды и натрием пород должны были обогатить воду гидрокарбонатами натрия; но известно, что воды типа Лугела весьма ими бедны; вода байосского моря была хлоридно-натриевой; ставится вопрос, что с ней случилось после орогенеза?

В Очамчирской и Парцханаканебской скважинах на большой глубине, в верхнеюрской пестроцветной свите были обнаружены прослойки каменной соли; здесь верхняя юра непосредственно перекрывает байос; нет сомнения, что необычно высокая минерализация Лугелы следует объяснить растворением этой соли.

Раздел 3. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД ГРУЗИИ

Трехчленная гидродинамическая зональность в распределении подземных вод впервые была установлена Ф.А.Макаренко. Гидрогеологическая классификация геологических структур, предложенная на этой основе Н.И.Игнатовичем/1944/ для русской платформы, хорошо обоснована.

В Грузии в вертикальном направлении, по падению и простиранию /по погружению/ водоносных структур различается ряд гидродинамических зон. В верхней части разреза наблюдается зона активной циркуляции; в ней структуры гидрогеологически раскрыты; ниже следует верхняя переходная гидродинамическая зона, расположенная между зонами активной и затрудненной циркуляции; за ней ниже следует зона затрудненной/замедленной/циркуляции; в ней структуры слабо раскрыты.

Нижняя переходная зона выделяется между зонами затрудненной циркуляции и застоя; в последней зоне структуры гидрогеологически закрыты; здесь наблюдается вода статического режима.

И.Буачидзе /1958/ к трем основным зонам добавил еще "нижнюю зону активного водообмена", расположенную под, иногда и внутри зоны замедленного водообмена.

Мощность зоны активной циркуляции зависит как от структурно-геологических/литологических/ условий, так и от морфологии водоносных образований, а также от степени расчленения рельефа, наклона и глубины водоупорного ложа. Наиболее мощно она представлена в складчатых системах, особенно же на Южном склоне; на глыбах ее мощность сравнительно небольшая.

Среди минеральных вод в этой зоне, а также в верхней переходной - много нарзанов и углекислых гидрокарбонатно-кальциево-натриевых вод, а среди неуглекислых - минеральными могут быть только гипсовые и сульфатно-кальциево-натриевые.

Зона затрудненной циркуляции мощно представлена также в складчатых системах. Так, например, в пределах западного погружения Южного склона до "гагрского гидродинамического языка" включительно мезозойский водоносный комплекс в целом до субстрата заполнен водами зон активной и затрудненной циркуляций; /см.разр.1-7/; здесь зона застоя, по известной причине/см.главу 4/, отсутствует; в

пределах же переходной зоны от складчатой системы Южного склона к Грузинской глыбе развита зона с подземными водами нижней переходной гидродинамической зоны. Нижняя ее граница контактирует с субстратом; на Южном склоне мощность зон активной и затрудненной циркуляций доходит до 10 км /см. главу 4/. Зона активной и затрудненной циркуляции мощны и в Аджаро-Триалетии, особенно же в Аджарии. В последней местности мощность зон активной и затрудненной циркуляций в верхнемелово-нижнепалеогеновом водоносном комплексе доходит до 5-6 км.

Отсутствие зон застоя в западном погружении складчатой системы Южного склона и верхнемеловом - нижнепалеогеновом водоносном комплексе Аджаро-Триалетии до Тбилисского меридиана, как известно, обусловлено наличием областей сильной разгрузки, каковыми являются "Гагрский и Аджарский гидродинамический язык" и "Тбилисское гидродинамическое окно".

Восточнее Тбилиси в верхнемелово-нижнепалеогеновом водоносном комплексе мощность зон затрудненного водообмена и нижней переходной резко уменьшается и скоро сходит на-нет; далее она сменяется зоной застоя.

В западной части восточных погружений Южного склона и Антиклинория, где распространены гидродинамические зоны активной и затрудненной циркуляций, восточнее, примерно, Военно-Грузинской дороги сменяются нижней переходной гидродинамической зоной, богатой водой типа эссенуки; далее следует зона застоя в Алазанской депрессии и в Предкавказье и, как видно, в отличие от западных погружений тех же геотектонических единиц, здесь наблюдается нормальное гидрохимическое распределение подземных вод по простиранию структур в стороны погружения.

Объясняется это отдаленностью регионального базиса эрозии - Каспийского моря и отсутствием в сторону погружения и в соседних депрессиях крупных очагов разгрузки, подобных Цхалтубским, Монахе-акварским и другим грифонам Аджарского и Гагрского гидродинамического языков.

На глыбах мощности зон активной и затрудненной циркуляции сравнительно небольшие. Среди минеральных вод, связанных с этими зонами и нижней переходной, большим распространением пользуются углекислые магниевые и соляно-щелочные источники в пределах Джавахетской и Болнисской зон и воды типа Манджи, Цхалтубо, Цаппишахали, На-

калакевидзвели и многие другие в области Грузинской глыбы/см.разрез №1,2

Мощность гидродинамической зоны застоя большая в пределах глыб, в особенности же Грузинской; на глыбах широко и мощно представлены закрытые гидрогеологические структуры, в которых самым мощным является верхнепалеозойско-юрский водоносный комплекс; мощность последнего здесь около 6 км; мощная она и в бассейнах рр. Иори и Алазани.

В Аджаро-Триалетии зону застоя слагает водоносный комплекс, расположенный ниже водоупорного альба, представлен эпиконтинентально-морскими осадками; выходит, что в центральной геотектонической зоне Аджаро-Триалетии в верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном комплексе в вертикальном направлении зона активной, а местами и затрудненной циркуляции, сменяются зоной застоя в нижнемеловом-юрском водоносном комплексе: здесь, как видно, в разрезе нижняя переходная, местами же, как отмечалось, и зона затрудненной циркуляции отсутствуют. Объясняется это разгружающим действием Аджарского гидродинамического языка, сложенного породами верхнемелово-нижнепалеогенового водоносного комплекса.

Зона застоя развита и в пределах восточного окончания Кахетинского хребта и в Алазанской депрессии в осадках, залегающих под алазанской серией/см.разрез № 6/

Таким образом, на территории Грузии хорошо устанавливается зональное гидродинамическое распределение подземных вод как по вертикали, так и по горизонтали. Гидродинамическая зона активной циркуляции, мощно представленная в пределах складчатых систем, с приближением к глыбам они постепенно сменяются сначала верхней переходной зоной, а затем зоной затрудненной циркуляции; последняя в переходной зоне между Грузинской глыбой и складчатыми системами, сменяется нижней переходной гидродинамической зоной, а на глыбах, как известно, господствует гидродинамическая зона застоя. Вызвано это тем, что в складчатых системах водоносные образования обнажены на поверхности земли, в пределах же глыб они перекрываются молодыми верхнетретичными, в общем, водоупорными осадками. Это затрудняет динамику подземных вод водоносного комплекса складчатых систем; на глыбах подземные воды тех же водоносных комплексов находятся в состоянии статического режима. Такая же картина наблюдается и по простиранию в сторону погружения структур, если, конечно, в отме-

ченных направлениях нет крупных очагов разгрузки.

Гидродинамическая зональность в распределении подземных вод подмечена и в сравнительно более мелких структурах.

Как известно из предыдущих глав, воды хлоридного типа древние, погребенные, метаморфизированные морского типа; развиты они в зоне застоя; воды сульфатного и гидрокарбонатного типа современные, метеорные инфильтрационные; последние распространены в зонах активной и затрудненной циркуляций. В зоне застоя отмечены воды хлоридные, натриевые или кальциевые/Лугела/; последние связаны с перфритовым байосом. В зоне затрудненной циркуляции формируются натриевые воды, местами и натриево-магниевые/метаморфизированные/; они в пределах активной зоны циркуляции кальциевые, местами щелочно-земельные.

В верхней переходной зоне циркулируют воды натриево-кальциевые, местами же натриево-кальциево-магниевые.

Таким образом, гидрогеохимические и гидродинамические зоны совпадают; как видно, они распределены в литосфере зонально; под гидрогеохимической зоной активной циркуляции с сульфатной или гидрокарбонатной или же сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой, местами же кальциево-магниевой водой залегает воды тех же типов, но натриево-кальциевые или натриево-кальциево-магниевые. Они сосредоточены в верхней переходной зоне, между зонами активной и затрудненной циркуляции.

Гидрокарбонатно-карбонатные, сульфатные или сульфатно-гидрокарбонатно-карбонатные натриевые или местами натриево-магниевые воды формируются в пределах зоны затрудненной циркуляции под верхней переходной зоной. В нижней переходной зоне циркулирует гидрокарбонатно-хлоридные, сульфатно-хлоридные или же хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатные натриевые или натриево-кальциевые минеральные воды; местами наличие натриево-кальциевых вод обусловлено присутствием в этой переходной зоне вод типа Лугела. В самой нижней гидрогеохимической зоне, как отмечалось, распространены исключительно хлоридные воды, но натриевые или кальциевые. Последние связаны с Лугелой. Зональное гидрогеохимическое распределение минеральных вод наблюдается и по падению и погружению/простираанию/ водоносных структур.

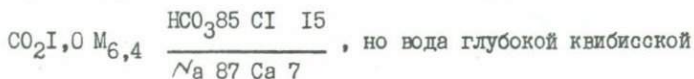
Местами наблюдается и гидрогеохимическая зональность в распределении гидрогеохимических зон; это тогда, когда гидрогеохимичес-

кую зону поступают воды другого генетического типа или другой геохимической зоны; этим нарушается гидрохимическая зональность в распределении минеральных вод.

Вертикальная гидрохимическая зональность в распределении минеральных вод хорошо устанавливается гидрохимическими данными разведочных скважин, проведенных, например, в районах выходов Уцарских углекислых вод, в бассейне р. Гуджаретисцкали, в верховьях р. Дзама /см. главу 4/, а также в других местах. Выясняется, что нарзаны, полученные в верхней части скважин, ниже сменяются кальциево-натриевыми и натриево-кальциевыми; последние в зоне затрудненной циркуляции замещаются "чисто" натриевыми; далее следует нижняя переходная гидрогеохимическая зона с соляно-щелочной водой. В зварской скважине на глубине была получена почти "чисто" хлоридная вода /см. главу 4/; данные водных вытяжек подтверждают это; известно, что кальциевые водные вытяжки пород /кernов/ верхней части скважины глубже сменяются натриево-кальциевой, а еще ниже, "чисто" натриевыми вытяжками /см. главу 5, раздел I/.

В четвертой главе приведены некоторые примеры гидрогеохимической азональности в распределении подземных вод. Другие примеры приводятся ниже.

На Боржомском участке, как известно /см. главу 4/, под термальными, сульфидными, азотными, неуглекислыми, по общей минерализации пресными водами, циркулирует Боржомская углекислая, значительно минерализованная содовая вода. Сульфидная термальная вода связана с флишем палеоцена и нижнего эоцена, а Боржомская углекислая с верхнемеловыми карбонатными породами. Известно, что между этими двумя стратиграфическими единицами проходит пластовая жила диабазы. Последняя, как видно, является водоупором между отмеченными двумя минеральными водами. Эта жила обусловила артезианский характер Боржомской минеральной воды в баратхевской синклинали, а также отсутствие гидрогеологической активной циркуляции в пределах структуры, охватывающей боржомское месторождение. Поэтому с углублением скважины соотношение катионов заметно не менялось; не были замечены изменения и в соотношении анионов. Для иллюстрации ниже приводятся химические анализы вод боржомского месторождения, неглубоких скважин, проведенных в сводовой части боржомской антиклинали:



скважины № 38, заданной, примерно, в осевой части баратхевской синклинали, оказалась нижеследующего состава:

CO_2^M 6,6 $\frac{\text{HCO}_3 \ 86 \ \text{Cl} \ \text{I}4}{\text{N} \ \text{a} \ 92}$. Это следует объяснить тем, что в пределах распространения месторождения между водоупорными глинисто-мергелистым альбом и диабазовой пластовой интрузией древние хлоридные воды разгружены через зону разлома, проходящего вдоль свода боржомской антиклинали; поэтому здесь отсутствует как гидрогеохимическая зона застоя, так и нижняя переходная зона. Здесь выделяется только зона затрудненной циркуляции с содовой водой.

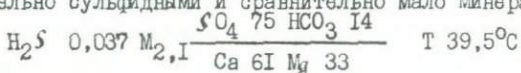
Как известно, в крупных геологических структурах между зонами затрудненной циркуляции и застоя располагается нижняя переходная гидрогеохимическая зона, в которой в местах распространения углекислых вод присутствуют соляно-щелочные накалакевские, пасанаурские, джавские и другие, или хлоридно-сульфатные, или же опресненные хлоридные. Выше отмечалось, что переходная зона выделяется и между зонами активной и затрудненной циркуляций. Аналогичный состав воды можно получить в зонах разломов также путем смешения содовых или глауберовых вод с известковистыми или гипсовыми, содовых или глауберовых с хлоридными. Соотношение ионов зависит от дозировки и общей минерализации смешивающихся вод. Как известно, Джавская и Зварская углекисло-солено-щелочные источники представляют собой смесь вод углекислых содовых и неуглекислых древнепогребенных хлоридных морского типа. Накалакевская углекисло-солено-щелочная вода, как известно, наблюдается в полосе между зонами застоя и затрудненной циркуляции.

Сопоставление имеющихся в нашем распоряжении анализов водных вытяжек из пород зон активной циркуляции и затрудненного водообмена показывает, что в водных вытяжках неглубоких скважин преобладают щелочно-земельные металлы над ионами натрия, тогда как вытяжки из кернов, доставленных с большой глубины, оказались "чисто" натриевыми. Таким образом, зональность в гидрохимическом распределении минеральных вод по вертикали подтверждается и данными водных вытяжек кернов, но вытяжка показала и гидрохимическую азональность/см. главу 5, раздел I/; вспомним, что в гагрипшской скважине между 925 и 1100 м в вытяжке натриевость исчезла:

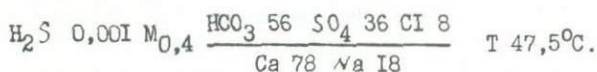
$M_{O,22}$ $\frac{\text{SO}_4 \ 89 \ \text{HCO}_3 \ \text{I}0}{\text{Ca} \ 81 \ \text{Mg} \ \text{I}9}$. Этим, конечно, нарушается зональное гид-

рохимическое распределение вод в вертикальном направлении. В интервале 800 - 1100 м установлен был разрыв; видно, что через него напорные воды интенсивно разгружаются в Черное море; поэтому породы этой полосы, должно быть, сильно промыты; здесь циркулируют воды, по общей минерализации и соотношению ионов соответствующие воде зоны активной циркуляции; естественно, что изменения гидрогеохимической обстановки влияют на состав водной вытяжки.

Нарушение гидрогеохимической зональности наблюдается и в других районах Грузии: так, например, в гагрской скважине на большой глубине под значительно сульфидными и сравнительно мало минерализованными водами:



циркулируют, по общей минерализации и соотношению ионов пресные



Последняя получена в пределах гагрско-кагдахварского сброса-надвига, она высоконапорная. Ясно, что она может поступать только из более высокогорной части Южного склона, чем и подтверждается высказанное мнение о том, что в пределах Горной Абхазии полностью отсутствуют древние хлоридные воды. Известно, что в наиболее приподнятых частях геотектонических единиц, как правило, исключительным распространением пользуются пресные воды и только местами они замещены углекислыми нарзанами; в сторону погружения они сменяются содовыми, а последние хлоридными. Известно, что например, в глубоких частях Алазанской депрессии много хлоридных вод, западнее, в пределах воздымания структур зона застоя сменяется нижней переходной зоной, а еще выше зоной активной циркуляции.

Такая же картина наблюдается и в восточной части Аджаро-Триалетской складчатой системы, например, в Сартичальском артезианском бассейне; в нем водоносные образования слагают гидрогеологические закрытые структуры, которые западнее, т.е. в сторону воздымания структуры, в окрестностях Тбилиси становятся менее закрытыми. Здесь она слагает нижнюю переходную зону/Тбилисский артезианский бассейн/, а еще западнее, в сторону горной Триалетии, в том же верхнемеловом-нижнепалеогеновом водоносном комплексе наблюдается только зона активной циркуляции. Аналогичная зональность прослеживается от Антиклинория и Южного склона в сторону глуб./см.разр.№8/:

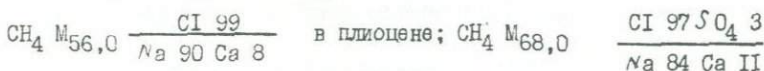
пресные воды и нарзаны наиболее высокой части складчатой системы южнее замешаются содовыми, а в переходной зоне между складчатой системой и глыбой распространены солено-щелочные /Сохта, Джава и др./.

Грузинская глыба богата древними погребенными водами морского типа. В переходных геотектонических зонах господствуют сложного ионного состава источники, полученные в результате смешения вод разных геохимических зон/Джавская, Зварская, Ткемлованская, Лесейская, Ванская, Вардзийская и др. углекислые солено-щелочные воды и другие/.

Такая же закономерность в распределении подземных вод как по простиранию, так и по падению структур наблюдается и в других геотектонических зонах республики/см. главу 4/.

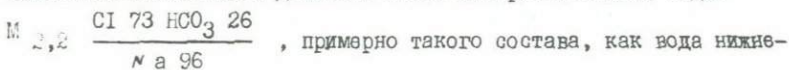
В Колхидской зоне между южной известняковой полосой Мегрелии и квалонским разрывом высокоминерализованные, неразбавленные хлоридные воды третичных и верхнемеловых осадков ниже, в нижнемеловых известняках замещены слабоминерализованными водами, в основном, современно-метеорной генерации, а еще ниже, в юрской формации циркулируют высокоминерализованные хлоридные воды/см. разрезы 3,4 и карту М I/.

Таким образом, как выясняется, между гидрогеологически совершенно закрытыми структурами наблюдается почти раскрытая структура. Это явление вызвано полной разгрузкой древних хлоридных вод из нижнего мела через Гагрский известняковый массив, Монахеакварские Цхалтубские и другие грифоны. Здесь, как известно, глубокие скважины вскрыли воду нижеследующего состава:

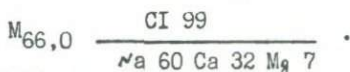


в альбских мергелях; $\sqrt{2} \text{CH}_4 \text{ M}_{1,8} \frac{\text{SO}_4 \text{ 56 Cl } 32}{\text{Ca } 50 \text{ Na } 49}$ при температуре 82°C в нижнемеловых известняках, а в юрской формации высокоминерализованные воды типа Лугела /воды глубоких скважин Самтредия, Парцханаканеби, Цхалтубо и др./.

Южнее квалонского разрыва, по данным глубоких скважин, в тех же осадках состав вод оказался иным. Там в нижнепалеогеново-верхнемеловых известняках движется слабо минерализованная вода:

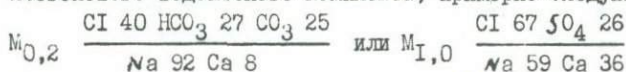


мелового известнякового горизонта, расположенного севернее квалонского сбросо-надвига; химсостав воды нижнемелового известнякового водоносного горизонта, расположенного южнее разрыва, нижеследующий:



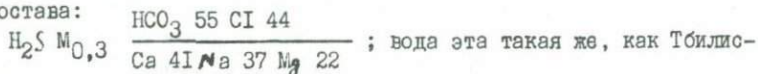
Таким образом, как выясняется, аazonальность в распределении подземных вод отмечается южнее упомянутого разрыва в нижнепалеогеново-верхнемеловом известняковом горизонте. Причиной этого явления является квалонский сбросо-надвиг, где происходит перелив напорных слабоминерализованных вод нижнемеловых известняков из поднятого крыла надвига в верхнемеловые известняковые породы опущенного крыла /см. главу 4, Грузинская глыба/.

В пределах Тбилисского артезианского бассейна, по данным глубоких скважин, проведенных в осевых зонах Телетской, Крцанинской, Тбилисской, Сабурталинской и Лисской складок, весьма слабоминерализованные термальные воды, полученные из верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного комплекса, примерно следующего состава:



/скважина, проведенная в сабурталинской синклинали/, сверху в верхнепалеогеновых осадках сменяется "чисто" хлоридными и сильно минерализованными/до 20 и более г/л, по данным лисской глубокой скважины/; причиной этой аazonальности является тбилиское гидрогеологическое окно, которое, как отмечалось, сложено породами верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного комплекса, интенсивно разгружающими подземные воды данного комплекса Триалетии в целом до Тбилисского меридиана.

Как было отмечено выше, в Триалетской складчатой системе в отмеченном горизонте до Тбилисского района древние хлоридные воды морского типа отсутствуют. Этот вывод подтверждается данными глубокой скважины, проведенной в окрестностях города на своде лисской антиклинали. Сульфидная вода, полученная здесь на большой глб глубине из среднеэоценовых вулканогенных осадков, нижеследующего состава:

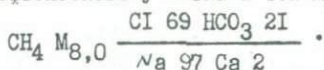


; вода эта такая же, как Тбилисские термы бальнеологического курорта.

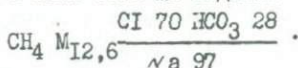
Однако восточнее Тбилиси, в том же комплексе за зоной затрудненной и переходной циркуляций, как известно, следует нижняя переходная гидрогеохимическая зона, а далее, за последней в районе Сартчалского артезианского бассейна зона застоя. Однако севернее Сартчала на нефтеносном участке Норю - Патардзеули вдоль мхетско-дзегвского взбросо-надвига глубокие буровые скважины в нижнем сармате вскрыли высокоминерализованную неразбавленную хлоридную воду:

$M_{48,0} \frac{Cl\ 98}{Na\ 95\ Mg\ 4}$, которая ниже в среднем миоцене сменилась водой нижеследующего состава: $CH_4\ M_{36,0} \frac{Cl\ 86\ HCO_3\ 14}{Na\ 95\ Mg\ 4}$; последняя

в среднем миоцене Сацхениского нефтеносного участка в той же структуре нижеследующего состава:



Из майкопа восточного окончания мхетской антиклинали, на участке Патардзеульского месторождения нефти, в зоне того же надвига вода оказалась нижеследующего состава:



Как выясняется, в восточном направлении высокоминерализованная древняя неразбавленная хлоридная вода нижнего сармата Норю в среднем миоцене сменяется разбавленной, а восточнее, в Сацхени и Патардзеули в майкопской серии она оказалась еще более разбавленной; в ней соотношение основных ионов иное.

Таким образом, как выясняется, в неогеновых осадках района в сторону тектонического погружения структуры разбавление хлоридной воды постепенно возрастает; этим нарушается закономерность в гидрохимическом распределении подземных вод. В этом отношении вызывают интерес данные глубокой буровой скважины, проведенной в 1963 г. в районе с.Уджармо в пределах той же мхетско-сабадурской антиклинали. Там воды были получены на большой глубине в осадках миоцена, в зоне тектонического разлома. Она оказалась термальной; по химическому составу

$/CH_4\ M_{8,4} \frac{Cl\ 70\ HCO_3\ 29}{Na\ 98}$ $T\ 42^\circ C$ / аналогична воде, полученной

из среднего миоцена Сацхениского нефтеносного участка. В ней состав спонтанных газов нижеследующий: CO_2 - 2,3; CH_4 - 97,0; H_2S - 0,3%; растворенных: CO_2 - 81,9; CH_4 - 14,6; N_2 - 2,9%.

Из растворенных газов здесь представлена почти только углекислота, тогда как в водах нефтеносных участков Гурии и Шида Кахети /Шираки, Мирзаани и др./, наблюдается иная картина. Правда, смешанные воды, примерно, аналогичного состава встречаются и в других районах Грузии, как например, в Менджи, Звандришпа, Дуришпе и других местах. Однако, как отмечалось выше, в них разбавляющая вода поступает не с глубины, а сверху. Исходя из этого, формирование химического состава минеральных источников вдоль зоны регионально-го разлома в Норие - Патардзеульской нефтеносной полосе, мы допускаем, происходит так: высоконапорная вода содового типа Южного склона, следуя по надвигу, проникает в пределы Грузинской глыбы, где, после смешения с хлоридной водой, выходит на поверхность земли по зоне разломов. Напор вод в Уджармо очень высокий, на других участках глыбы такого напора не наблюдается.

В Уджармийском источнике высокий объемный процент растворенного CO_2 и наличие метана /14,6%/, а из спонтанных газов почти только метана; в Менджи CO_2 биогенного происхождения, не более 39%, азот же присутствует в значительном количестве, но в водах Норие-Уджармийской полосы он почти полностью отсутствует; это, по-видимому, объясняется поступлением вод углекисло-содового типа из зоны Южного склона через норие-уджармийский шарьяж. Что же касается ее хлоридной и метановой составляющих, то ими, как известно, особенно богата Грузинская глыба. Установлено, что между гидрогеохимическими зонами активной и затрудненной циркуляции, в зависимости от геохимических условий, образуются то известково-содовые, то гипсово-глауберовые воды, а между зонами затрудненного водообмена и застоя распространены углекислые солено-щелочные воды эссендукского типа, а в районах неуглекислых вод распространены разбавленные хлоридные воды /Скури, Гориджвари, Насакирала и др./.

В Грузии к углекислым водам эссендукского типа относятся Джавский, Сохтинский, Зварский, Рвельский, Ткемлованский, Маджарисцальский, Вардзийский, Накалакевский и Пасанаурский, а также некоторые источники ущелий рр. Пшавской Арагви, Пирикетской Хевсуретии, верховьев рр. Ксани, Лиахви и др. Одни из них встречаются в зонах разломов в результате смешения напорных содовых и хлоридно-натриевых вод/Джавская, Зварская, Ткемлованская, Маджарисцальская воды/; другие получены путем отжатия содового типа водами хлоридных - из зоны застоя/Накалакевская, Пасанаурская и др./.

В районе Джава обнажаются порфиритовая свита байоса и песчано-глинисто-конгломератные отложения миоцена. Слои байоса сильно дислоцированы и разбиты трещинами; в неогеновых осадках наблюдается ряд складок покровного характера.

Вдоль нижней границы Южного склона, как известно, проходит орхевский надвиг, который отделяет Грузинскую глыбу от Гагрско-Джавской подзоны. Севернее надвига обнажаются породы мелового флиша, надвинутые на байос и третичные осадки; последние трансгрессивно залегают на байосе. В зоне орхевского надвига присутствуют многочисленные выходы минеральных источников; среди них известна Джава:

CO_2 1,6 М_{9,3} $\frac{\text{Cl } 58 \text{ HCO}_3 \text{ 42}}{\text{на } 75 \text{ Mg } \text{I4}}$ / эссендукского типа. В предыдущей

главе было отмечено, что на джавском участке по мере углубления скважины в воде возрастала и общая минерализация и хлоридность; южнее, в порфиритовой свите вода стала почти "чисто" хлоридная:

CO_2 М_{23,5} $\frac{\text{Cl } 87 \text{ HCO}_3 \text{ I3}}{\text{а } 63 \text{ Ca } 26}$

На Кодибинском участке, южнее Джава, неглубокими разведочными скважинами в порфиритовой свите байоса были вскрыты "чисто" хлоридные опресненные неуглекислые воды следующего состава:

М_{20,8} $\frac{\text{Cl } 100}{\text{на } 68 \text{ Ca } 29}$. Там же расположен Кехвский М_{22,0} $\frac{\text{Cl } 99}{\text{Ca50 Na50}}$ /

хлоридно-кальциевый источник, связанный с сарматом, но поступающий из порфиритовой свиты байоса. Таким образом, южнее орхевского надвига на Грузинской глыбе байос, перекрытый водоупорным неогеном, содержит хлоридные воды. Минеральные источники Джавского месторождения состоят из смеси вод содовых и хлоридно-кальциевых, причем первые из них углекислые, а вторые, практически негазоносные. Их смешение происходит на участке Джава в зоне надвига; протекает это, в основном, в третичных осадках. Южнее надвига в пределах Грузинской глыбы и углекислые воды вообще отсутствуют. Исходя из этого, можно утверждать, что современные инфильтрационные воды из Южного склона, где они весьма богато представлены, давят на хлоридные воды юрской Грузинской глыбы; в результате происходит отжим ее в зону орхевского надвига, где происходит смешение их с углекислыми содовыми водами; известно, что водоносный комплекс Южного склона в области питания богат углекислыми нарзанами, которые в сторону Грузин-

ской глыбы постепенно замещаются сперва содовой, а потом в переходной зоне с Грузинской глыбой водой типа эссенуки; на Грузинской глыбе этот комплекс содержит хлоридные воды. Таким образом, здесь хорошо наблюдается зональное гидрохимическое распределение вод в одном и том же комплексе по падению комплекса.

Интересные данные были получены разведочной скважиной № 18, проведенной на Зварском месторождении, в полосе тектонического разлома; там из меловых известняков была получена углекислая вода следующего состава:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{2,6} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 78 Cl } 18}{\text{Na } 86}$. Глубже в тех же известняках оказалась

почти "чисто" хлоридная вода.

Как видно, в верхней зоне движется углекислая и почти "чисто" содовая вода, а в нижней части — почти "чисто" хлоридная; Зварский источник солоно-щелочный:

$\text{CO}_2 \text{ M}_{5,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 58 Cl } 41}{\text{Na } 74 \text{ Ca } 14}$. Это следует отнести к смешанному типу.

Здесь хлоридная составляющая поступает из юры Грузинской глыбы по зоне разлома; на это указывает кальциевый тип хлоридной воды; последняя, как известно, генетически связана с порфиритовой свитой байоса в условиях гидрогеологической закрытости; содовая же составляющая Зварской воды, возможно, поступает из Боржомо-Гуджаретского поднятия, где много содовых вод. Таким образом, на Зварском участке наблюдается вертикальная зональность в распределении подземных вод.

Верхний мел развит на своде боржомской антиклинали. Представлен он также в районе Ломисмта на своде сацхенисской антиклинали, где расположена область питания. В восточном направлении, т.е. в сторону погружения структуры /в сторону баратхевской синклинали/ он перекрыт боржомским флишем. В том же направлении понижается рельеф местности. Поэтому сток вод направлен в эту сторону. Углекислые воды Боржомо-Гуджаретского поднятия движутся от Боржоми в сторону Надзви и Ткемляни; последние расположены в погруженных частях отмеченных структур. В Надзви буровой скважиной прорезано было несколько водоносных зон во флише палеоцена и нижнего меоцена и в верхнем меле. Здесь вскрыта вода следующего состава:

$\text{CO}_2 \text{ I}_{,7} \text{ M}_{4,4} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 87 SO}_4 \text{ 13}}{\text{Na } 74 \text{ Ca } 17 \text{ Mg } 9}$. В сводовой части той же сацхенис-

ской антиклинали выбивают Ткемлованские/восточнее Недзви/ и Рвельские/западнее Недзви/ углекислые минеральные источники.

Общая глубина рвельской скважины, которая проведена у шоссе Боржоми-Тбилиси, 1180 м. Здесь свод сацхенисской антиклинали сложен боржомским флишем. В своде складки проходит зона разлома. В скважине с глубины 119 м была получена вода, имеющая следующий состав:

$$\text{CO}_2 \text{ M}_{2,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 51 CI 49}}{\text{Na 94 Ca 4}}$$

До глубины 750 м скважина шла в флише, а ниже, в верхнемеловых карбонатных породах. На глубине 679 м была вскрыта почти "чисто" хлоридно-натриевая, но сильно опресненная вода:

$$\text{M}_{1,6} \frac{\text{CI 89 HCO}_3 \text{ II}}{\text{Na 92 Ca 8}}$$

Она при откачке оказалась след. состава

$$\text{CO}_2 \text{ M}_{5,5} \frac{\text{CI 92 HCO}_3 \text{ 5}}{\text{Na 98}}$$

На глубине 1072 м в воде были определены:

$$\text{CO}_2 \text{ M}_{4,0} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 68 CI 17 SO}_4 \text{ 3}}{\text{Na 98}}$$

Сопоставление приведенных данных показывает, что все они почти "чисто" хлоридные, а при забое /1076 м/ почти "чисто" содовые:

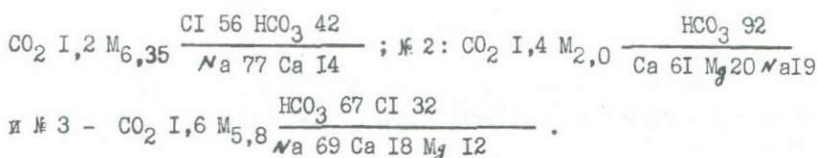
$$\text{CO}_2 \text{ M}_{4,3} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 81 CI 18}}{\text{Na 97}}$$

Таким образом, как выясняется, в Рвельском районе циркулируют углекислые нарзаны, содовые, солено-щелочные и хлоридные воды, которые местами опреснены водой зоны активной циркуляции.

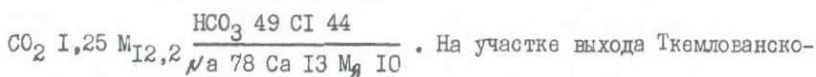
Здесь содовая составляющая, по-видимому, поступает из артезианского бассейна, где сосредоточена боржомская углекислая содовая вода, северная граница которой проходит по южному крылу сацхенисской антиклинали у свода; хлоридные же воды зоны застоя в сацхенисскую структуру, по-видимому, поступают из нижнего/нижнемеловоюрского/ водоносного горизонта Боржомо-Гуджаретского поднятия; выходит, что местами между верхним и нижним водоносными образованиями водоупорный средний мел /альб/ отсутствует и водоносные образования гидрогеологически объединены.

Ткемлованская группа источников бассейна р.Дзама приурочена к своду сацхенисской антиклинали, где представлен флиш небольшой мощности. Под ним залегают верхнемеловые карбонатные осадки, которые в литолого-структурном отношении такие же, как на участках Рвали, Недзви, Боржоми.

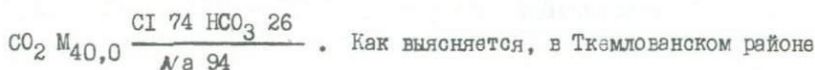
Химический состав Ткемлованских источников: № 1:



Первый из них расположен в южной части села, второй отстоит от Ткемловани на расстоянии 1,6 км, а третий наблюдается в 4 км к юго-западу от села. Все они приурочены к сводовой части сацхенисской антиклинали. Недалеко от селения, на участке с.Лошкети в сводовой части этой же складки выходит высокоминерализованный угле-кисло-солено-щелочный источник:



го источника № 1 Грузгеолуправлением проведена была неглубокая скважина, в которой в пределах верхнемеловых карбонатных пород была получена вода следующего состава:



вдоль сацхенисской структуры выходит гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные, сравнительно слабо разбавленные содовыми хлоридные воды и известковистые нарзаны. Нет сомнения в том, что здесь представлена и зона с "чисто" содовой водой. В сацхенисской структуре солено-щелочные источники - продукт смешения вод углекислых содовых и метановых хлоридных. Известковистые нарзаны разбавляют, а неуглекислые воды зоны активной циркуляции опресняют их. Таким образом, и здесь хорошо наблюдается вертикальная гидрохимическая зональность в распределении минеральных вод.

В предыдущей главе было отмечено, что углекислые соляно-щелочные источники значительным распространением пользуются в пределах Южного склона, в западной части Казбегско-Лагодехской геотектонической зоны, Шовско-Пасанаурской подзоне Местийско-Тизанетской зоны, а также в Антиклинории. Известно, что эти зоны и подзоны погружаются в восточном направлении. Но из-за отсутствия очагов разгрузки, сток вод в сторону погружения постепенно затрудняется.

Поэтому нарзаны, преимущественно распространенные в Шовском районе, в Верхней Сванетии и в ущелье Трусо, сменяются содовыми: последние же в той же структуре, наблюдающейся в пределах Пирикетской Хевсуретии и Пшавской Арагви, замещаются солено-щелочными водами. В скважинах района Пшавской Арагви была получена вода значительно минерализованная и более хлоридная, чем гидрокарбонатная. Бесспорно, что та же структура в Алазанской долине представляет собой гидрогеохимическую зону застоя с древнепогребенной хлоридной водой; последняя отжимается высоконапорной углекислой содовой водой Шовско-Пасанаурской зоны; в результате образуются солено-щелочные воды, которые распространены в левобережной части бассейна р. Арагви; водоносный комплекс восточного погружения Антиклинория на северо-восточном склоне хребта, ближе к Русской платформе, слагает закрытую структуру.

Из вышеизложенного следует, что в Грузии можно различить минеральные воды: 1. Современные метеорные инфильтрационные, 2. Древнепогребенные метаморфизированные морского типа и 3. Смешанные.

Типы вод выделяются по анионному составу, а классы по катионному, если в водах они содержатся более 20 мг. экв. %-х, причем сперва пишется тот катион или анион, который преобладает.

"Чисто" магниевые минеральные воды в Грузии не встречаются. Магний в них редко доходит до 40-60%. Поэтому в схеме классификации магниевый класс отдельно не выделяется; по Кларку, в осадочных толщах кальция больше, чем магния; кроме того, сила притяжения у последнего элемента больше, чем у первого.

Углекислота в подземных водах, как известно, способствует растворению карбонатных пород и обменной адсорбции катионов между водой и породой; в результате этого вода становится минерализованной. При смешении этих углекислых гидрокарбонатных минеральных вод с другими не гидрокарбонатными минеральными водами, в зависимости от дозировки, может образоваться новый тип воды, а иногда и новый класс; поэтому нами классифицированы и углекислые воды. Однако в некоторых неуглекислых водах смешанного типа количество HCO_3 , по сравнению с пресными гидрокарбонатными водами значительно повышено; это вызвано агрессивностью биогенного CO_2 , происхождение которого связано с процессом десульфатизации; CO_2 может образоваться и химическим путем - действием серной кислоты на карбо-

натные породы. Серная кислота образуется при окислении сульфидов в сульфидизированных породах. При смешении таких минерализованных гидрокарбонатных с другими негидрокарбонатными водами в зависимости от дозировки можно получить новые типы вод/Гориджварские источники, некоторые Тбилисские термы бальнеологического участка, минеральные воды гагрских глубоких скважин и некоторые другие/. В схеме классификации последние попадают в классы и типы углекислых вод.

В минеральных водах Грузии иногда рядом с CO_2 вулканического или биогенного происхождения присутствуют H_2 , CH_4 , H_2S и микроэлементы: Li , Sr , B , Br , As , Fe , Fe^{2+} , Cu , Mn . Они в схеме классификации отмечены под графой "специфика".

Часто пишут "вода содового типа", "вода глауберового типа" и т.д., содовая вода = гидрокарбонатного типа и натриевого класса, глауберова - сульфатного типа и натриевого класса; вода типа Менджи - сульфидная, метаново - азотная и разбавленная; она хлоридного типа и натриевого класса; вода типа Мацесты также метаново-азотная, разбавленная; она хлоридного типа и натриево-кальциевого класса. Вода типа эссентуки углекислая смешанного типа, распространенная в нижней переходной зоне, расположенной между зонами затрудненной циркуляции и зстоя; она гидрокарбонатно-хлоридного $\text{HCO}_3 - \text{Cl}$ / типа и натриевого / Na / класса.

В минеральных водах современной метеорной инфильтрационной генерации можно различить следующие типы: 1. гидрокарбонатно-карбонатный $\text{HCO}_3 - \text{CO}_3$ / и 2. Сульфатный SO_4 / и 3. сульфатно-гидрокарбонатный $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ /. Вторая генерация представлена лишь только водами хлоридного типа, В смешанных водах различаются типы: 1. сульфатно-гидрокарбонатные $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ /, 2. хлоридно-гидрокарбонатные $\text{Cl} - \text{HCO}_3$ /, 3. сульфатно-хлоридные $\text{SO}_4 - \text{Cl}$ / и 4. хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатные $\text{Cl} - \text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ /.

Их по катионному составу можно разбить на следующие классы: 1. кальциевый Ca /, местами кальциево-магниево $\text{Ca} - \text{Mg}$ /, 2. натриевые Na /, местами натриево-магниево $\text{Na} - \text{Mg}$ /, 3. кальциево-натриевые $\text{Ca} - \text{Na}$ /, местами кальциево-натриево-магниево $\text{Ca} - \text{Na} - \text{Mg}$ /.

Воды первой генерации наблюдаются в гидродинамических зонах

активной циркуляции /ак/^X, верхней переходной зоне /впх/ и затрудненной циркуляции. Представители вод второй генерации распространены в зоне застоя /зст/, а обеих генераций в нижней переходной зоне и в смешанных водах, если в них хлоридные воды принимают участие. Для каждой из них характерна определенная группа вод. Так, например, в зоне ак циркулирует кальциевая вода, местами кальциево-магниево-кальциевая или магниевое-кальциевая. Здесь могут присутствовать гипсовые или известковистые воды; это зависит от геохимии пород:

$SO_4 - HCO_3$ можно получить в том случае, если вода движется в слабо гипсоносных или сульфидизированных карбонатных осадках; железисто-кальциевые /Fe - Ca/, гидрокарбонатные / HCO_3 /, сульфатные / SO_4 /, или сульфатно-гидрокарбонатные / $HCO_3 - SO_4$ /; алюминийно-железисто-кальциево-натриевые гидрокарбонатные. Они связаны с выветрившимися оруденелыми породами. Натриево-кальциевые /Na-Ca/, хлоридно-гидрокарбонатные воды можно ожидать при выщелачивании выветрелых силикатных пород, содержащих хлориды; при наличии CO_2 они значительно более минерализованы.

Таким образом, в зоне активной циркуляции, т.е. в группе I можно различить воды следующих классов и типов:

I класс Ca /Ca - Mg /, типы HCO_3 /CO_3 /, SO_4 , $HCO_3 - SO_4$,

II класс - Fe - Ca и типы HCO_3 , SO_4 , $SO_4 - HCO_3$,

III класс - Al - Fe - Ca, типы HCO_3 , $SO_4 - HCO_3$ и

IV класс Na или Na - Ca, тип Cl - HCO_3 .

Минеральные воды второго, третьего и четвертого классов в Грузии редко встречаются.

В зоне затрудненной /зт/ циркуляции распространены метаморфизированные /натриевые/ воды, полученные в результате катионного

^XI. ак - зона активной циркуляции; зт - зона затрудненной циркуляции, зст - зона застоя, впх - верхняя переходная зона между зонами активной циркуляции и застоя, нпх - нижняя переходная зона, расположена между зонами затрудненной циркуляции и застоя.

2. Подземные воды с общей минерализацией менее 1 г/л/0,2-0,4 г/л/ как например, неуглекислые гидрокарбонатные воды зон ак и зт, не считаются минеральными; они при смешении с высоко или значительно минерализованными водами только опресняют последние, не образуют новые типы или классы вод. Нередко подземные воды с минерализацией меньше 1 г/л, содержат лечебные элементы; к ним относятся, например, всемирно известные Цхалтубские, а также Тбилисские и Ткварчельские термы и некоторые другие; на этом основании их относят к минеральным водам.

обмена; иногда встречаются воды натриево-магниевого класса, сульфатные, гидрокарбонатные или гидрокарбонатно-сульфатные. В данном случае выделяется только один класс: I класс $\text{Na} // \text{Ca} - \text{Mg} /$, типы SO_4 , HCO_3 , $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3$; HCO_3 типа воды данной зоны неминеральные.

Воды впх, т.е. верхней переходной зоны между зонами активной и затрудненной циркуляции могут быть:

I. Гидрокарбонатно-кальциево-натриевыми $\text{HCO}_3 - \text{Ca} - \text{Na} /$;

2. Гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевыми, если воды движутся в слабо гипсоносных карбонатных породах или в карбонатно-сульфидизированных породах.

3. Сульфатно-натриево-кальциевыми, если породы некарбонатные, гипсоносные или сильно пиритизированные. Гидрокарбонатные воды этой зоны не минеральные. Поэтому в переходной зоне между ак и эт наблюдаются следующие классы и типы минеральных вод:

I класс Ca , тип - SO_4 при разбавлении минерализованных гипсовых вод содовыми эт циркуляции;

II класс Na , тип SO_4 при опреснении глауберовых вод зоны эт циркуляции;

III класс $\text{Na} - \text{Ca}$, тип - SO_4 ; SO_4 тип образуется при движении вод в некарбонатных гипсоносных или пиритизированных породах. HCO_3 тип данного класса среди минеральных вод Грузии не встречается.

Как известно, в зоне застоя погребены хлоридного типа морские воды.

Таким образом типы: $\text{HCO}_3 - \text{CO}_3$, SO_4 и CI определяют генерацию минеральных вод; гидрокарбонатно-карбонатные и сульфатные анионы характерны для современных метеорных инфильтрационных вод, а хлор для вод древних погребенных морского типа. Катионы характерны для вод обеих генераций; при этом натрий в современных метеорных инфильтрационных водах - показатель метаморфизации, а кальций - такой же показатель для древних вод, связанных с порфиритовой свитой байоса. "Чисто" кальциевые воды характерны для зоны ак, а "чисто" натриевые - для зоны затрудненной циркуляции и застоя, если только последние не связаны с порфиритовой свитой байоса. Таким образом, как выясняется, катионы определяют класс вод и гидрогеохимическую зону их формирования.

Гидрокарбонатный тип может быть получен и в случае полной до-

сульфатизации; при неполной десульфатизации следует ожидать воду $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3$.

Воды нижней переходной зоны циркуляции, расположенные между зонами затрудненной циркуляции и застоя, могут быть натриевого /Na/ кальциевого /Ca/ или натриево-кальциевого /Na - Ca/ класса, в зависимости от того, относятся или нет хлоридные воды, с которыми смешиваются воды зоны затрудненной циркуляции, к типу Лугела. Они могут быть хлоридно-натриевыми, если в зоне застоя содержатся хлоридно-натриевые воды; известно, что воды зоны затрудненной циркуляции "чисто" натриевые, содовые или глауберовые.

При сильном разбавлении хлоридных вод неуглекислыми содовыми воды затрудненной циркуляции общая минерализация их станет обычно низкой, соотношение же ионов в разбавленной воде окажется, примерно таким, какое было в ней до разбавления.

В таких случаях разбавление может быть установлено по степени общей минерализации продукта. Это, конечно, зависит от дозировки и общей минерализации смешивающихся вод. Таковыми являются, например, Мацеста, Менджи, Тбилисские термы и некоторые другие источники.

Глауберовые воды зоны эт обычно высокоминерализованные. При смешении их с хлоридными водами зоны застоя (эт + зст) в анионном составе участие сульфатов, а в катионном Ca, если в смеси принимает участие Лугела, должны быть более или менее значительными; конечно, все это зависит от дозировки их. Здесь следует принять во внимание и следующее обстоятельство: при смешивании вод с одноименными ионами в смеси может образоваться слабо растворимая соль, которая может выпасть из раствора; при наличии неоднородных ионов растворимость карбонатов возрастает; в обоих случаях в подземных водах произойдет более или менее значительное изменение состава.

В полосе между зонами эт и зст, т.е. в нижней пх, можно различить ряд классов минеральных вод:

I класс Ca, CI тип: хлоридный тип можно получить при смешении хлоридно-кальциевых вод с содовыми; в данном случае происходит опреснение, так как неуглекислые содовые воды эт, по общей минерализации пресные.

II класс Na, типы CI и CI - SO_4 . Хлоридно-сульфатный тип можно получить при смешении глауберовых и хлоридно-натриевых вод;

хлоридный тип можно ожидать при опреснении неуглекислыми содовыми водами от хлоридно-натриевых в зоны застоя;

III класс - $Na - Ca$ и $Cl - SO_4$ тип - результат смешения глауберовых и хлоридно-кальциевых вод.

Как известно, древнепогребенные хлоридные воды могут быть:

I. хлоридно-натриевыми сингенетическими или эпигенетическими,

2. хлоридно-кальциевыми сингенетическими или эпигенетическими в порфиритовой свите байоса и

3. хлоридно-натриево-кальциевыми эпигенетическими. Таким образом, в древнепогребенных хлоридных водах застоя могут быть выделены:

I класс Na и Cl тип сингенетических или эпигенетических вод,

II класс Ca и Cl тип сингенетические или эпигенетические в порфиритовом байосе.

В переходной зоне, расположенной между хлоридно-кальциевыми водами порфиритового байоса и хлоридно-натриевыми соседних формаций, при смешении сингенетических вод этих двух классов и одного типа выделяется:

I $Na - Ca$ класс и Cl тип.

Однако, как известно, в водах зоны застоя класс Na можно получить и при миграции лугелы, т.е. воды класса Ca в породы соседних осадочных формаций; при этом она метаморфизуется вследствие обменной адсорбции между кальцием воды и натрием породы; в результате она обогащается ионами натрия; сперва она становится кальциево-натриевой, но, при полной метаморфизации, "чисто" натриевой.

Таким образом, сингенетическая вода кальциевого класса может перейти в эпигенетическую $Ca - Na$ или в "чисто" Na класс. Возможны случаи, когда сингенетические воды последнего класса при движении в порфиритовой свите байоса, в результате обменной адсорбции между катионами воды и пород, обогащаются ионами кальция; вначале они кальциево-натриевые $/Ca - Na$ класса/, но после полной метаморфизации становятся "чисто" кальциевыми. Таким образом сингенетические воды натриевого класса могут перейти в эпигенетические $Ca - Na$ или "чисто" Ca класс. Общая минерализация сингенетических вод Na класса не более 50-60 г/л, если, конечно, она не обогащена хлоридами вследствие растворения каменной соли, наблюдающейся в верхнеюрской пестроцветной свите; таковой является, например, вода очамчирской глубокой скважины; минерализация воды второго $/Ca/$ класса, если она сингенетическая, доходит до 400 г/л,

таковой является, например, вода окумской глубокой скважины.

При смешении ак и эт, или в верхней переходной /впх/ зоне /см. в схеме группу № 3/ следует различать следующие классы:

I класс Са, SO_4 тип в том случае, если происходит разбавление /опреснение/ гипсовых вод неуглекислыми содовыми зоны эт;

II класс Na и SO_4 типа можно ожидать при опреснении глауберовых вод;

III класс Na - Са и HCO_3 и SO_4 типы; HCO_3 тип - результат смешения известковых и содовых вод, но таких неуглекислых минеральных вод в Грузии нет; SO_4 типа можно ожидать при смешении глауберовых и гипсовых вод или в верхней переходной зоне, если породы, слагающие зону, гипсоносны или сульфидизированы.

При смешении вод зон активной циркуляции и застоя/ак + зст/ можно ожидать/см. в схеме группу № 6/:

I класс Са; типы CI и CI - SO_4 ; хлоридный тип следует ожидать при опреснении лугелы или при слабом разбавлении последней гипсовой водой; CI - SO_4 тип - в том случае, если в смешанной воде участие высокоминерализованной лугелы и гипсовой воды зоны активной циркуляции таков, что в формуле Курлова смешанной воды обозначены ионы кальция и сульфата гипсовой, так и кальций и хлора Лугелы;

II класс Na и CI тип; хлоридный тип - результат опреснения древних хлоридно-натриевых вод зоны застоя; примерно то же самое следует ожидать и при их слабом разбавлении гипсовыми водами;

III класс Na - Са; CI или CI - SO_4 типы; здесь хлоридно-сульфатный тип следует ожидать в том случае, если древняя хлоридно-натриевая вода сильно разбавлена гипсовыми; хлоридный же тип - результат опреснения хлоридно-натриево-кальциевой воды или слабого разбавления гипсовыми водами.

При смешении вод затрудненной циркуляции и застоя/эт + зст; см. группу № 7/ или в их между эт и зст /нижняя переходная зона/ следует ожидать:

I класс Са, тип CI; CI тип образуется при опреснении лугелы содовыми водами эт, или при слабой дозировке глауберовых вод и Лугеллы; минеральная вода HCO_3 типа не формируется по отмеченной выше причине; II класс Na типа CI, CI - SO_4 ; хлоридный тип образуется при опреснении содовыми водами хлоридно-натриевых, Na CI - SO_4

тип при смешении минерализованных глауберовых и хлоридно-натриевых вод в соответствующих дозах;

III класс $\text{Na} - \text{Ca}$ и типы Cl и $\text{Cl} - \text{SO}_4$; в данном случае хлоридно-сульфатный тип получается в том случае, если Лугела или хлоридно-натриево-кальциевая вода разбавлена глауберовой в надлежащих дозах; хлоридный тип получится только тогда, когда хлоридно-натриево-кальциевая вода опреснена содовой или слабо разбавлена глауберовой.

При смешении вод всех гидрогеохимических зон/ак+эт+зст/ следует ожидать/см. группу № 8/:

I класс Ca , типы Cl и $\text{Cl} - \text{SO}_4$; хлоридный тип в данном случае получится, если Лугела будет опреснена водами зон активной и затрудненной циркуляции, а $\text{Cl} - \text{SO}_4$ тип, если он разбавлен гипсовыми и опреснен содовыми водами. В данном классе воды $\text{HCO}_3 - \text{Cl}$ типа не могут быть, так как известно, что гидрокарбонатные воды зон активной и затрудненной циркуляции только опресняют высокоминерализованные хлоридные воды зоны застоя и не влияют сколько-нибудь значительно на соотношение ионов последней воды /см. ниже/. Кальциевый класс этой группы вод изменится при смешении Лугелы с глауберовой водой. Она станет $\text{Ca} - \text{Na}$ -вым.

II класс Na , типы Cl и $\text{Cl} - \text{SO}_4$ тип - результат опреснения хлоридно-натриевых вод зст водами ак и эт циркуляций; $\text{Cl} - \text{SO}_4$ можно получить при разбавлении глауберовыми и опреснении водами ак; другие типы не наблюдаются, так как при смешении хлоридно-натриевых вод с минерализованными гипсовыми класс станет натриево-кальциевым

III класс $\text{Na} - \text{Ca}$, типы Cl , $\text{Cl} - \text{SO}_4$; хлоридный тип можно получить при опреснении хлоридно-натриево-кальциевых вод гидрокарбонатными зонами ак и эт циркуляций; $\text{Cl} - \text{SO}_4$ следует ожидать при смешении минерализованных гипсовых, глауберовых и Лугелы или при смешении глауберовых и Лугелы, если происходит опреснение водами ак циркуляции. Другие типы не наблюдаются, по отмеченной выше причине

В представленной классификации необходимо учесть ряд обстоятельств. Известно, например, что смешение вод пресных или слабоминерализованных с высокоминерализованными приводит к тому, что продукт будет относиться к классу и типу высокоминерализованных; при этом масса пресной или слабоминерализованной составляющей воды может резко преобладать. Это может быть подтверждено сравнением данных общей минерализации смешанной воды и высокоминерализованной составляющей смеси. Когда неуглекислые содовые воды разбавляются гипсовыми, то общая минерализация смеси будет низкой, конечно, чем общая минерализация гипсовой воды; минерализация последней может

доходить обычно до 3-3,5 г/л, за исключением весьма редких случаев, когда происходит выщелачивание сильно выветрелых гипсоносных или сульфидизированных пород.

Если хлоридного типа и Na, или Ca или же Na-Ca класса воды слабо разбавлены сульфатными водами, это может быть подтверждено сравнительно повышенным /но менее 20 мг.экв.%/ содержанием сульфатов в смешанной воде. Вопрос о том, натриевого класса и сульфатного типа данная вода, разбавлена ли в какой-то степени гипсовой или хлоридно-кальциевой водой, может быть выяснен в первом случае понижением общей минерализации смеси и некоторым повышением в ней Ca, но так, что его содержание в смеси должно быть менее 20%, а во втором случае, повышением кальция и хлора, но также менее 20 мг.экв.% каждого в отдельности и некоторым понижением сульфатионов, но содержание последних не должно быть ниже 80 мг.экв.%. Разбавлен ли слабо отмеченный класс и тип хлоридно-натриевой водой или нет, это может быть выяснено тем, что общая минерализация и содержание ионов хлора и натрия в разбавленной воде будут несколько повышенными; разбавлена ли данная вода хлоридно-кальциевой водой, это может быть отмечено как повышением общей минерализации и количества хлора и кальция, так и понижением ионов натрия, по сравнению с глауберовой водой, к которой примешиваются отмеченные выше воды.

Установлено, что вода типа Лугела образуется только в порфирировом байосе в условиях гидрогеологической закрытости структур. Они большим распространением пользуются на Грузинской глыбе. Хлоридно-кальциевого типа воды местами наблюдаются и в нижнемеловом известняковом горизонте Колхидской зоны; в нее они могли проникнуть через межформационное гидрогеологическое окно/см. главу 4/ из порфирирового байоса. Но байос, как известно, не всюду представлен и не везде он порфириновый; известно, что байос на Южном склоне флишевый. Исходя из этого, можно допустить поступление хлоридных вод в нижнемеловые известняки из слоев более древних, чем байос, или они могут быть связаны с непорфирировым байосом; при миграции в морские осадки соседних участков Лугела метаморфизуется и может превратиться в "чисто" натриевые; вопрос о том, какая из отмеченных выше хлоридных вод и откуда она поступает в нижнемеловые известняки, может быть решен после выяснения общей минерализации воды, так как известно, что Лугела обычно более минерализована, чем хлоридно-натриевые воды той же зоны застоя.

Известно, что процесс десульфатизации и денитрификации может изменить тип воды, а при смешении вод с неоднородными ионами может последовать выпадение трудно растворимых карбонатных и сульфатных солей в порах и трещинах осадков; но при смешении вод с однородными ионами получится обратная картина из-за нарушения углекислотного равновесия; все это может вызвать значительную метаморфизацию смеси не только как типа, но и как класса. Ясность в вопросе генезиса их может внести знание геохимических и гидродинамических условий района минеральной воды.

На основе вышеизложенного можно заключить, что представленная выше схема классификации неуглекислых подземных вод является гидрогеохимической. Одни авторы гидрогеохимия хлоридов в областях молодого вулканизма связывает с магмой, другие же считают, что он продукт древнего вулканизма. По мнению некоторых авторов, хлоридность в минеральных водах Грузии зависит только от хлоридных солей пород. Мы с этими выводами не согласны /см. главы 4, 5/.

Выше была приведена классификация неуглекислых вод. В углекислых же водах зон ак и особенно эт циркуляций известковистые нарзаны, углекислые содовые воды из-за агрессивности углекислоты, по сравнению с неуглекислыми водами, являются более минерализованными; они разбавляют другие минеральные воды, но и сами могут быть опреснены; при разбавлении вод других классов, в зависимости от дозировки может измениться соотношение ионов в разбавляемой воде; это вызывает изменение класса и типа последней воды. На этом основании в углекислых водах выделяются новые классы и типы вод. Таким образом, в зоне активной циркуляции можно различить:

I класс Ca, HCO_3 , SO_4 и $\text{SO}_4 - \text{HCO}_3$ типы неуглекислых вод.

IУГ^X класс, типы HCO_3 , SO_4 и $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ /см. группу 2/ углекислых вод.

В Грузии углекислые глауберовые воды не встречаются, так как известно, что глауберовые воды распространены в пределах Грузинской глыбы, где нет углекислых вод; редко наблюдаются углекислые гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые, поэтому в зоне эт выделяются: I класс Na , типы SO_4 , HCO_3 и $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$ для неуглекислых вод /см. выше/.

IУГ класс Na , типы HCO_3 и $\text{HCO}_3 - \text{SO}_4$.

При смешении вод зон ак и эт /ак + эт/ или в водах верхней переходной зоны, в отличие от неуглекислых, может произойти опресне-

^X Для того, чтобы отличить неуглекислые и углекислые воды, в классе последних на месте показателя степени ставится УГ/углекислые/

ние углекислых вод зоны эт; при этом соотношение ионов углекислой содовой воды не изменится; понижается лишь только ее общая минерализация. Не меняется также соотношение ионов при опреснении углекислых нарзанов неуглекислыми содовыми водами/эт/.

В верхней переходной зоне или при смешении вод ак и эт, можно выделить следующие классы и типы неуглекислых и углекислых минеральных вод:

I^{УТ} класс Са, типа HCO_3 и SO_4 . HCO_3 тип можно получить при опреснении известковистых нарзанов, а SO_4 тип при опреснении сульфатных нарзанов неуглекислыми содовыми водами;

I класс Са, тип SO_4 для неуглекислых минеральных вод;

II класс Na, тип SO_4 для вод неуглекислых;

ПУТ класс Na, тип HCO_3 можно получить при опреснении углекислых содовых вод или путем олабой дозировки последних известковистыми и сульфатными нарзанами; вода SO_4 типа в Грузии не встречается, так как углекислые глауберовые воды в республике отсутствуют;

III класс Na - Са, SO_4 тип для неуглекислых вод;

ШУТ класс Na - Са, тип HCO_3 , можно получить при смешении углекислых нарзанов и углекислых содовых; SO_4 тип можно получить при разбавлении углекислых сульфатных нарзанов глауберовой водой в соответствующих дозах но в областях распространения углекислых сульфатных нарзанов глауберовые воды отсутствуют и сульфатные нарзаны в Грузии редко встречаются, поэтому в данном классе сульфатный тип минеральной воды не выделяется.

При смешении вод зон активной циркуляции и застоя/ак+зст/ получим:

I класс Са, типы CI, CI - SO_4 неуглекислых вод;

I^{УТ} класс Са, типы CI - HCO_3 и CI - SO_4 ; CI - HCO_3 тип можно получить, если хлоридно-кальциевая вода сильно разбавлена углекислыми известковистыми нарзанами; CI - SO_4 тип следует ожидать тогда, когда Лугела распространена на Грузинской глыбе, где углекислые воды отсутствуют;

II класс Na, тип CI - неуглекислых минеральных вод;

ПУТ класс Na, тип CI - в Грузии весьма редки. CI тип можно получить при опреснении углекислых хлоридно-натриевых вод.

III класс Na - Са, CI и CI - SO_4 типы неуглекислых вод;

ШУТ класс Na - Са, типы CI - SO_4 и CI - HCO_3 можно получить при смешении известковистых нарзанов с хлоридно-натриевой водой, а CI - SO_4 тип - при смешении последних с сульфатными нарзанами в соот-

ветствующих дозах; такая вода в Грузии весьма редко встречается.

В переходной зоне между зонами затрудненной циркуляции и застоя или при смешении минеральных вод отмеченных зон/зт+зст/ можно различить/см.группу № 7/:

I класс Ca, тип CI - неуглекислые воды;

I^{УГ} класс Ca, тип CI в Грузии не наблюдаются, так как в области распространения /Грузинская глыба/ вод типа Лугела нет углекислых источников;

II класс Na, типы CI, CI - SO₄ для неуглекислых вод(см.выше);

II^{УГ} класс Na, тип CI - HCO₃. CI - HCO₃ тип можно получить при смешении вод углекислых содовых и хлоридно-натриевых; они широко известны в Грузии;

III класс Na - Ca, типы CI и CI - SO₄ характерны для неуглекислых вод /см.выше/;

III^{УГ} класс Na - Ca, тип CI - HCO₃ наблюдаются только в переходной зоне между Грузинской глыбой и складчатыми системами, так как воды типа Лугела распространены только в пределах Грузинской глыбы, а в складчатых системах много углекислых содовых вод.

При смешении вод застоя /зст+зст/ образуются;

I класс Ca - Na, тип CI - в пределах распространения неуглекислых вод /см.выше/;

I^{УГ} класс Ca - Na, тип CI в пределах Грузинской глыбы не распространены; весьма редко встречаются в переходной зоне между Грузинской глыбой и складчатыми системами.

При смешении вод всех гидрогеохимических зон /ак+зт+зст/ можно получить:

I класс Ca, тип CI и CI - SO₄ в пределах распространения неуглекислых вод /см.выше/;

I^{УГ} класс Ca, типы CI - HCO₃, CI - SO₄ и CI - SO₄ - HCO₃. Хлоридно-гидрокарбонатный тип можно получить только тогда, когда Лугела сильно разбавлена известковистым нарзаном и опреснена неуглекислыми содовыми водами зт. CI - SO₄ тип следует ожидать в том случае, если Лугела разбавлена углекислым сульфатным нарзаном и опреснена неуглекислой содовой водой зоны зт, а CI - SO₄ - HCO₃ тип следует ожидать в том случае, если Лугела разбавлена сильно минерализованной углекислой гидрокарбонатно-сульфатной водой зоны активной циркуляции и опреснена содовыми водами зт циркуляции; такие углекислые воды в Грузии не встречаются, так как Лугела, как известно,

распространена только в пределах Грузинской глыбы, где углекислые воды отсутствуют;

II класс *Na*, типы Cl , $Cl - SO_4$ неуглекислых вод /см. неуглекислые воды/;

ПУТ класс *Na*, тип $Cl - HCO_3$, $Cl - HCO_3 - SO_4$; здесь хлоридно-гидрокарбонатный тип получается, если хлоридно-натриевые воды разбавлены углекислыми содовыми и опреснены известковистыми водами зоны активной циркуляции. Они часто наблюдаются на Южном склоне и в пределах Антиклинория, а $Cl - HCO_3 - SO_4$ тип - при смешении углекисло-содовой, хлоридно-натриевой и глауберовой вод; однако в областях углекислых вод глауберовые воды не встречаются; $Cl - SO_4 - HCO_3$ тип воды может быть получен в районах тбилисских терм бальнеологического участка, гориджварских минеральных источников и некоторых других, где повышенное содержание HCO_3 - результат действия CO_2 на карбонатные породы; но CO_2 здесь, как известно, не вулканического или термометаморфического происхождения, а биогенный; она израсходована в процессе растворения карбонатов и образования HCO_3 , поэтому воды эти в конечном продукте не углекислые; тбилисские термы бальнеологического участка и гориджварские источники, как известно, азотно-метановые, но они, по отмеченной выше причине, справедливо попадают в классы и типы углекислых вод; $Cl - SO_4$ типы вод в Грузии не известны, так как углекислые глауберовые воды здесь не встречаются; они широко распространены в пределах Грузинской глыбы; в последней, как известно, углекислые воды отсутствуют.

III класс *Na - Ca*, тип Cl и $Cl - SO_4$ для неуглекислых вод;

III^{УТ} класс *Na - Ca*, типы $Cl - HCO_3$, $Cl - SO_4$, $Cl - SO_4 - HCO_3$; хлоридно-гидрокарбонатный тип следует ожидать в том случае, если хлоридно-натриево-кальциевая вода или Лугелла сильно разбавлена углекисло-содовой и опреснена неуглекислой гидрокарбонатной водой ак циркуляции, или же хлоридно-натриевая вода сильно разбавлена известковистым карзаном и опреснена неуглекислыми содовыми водами. Отмечено, что в пределах Грузинской глыбы углекислые воды не встречаются.

Однако смешение хлоридно-натриево-кальциевых или Лугеллы и углекисло-содовых и их опреснение могут происходить в переходных зонах между Грузинской глыбой и складчатыми системами, так как в переходной зоне много выходов Лугеллы, генетически связанной с

порфиритовым байосом Грузинской глыбы, а углекислых содовых вод и нарзанов много в складчатых системах, пресные же воды характерны для обеих зон.

СI - SO_4 тип можно ожидать в том случае, если хлоридно-натриевые воды или Лугела сильно разбавлены углекислым сульфатным нарзаном и опреснены неуглекислой содовой водой зоны эт; но формирование данного типа минеральной воды в Грузии не происходит; в складчатых системах и на Арвинско-Болнисской глыбе "чисто" сульфатные нарзаны почти не встречаются, на Грузинской глыбе углекислые воды отсутствуют.

Что же касается СI - $HCO_3 - SO_4$ типа вод, то их можно получить при смешении углекислых известковистых или сульфатных нарзанов, углекислых содовых или глауберовых с хлоридной водой. По отмеченной выше причине подобные воды в Грузии не наблюдаются.

В смешанной воде всех гидрогеохимических зон могут присутствовать все гидрохимические разности вод каждой зоны, но такие воды в природе вряд ли встречаются. Довольно часто встречаются в природе и в частности в Грузии минеральные воды, в смеси которых принимает участие одна химическая разность каждой геохимической зоны /известковистая или гипсовая, глауберова или содовая, хлоридно-натриевая или хлоридно-кальциевая/.

Не раз отмечалось, что при окислении кислородом современной метеорной инфильтрационной воды сульфидных соединений карбонатных пород образуется серная кислота. Последняя, действуя на карбонатные породы, образует углекислоту; при десульфатизации также образуется биогенная CO_2 . Она, как известно, растворяет карбонатные породы, а обменная адсорбция кальция воды на натрий пород обогащает воду натрием и HCO_3 . Этим следует объяснить то, что в отмеченных выше водах количество HCO_3 так повышено, что при смешении их с хлоридными или сульфатными минеральными водами, в зависимости от дозировки и общей минерализации последних, гидрокарбонат и ионы натрия могут быть отражены в формулах Курлова; пресные же гидрокарбонатные воды при смешении с отмеченными выше минеральными водами производят только опреснение, а опреснение, как известно, не может повлиять на соотношение ионов последних. Отмеченные выше воды практически не являются углекислыми и они не называются таковыми; однако в них повышенное количество HCO_3 подобно углекислым водам, в которых CO_2 вулканического происхождения вызвано агрессивностью углекислоты химического и биогенного происхождения; этим

объясняется то, что в представленной классификационной схеме сульфидные воды, как например, гориджварские, тбилисские термы бальнеологического участка, тнварчельские термы, а также некоторые несульфидные воды попали в группу углекислых вод.

Не все воды, отмеченные в классификации, широко представлены в Грузии; некоторые из них пользуются ограниченным распространением, некоторые же отсутствуют. В республика широко известны воды смешанного типа.

Всего выделено 39 классов и 8 групп минеральных вод. В группу № I входят все гидрохимические разности вод зоны активной циркуляции; здесь структуры гидрогеологически раскрыты; во вторую группу вошли минеральные воды зоны затрудненной циркуляции; структуры здесь слабо раскрыты. К третьей группе относятся воды переходные от активной к затрудненной циркуляции; в четвертую /№ 4/ группу попали воды зоны застоя; здесь структуры гидрогеологически закрыты; пятая группа состоит из смешанных вод зоны застоя/зст+зст/; в № 6 сгруппированы минеральные воды ак + зст; для седьмой группы характерны воды переходной зоны, расположенной между зт и зст или зт + зст; в № 8 сгруппированы минеральные воды ак + зт + зст.

По И.Буачидзе/1970/, в Грузии различаются 14 гидрохимических типов вод. Классификация их дана на основе как ионо-солевого, так и газового состава; учтены также наличия в воде радона и железа.

С.Чихелидзе/1961/ сгруппировал минеральные воды по анионному составу. Им выделено 12 групп вод. Этот автор, пользуясь принципом Сулина, отдельно выделяет группу сульфатно-гидрокарбонатных вод /II группа/ и отдельно гидрокарбонатно-сульфатных/У группа/. В первой из них преобладают гидрокарбонатные ионы, а во второй - сульфатные; в первой Na/Cl больше I; вода эта по Сулину содового типа. Когда Na/Cl меньше I, мы имеем дело с водами глауберового типа. Подсчет показывает, что в этих группах к глауберовому или содовому типу относятся воды и в том случае, если в воде разница между количествами кальция и натрия в мг.экв.% совершенно небольшая.

В хлоридной воде, если в ней Na/Cl меньше I, она по Сулину, относится к хлоридно-кальциевому типу и в том случае, если в "чистой" хлоридной воде /например, $Cl = 100$ мг.экв.%, натрия 99%, кальция только 1 мг.экв.%; при Na/Cl больше I данную группу, по Сулину, следует отнести к содовому или глауберовому типу и в том случае, если количество HCO_3 или SO_4 в воде незначительное.

Известно, что по А.Н.Бунееву и А.П.Виноградову, если в хлоридной воде застоя $Na/Cl > 1$ или $Na/Cl > 0,85$, то они относятся к воде, погребенной в осадках при регрессии моря; но в этих первичных водах морского типа кальция не более нескольких мг.экв.%. Известно, что такое количество ионов в воде не оставляет каких-либо заметных следов на соленость; известно и то, что первично погребенные "чисто" хлоридно-кальциевые воды в природе не наблюдаются. Как видно, в группах и классах вод, выделенных по принципу Сулина, мало генетических связей. О.А.Оленик природные воды делит по преобладанию основных анионов на три класса; последние разбиты на три группы по преобладанию катионов; типы вод определяются по соотношению ионов в мг.экв. Гидрохимическая классификация Оленика широко применяется.

Основными недостатками классификации Пальмера является то, что полученные соли, распределенные по Фрезениусу, являются гипотетическими, так как при вычислении первой солености объединены Na и K , Cl и SO_4 , а при вычислении второй щелочности — Ca и Mg , HCO_3 и CO_3 и т.д.; при этом неизвестно, в полученных солях присутствует только Ca или только Mg , или оба вместе, или же только Cl или SO_4 или оба вместе. Что же касается классификации Александрова, В.В.Иванова, Г.А.Невраева/1969/; В.Г.Джалишвили, Ф.С.Мелива и Т.Е.Чичуа/1967/, то они являются бальнесологическими /не генетическими/.

№ пп	№ группы	Гидрогеологические зоны	Классы	Типы	Генерация	Распространение	Специфика	Примечания	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	
1.	2	ак	I Ca (Mg)	HCO ₃	Современная материнская инфильтрационная	Нет, как минеральные	N ₂ Fe, N ₂	N ₂ атмосферного происхождения; CO ₂ и H ₂ S биогенные; микроэлементы при выщелачивании сильно выветренных сульфидизированных и среднетяжелых пород; их разнообразие в зависимости от геохимии оруденной породы	
				SO ₄	"	Значительное			
				SO ₄ -HCO ₃	"	Ограниченное			
				I ^{УГ} Ca (Mg)	HCO ₃	"			Широкое
					SO ₄	"			Ограниченное
					SO ₄ -HCO ₃	"			Весьма ограничен.
			III ^Ф Fe-Ca (Mg)	HCO ₃	"	"			
				SO ₄	"	"			
				SO ₄ -HCO ₃	"	"			
			II ^{УГ} Fe-Ca (Mg)	SO ₄ -HCO ₃	"	"			
				III ^А Fe-Ca-Na	HCO ₃	"			"
					SO ₄	"			"
			SO ₄ -HCO ₃		"	"			
			III ^{УГ} Al-Fe-Ca-Na	SO ₄ -HCO ₃	"	"			
				I ^{УГ} Na (Mg)	Cl-HCO ₃	"			Ограниченное
					I Na (Mg)	SO ₄			"
			HCO ₃			"			Нет, как минер.
			SO ₄ -HCO ₃	"		Ограниченное			
3.	2	зт	I ^{УГ} Na (Mg)	HCO ₃	"	Широкое	N ₂	Cl, BO ₂ , A ₃ в углекислых водах в результате выщелачивания пород; H ₂ S, CO ₂ биогенные в результате десульфатизации	
				HCO ₃ -SO ₄	"	Ограниченное			

Примечания: ак - зона активной циркуляции
 зт - зона затрудненной циркуляции
 зст - зона застоя

впх - верхняя переходная зона, между зонами активной и затрудненной циркуляции
 нпх - нижняя переходная зона между зонами затрудненной циркуляции и застоя

I	2	3	4	5	6	7	8	9
10.			ICa (Mg)	O ₄	Современные метеорные инфильтрационные	Значительное		
11.			I ^{УТ} Ca (Mg)	HCO ₃	"-	"-		
				O ₄	"-	Весьма ограничен	N ₂ , Fe, Li	N ₂ воздушного происхождения; Li, BO ₂ присутствует в углекислых водах в значительном количестве, если формирование их ионо-солевого комплекса происходит в древнейших породах
12.	3	вх или ак+эт	II ^{УТ} Ca (Mg)	O ₄	"-	Значительное		
13.			II ^{УТ} Ca (Mg)	HCO ₃	"-	"-		
14.			III ^{УТ} Ca	O ₄	"-	Ограниченное		
				HCO ₃	"-	Таких мин. вод нет		
15.			III ^{УТ} Ca	HCO ₃	"-	Значительное		
16.			I ^{УТ} Na	Cl	Древние погребенные морского типа	Широкое	CH ₄ , H ₂ S,	
17.			I ^{УТ} Na	Cl	"-	Нет	N ₂ , CO ₂ ,	
18.	4	эст	II ^{УТ} Ca	Cl	"-	Широкое	I, Br,	
19.			II ^{УТ} Ca	Cl	"-	Нет	BO ₂	
20.			I ^{УТ} Na-Ca	Cl	"-	Значительное	"-	
21.	5	эст+эст	I ^{УТ} Na-Ca	Cl	"-	Весьма ограничен.		
22.			ICa	Cl	Смесь современных метеорных инфильтрацион. и древних вод морского типа	Значительное		
				Cl - O ₄	"-	Весьма ограничен.		
23.	6	ак+эст	I ^{УТ}	HCO ₃ -Cl	"-	Нет		
				Cl - O ₄	"-	"-	"-	
24.			II ^{УТ} Na	Cl	"-	Широкое		
25.			II ^{УТ} Na	Cl	"-	Весьма ограничен.		
26.			III ^{УТ} Na-Ca	Cl	"-	"-		
				Cl - O ₄	"-	"-		
27.			III ^{УТ} Na-Ca	HCO ₃ -Cl	"-	"-		
				Cl - O ₄	"-	"-		

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
28.			I Ca	Cl	Смесь современ. метеорных инфильтрационных и древних вод морского типа	Значительное			
29.			I ^{УГ} Ca	Cl	"-	Нет			
30.	7	нх или эт+эст	II Na	Cl	"-	Значительное	CH ₄ , H ₂ S, CO ₂ , Li, SO ₂ , Fe, Si	CH ₄ , N ₂ , Fe паразитичны солёности хлоридных вод типа нефтяных месторождений; местами CH ₄ и N ₂ паразитичны солёности современных метеорных инфильтрационных вод (в водах типа Маньчжун и др.); H ₂ S и CO ₂ паразитичны солёности современных метеорных инфильтрационных вод; они современные биогенные; N ₂ обычно атмосферного происхождения	
	Cl- SO ₄			"-	Весьма ограниченно				
31.			II ^{УГ} Na	Cl-HCO ₃	"-	Значительное			
32.			III Na-Ca	Cl	"-	"-			
	Cl- SO ₄			"-	Весьма ограниченно				
33.			III ^{УГ} Na-Ca	Cl-HCO ₃	"-	Значительное			
34.			I Ca	Cl	"-	"-			
	Cl- SO ₄			"-	Весьма ограниченно				
35.			I ^{УГ} Ca	Cl- SO ₄	"-	Нет			
	Cl-HCO ₃			"-	"-				
36.	8	ак+эст+эст		Cl-HCO ₃ - - SO ₄	"-	"-	"-	"-	
37.				II Na	Cl	"-	Значительное		
	Cl- SO ₄		"-		Нет				
			II ^{УГ} Na	Cl-HCO ₃	"-	Значительное			
				Cl- SO ₄ - -HCO ₃	"-	Ограниченное			
38.			III Na-Ca	Cl	"-	Ограниченное			
	Cl- SO ₄			"-	Значительное				
39.			III ^{УГ} Na-Ca	Cl-HCO ₃	"-	Весьма ограниченно			
	Cl- SO ₄ - -HCO ₃			"-	Нет				
				Cl- SO ₄	"-	"-			

Глава VI. ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ГРУЗИИ

И.Б.Хеладзе /1935/ впервые произвел районирование территории Грузии, главным образом, на основе данных физико-географических условий. После него В.А.Страховым /1936/ при районировании были приняты во внимание геологические условия, Ф.А.Саваранским были учтены типы вод, а И.К.Зайцевым – гидродинамические факторы.

И.М.Буачидзе /1948, 1955, 1970/ в основу гидрогеологического районирования вложил все вышеприведенные факторы. Грузию он расчленил на 5 гидрогеологических областей и 25 районов.

Решение многих основных вопросов, связанных с генезисом химического и газового состава минеральных вод Грузии и выявление их закономерного гидрохимического распределения в земной коре, дало нам возможность произвести гидрогеохимическое районирование территории Грузии. Из вышеизложенного мы уже знаем, что в Колхидской низменности, севернее и южнее квалонского сбросо-надвига, вертикальные гидрохимические разрезы водоносных образований резко отличаются друг от друга; в верхнемеловом – нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте южных крыльев брахиантиклиналей, вблизи сводов, формируются сульфидные воды типа Менджи; полоса эта с водой типа Менджи тянется до западной границы республики; в Бзыбском артезианском бассейне, в пределах "гагрского гидрохимического языка" присутствуют сульфидные слабой минерализации воды; вдоль южной окраины бассейна, примерно от Пицунды до Сочи тянется полоса с сульфидной водой типа Мацесты. У восточного окончания Триалетии, в Тбилисско-Сартичальском бассейне химия вод верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного комплекса резко отличается от таковых того же комплекса западной части Триалетии. Это, как известно, происходит из-за наличия между отмеченными частями Триалетии крупного очага разгрузки – "тбилисского гидрохимического окна". Тбилисско-Сартичальский артезианский бассейн нефтеносный; таковым является и Кавтисхевский район, расположенный в северной части Триалетии. Установлено, что в центральной геотектонической зоне западной части Аджаро-Триалетской складчатой системы, как и в той же зоне Триалетии западнее Тбилисского гидрогеологического

окна в верхнемеловом н.палеогеновом водоносном комплексе гидрогеохимическая зона застоя не выделяется. Это вызвано, как известно, наличием там "Аджарского гидрохимического языка", а в Триалетии "Тбилисского гидродинамического окна". В пределах северной и южной геотектонических зон Аджаро-Триалетии химия вод водоносных образований значительно отличается от таковой центральной геотектонической зоны. Кроме того воды Гуджаретско-Боржомского поднятия иные, чем воды соседних районов /см. главу 4/. В южной части Южного склона, ближе к Грузинской глыбе много опресненных хлоридных или соляно-щелочных вод; химизм их значительно отличается от химизма минеральных вод остальной части системы. Здесь среди углекислых вод большим распространением пользуются соляно-щелочные источники типа эссенуки-джава /Джава, Сохта и др./; там распространены скурские, тнварчельские, кверетские и другие им подобные источники. В Лагодехском, Кварельском и Гурджаанском районах в переходной зоне между Алазанской депрессией и Южным склоном, в нижней переходной зоне имеются благоприятные геохимические условия для формирования сульфидных вод типа гагрских скважин и Мацесты /см. главу 4/. Химизм подземных вод восточного окончания Кахетинского хребта резко отличается от химизма источников остальной части хребта. Здесь известны нефтепроявления.

В восточных погружениях Грузинской и Артвинско-Болнисской глыб наблюдаются нефтеносные районы. В западной части Джавахетской зоны выделяется район, в котором условия благоприятны для формирования магнезиевых и солено-щелочных вод. Все вышеотмеченные части территории Грузии, отличные от соседних участков химическим составом подземных вод, на карте выделены как отдельные районы и подрайоны.

Границы между районами или подрайонами местами условные. Например, южная граница сульфидной воды типа Менджи, из-за отсутствия в достаточном количестве глубоких скважин, проведена условно: местами условно и северная граница распространения этой воды, например, в пределах Кодорского артезианского бассейна, так как там в сводах брахиантиклиналей не обнажены водоносные верхнемелово-нижнепалеогеновые известняки, на южных крыльях которых вблизи свода, как известно, происходит формирование этой воды; поэтому в этих местах и северная граница проведена условно. То же самое следует сказать о границах распространения вод

типа Мацесты. Не выделены гидрогеохимические районы преимущественного распространения вод зон активной и затрудненной циркуляции по падению и про стиранию водоносных структур; на Южном склоне не выделены гидрогеохимические районы углекислых нарзанов, содовых и солено-щелочных вод, из-за отсутствия соответствующих данных.

Известно, что складчатые системы, по сравнению с глыбами, высоко приподняты. Гидродинамика и гидрогеохимия их резко отличаются друг от друга. Южный склон исключительно богат водами зоны активной и затрудненной циркуляции; последние известны также в Аджаро-Триалетии, где под геосинклинальными осадками предполагается наличие эпиконтинентально-морских осадков с древними, неразбавленными хлоридными водами.

На Грузинской и Артвинско-Болнисской глыбах, сложенных полого-складчатыми слоями, наблюдается чередование водоносных и водоупорных образований. Там структуры, в основном, гидрогеологически закрыты.

На основании вышеприведенных данных отмеченные геотектонические зоны следует рассматривать как самостоятельные гидрогеохимические единицы /см. карты № 2 и 3/.

Выше было отмечено, что каждая из геотектонических единиц, примерно в средних частях приподнята: отсюда и направлен сток подземных вод.

Линия, соединяющая Дзирульский кристаллический массив с Мамисонским перевалом, является стокоразделом подземных вод складчатой системы Южного склона и Грузинской глыбы.

В сторону Каспийского моря направлен сток подземных вод Триалетской зоны, а к Черному морю сток вод Ахалцихско-Имаретинского и Гурийского хребтов и Аджарии. Здесь стокораздельной областью является Боржомско-Гуджаретское поднятие. В юго-восточной части республики распределителями стока вод являются массивы.

Гидрогеохимические условия в отмеченных погружениях довольно разнообразны /см. главу 4/. Химический и газовый составы вод Аджарии и Триалетии, в общем, разнятся друг от друга. Аналогичная картина наблюдается и на южном склоне Кавказского хребта, а также и в других геотектонических единицах республики.

На этом основании нами гидрогеохимические области разбиты на подобласти /см. карту районирования/. В антиклинории /I/ выделены

западная /I₁/ и восточная /I₂/ подобласти, отделенные друг от друга поднятием; складчатая система Южного склона /П/ расчленена на две подобласти: западная /П₁/ и восточная /П₂/. В области Грузинской глыбы /Ш/ выделены подобласти: Колхидская /Ш₁/ на западе и Карталинская /Ш₂/ на востоке: в средней части расположен Дзирульский массив, а в Аджаро-Триалетии /У/ - Аджаро-Гурильская /У₁/ и Триалетская /У₂/. В Артинско-Болнисской области /N/ намечены: Джавахетская подобласть или западное погружение /N₁/ и Болнисская подобласть или восточное погружение /N₂/ /см. черт. № 4/.

В подобластях местами можно различить гидрогеохимические районы. Последние местами расчленены на гидрогеохимические подрайоны.

В подобласть западного погружения Антиклинория входит Ачипсе-Краснополянский гидрогеохимический район. Сток подземных вод направлен на север. Область питания вод данного гидрогеохимического района расположена в наиболее приподнятой части Кавказского хребта, где, по всем данным, гидрогеологическая зона застоя отсутствует.

Примерно аналогичная картина наблюдается и в подобласть восточного погружения Антиклинория; там сток подземных вод направлен тоже в сторону Предкавказья /Каспия/. Сток подземных вод Антиклинория в пределах р.р. Трусо и Чанчахи, а также в верховьях р. Терка и Аргуни регулируется водоупорными образованиями северо-восточного склона Геоантиклинали. Как на западном погружении Антиклинория, так и здесь отмечается зональное гидрохимическое распределение вод как по горизонтали /по погружению структур/, так и по вертикали; однако зона застоя и здесь не развита.

Таким образом гидрогеохимически Антиклинорий /I/ делится на: западное погружение /I₁/ или Ушба-Псиш-Авадхара-Краснополянская подобласть и восточное погружение /I₂/, или Казбекско-Пирикетско-Хевсуретская подобласть. В подобласть западного погружения Антиклинория выделяется Авадхара-Краснополянский гидрогеохимический район /I₁/.

Гидрогеохимическая подобласть западного погружения Южного склона расчленяется на следующие гидрогеохимические районы: северный /собственно складчатая система/ /П₁¹/ и южный /П₁²/. Последний подразделяется на гидрогеохимические подрайоны: один из них /П₁²+ расположен между меридианом, проходящим через Мамиссонский пе-

ревал и Гагрским известняковым массивом, а другой / Π^2_{I+2} / совпадает с Гагрским известняковым массивом; подрайон Гантиади - Ахун - Бихтинского предгорного синклиория / Π^2_{I+3} / и подрайон прибрежной тектонической депрессии / Π^2_{I+4} / тянутся от Ахали Афонии до Сочи и охватывают прибрежную часть акватории Черного моря /см. карту № 4/.

Гидрогеохимический район собственно складчатой системы Южного склона / Π^I_I / сложен верхнепалеозойско-триас-юрско-меловым водоносным комплексом. Здесь широко представлена гидрогеологическая зона активной циркуляции; восточнее Бзыби и Гаги большим распространением известковистые нарзаны; весьма редки сульфатные воды.

В гидрогеохимическом районе южной части складчатой системы от Гагрского известнякового массива до меридиана Мамиссонского перевала выделяется верхнепалеозойско-мезозойский водоносный комплекс, в северной части которого представлена гидрогеологическая зона активной циркуляции. В южном направлении, ближе к Грузинской глыбе она сменяется зоной затрудненного водообмена, а последняя замещается переходной зоной, где представлены Ткварчельские термы, вода озной глубокой скважины, Скури, Мухури, Кверети и др.

Район Гагрского известнякового массива / Π^2_{I+I} / в северном направлении постепенно расширяется; с юга он перекрывается молодыми водоупорными мергелистыми и глинисто-песчанистыми осадками третичного возраста. Только в пределах курорта Дзевли Гагра водоносные нижнемеловые и верхнеюрские известняки заходят в пределы моря, где на значительном расстоянии от берега расположена область разгрузки подземных вод /гидрогеохимический язык/. В северной, более широкой части языка исключительным развитием пользуется зона активного водообмена, а в южной наблюдается зона затрудненного водообмена. Известняковые осадки нижнего мела и верхней юры богаты слабо минерализованными, значительно сульфидными термальными, хлоридно-азотно-метановыми водами, а в средне-нижнеюрской серии циркулирует слабо сульфидная и несulfидная азотная вода, по общей минерализации, пресная или слабо минерализованная.

В гидрогеохимическом подрайоне / Π^2_{I+2} / предгорный Ахун-Бихтин-Гантиадской синклиальной депрессии выделяются: верхнепалеозойско-триас/?/ - юрско-нижнемеловой водоносный комплекс и верхнемеловой известняковый водоносный горизонт. Основная область питания структур расположена вдоль северной известняковой полосы; область раз-

грузки вод как верхней, так и нижней структур расположена вдоль сводов антиклиналей Южной известняковой полосы, где на их северных крыльях, ближе к сводам обнажены верхнемеловые известняки и более молодые осадки; отсюда древнепогребенные хлоридные воды из верхнемелового известнякового водоносного горизонта предгорной депрессии полностью разгружены.

В водоносных структурах восточной части подрайона, при приближении к Гагрскому гидрохимическому языку, широким распространением пользуются зоны активного водообмена, но слабее представлена зона затрудненного водообмена; зона застоя здесь отсутствует. В западной части подрайона в нижнемеловых и верхнеюрских известняках южного крыла синклинали наличие сильно опресненных, слабо сульфидных вод типа Мацесты нельзя отрицать.

Артезианский бассейн прибрежной тектонической депрессии Ахали-афони-Сочи / Π_{I+3}^2 / занимает территорию, расположенную южнее Южной известняковой полосы. Здесь верхнемеловой известняковый горизонт заполнен сульфидно-хлоридной термальной водой типа Менджи / $\sqrt{a/Cl} > 0,85$ /, а комплекс нижнемеловых и верхнеюрских известняков заполнен сильно сульфидной, метановой, слабо азотной термальной водой типа Мацесты / $\sqrt{a/Cl} < 0,85$ /. В порфиритовой свите байоса циркулируют несульфидные высокоминерализованные "чисто" хлоридные, более или менее сильно разбавленные воды типа Лугела / $\sqrt{a/Cl} < 0,85$ /, а в нижнеюрских осадках присутствуют высокоминерализованные "чисто" хлоридные, "чисто" натриевые, слабо разбавленные древнепогребенные воды морского типа.

Общая минерализация вод структуры Сочи-Хоста-Адлео-Леселидзе-Гантиади в сторону "Гагрского гидрохимического языка" постепенно падает из-за влияния Гагрского известнякового массива. Этот артезианский бассейн с северо-западной стороны, в пределах Пипунда-Гудаути ограничен гагрско-калдахварским сбросо-надвигом, с севера сводовой полосой звандришш-дуришшской и ахалиафонской брахиантиклиналей, с востока ущельем р.Гумисты, а с юга бассейном Черного моря. Здесь выделяются две основные водоносные структуры: нижнепалеогеново-верхнемеловой известняковый горизонт и верхнепалеозойско-триас /?/ - юрско-нижнемеловой комплекс. Область питания их расположена вдоль северной известняковой полосы. Местные области питания и разгрузки наблюдаются в сводовых частях брахиантиклина-

лей, где обычно проходит зона разлома. Эти антиклинали погружаются в юго-западном направлении; в ту же сторону наблюдается и понижение рельефа до уровня Черного моря. Направление подземного стока и погружение тектонических структур совпадают.

Нижний водоносный комплекс в северо-восточной части содержит разбавленные "чисто" хлоридные воды $\text{Na/Cl} > 0,85$, а в юго-западном направлении, в связи с погружением структур, они становятся все более и более минерализованными, термальными, сульфидными и метаново-азотными типа Мацесты. Здесь возможны скопления метана и нефти.

Южнее, в пределах акватории Черного моря гидрогеологические структуры содержат неразбавленные хлоридные воды хлоркальциевого типа в среднеюрских известняках и неразбавленные хлоридные воды $\text{Na/Cl} > 0,85$ в нижнеюрских и более древних осадках. Здесь возможны также скопления нефти и газа.

Гидрогеохимическая подобласть восточного погружения складчатой системы Южного склона подразделяется на следующие районы: северный П^1_2 , т.е. собственно складчатая система Южного склона или Рачинско-Осетинско-Пшавско-Лагодехский район и южный П^2_2 - южная часть складчатой системы.

В северном районе обращают на себя внимание углекислые воды Верхней Рачи, северной части Юго-Осетии и Пшавской и Белой Арагви. Хорошо наблюдается зональное гидрохимическое распределение подземных вод вдоль тектонического погружения структур; там с северо-запада на юго-восток наряду сменяются преимущественно углекислыми содовыми водами; последние в стороны еще большего погружения структуры по простиранию и падению /в сторону глыбы/ сменяются углекисло-солено-щелочными водами. Здесь гидрогеологическая зона застоя отсутствует.

В восточной части подобласти, восточнее Омало /Пирикетская Тушетия/ углекислые воды не встречаются, а солено-щелочные постепенно сменяются сильно разбавленными хлоридными, неуглекислыми водами Торгвасабано.

Южный гидрогеохимический район П^2_2 или южная часть Складчатой системы делится на следующие гидрогеохимические подрайоны: а/ Джавско-Тланетский П^2_{2+1} , занимающий территорию от Алазанского артезианского бассейна до южной части Юго-Осетии, б/ Алазан-

ский артезианский бассейн /подрайон Π^2_{2+2} /, Свиано-Шакрианско-Лагодехский подрайон / Π^2_{2+3} / и подрайон Кахетинского хребта / Π^2_{2+4} /. Первый из них характеризуется углекислыми водами, причем в северной части района господствуют нарзаны и содовые воды, а в южной, ближе к Грузинской глыбе солено-щелочные /Сохтинские, Джавские и другие воды/. Здесь зона застоя отсутствует.

Во втором подрайоне / Π^2_{2+2} / морские геосинклинальные осадки трансгрессивно, с угловым несогласием перекрыты пологоскладчатой алазанской серией мио-плиоцена, сложенной чередованием водоупорных глин и водопроводящих песков и конгломератов /1500м/. Она является, в общем, водоупорной крышей для подземных напорных вод нижнего этажа.

Основная область питания подземных вод алазанской серии расположена в северной части Цивгомборского хребта, а также в пределах южной окраины Южного склона.

Разгрузка вод этой серии происходит через гидрогеологические окна/конгломераты, пески/, расположенные между водоупорными глинами. Вода данной серии пресная, гидрокарбонатно-кальциевая, местами и кальциево-магниева, обычно же слабо натриевая и сульфатная. Они в нижнем тектоническом этаже сменяются высокоминерализованной неразбавленной древнепотребленной хлоридной водой типа нефтяных месторождений; по периферии же верхней части мезо-кайнозойского водоносного комплекса от действия пресных напорных вод Кавказского хребта наблюдается более или менее разбавленная хлоридная вода.

В северной части Алазанского артезианского бассейна и в южной части Южного склона, как известно, имеются благоприятные гидрогеологические и геохимические условия для формирования в нижнемеловых и верхнеюрских известняках вод, напоминающих мацестинские. Это дает основание для выделения Свианско-Шакрианско-Лагодехского подрайона / Π^2_{2+3} /, который с севера ограничен надвигом, по которому осадки Южного склона надвинуты на алазанскую серию. В южном направлении подрайон тянется до выклинивания переходной гидрогеохимической зоны, сложенной известняками нижнего мела и верхней юры.

Кахетинский подрайон / Π^2_{2+4} / с юга ограничивается орхевским надвигом, а с севера прикрывается алазанской серией. В районе вы-

дается, в основном, верхнепалеозойско-мезозойский водоносный комплекс, который в погруженной восточной части перекрывается водоупорными третичными осадками. В связи с этим в том же направлении раскрытые структуры постепенно сменяются закрытыми; в последних наблюдаются выходы метановых минерализованных вод /Черемская, Цховельская, Змарская и др./.

Грузинская глыба, как отмечалось, гидрогеохимически делится на восточную и западную подобласти, отделенные друг от друга водоразделом Дзирульского массива. Режим подземных вод регулируется бассейнами Каспийского и Черного морей.

В пределах западного погружения сравнительно близко расположен региональный базис эрозии; там наблюдаются очаги разгрузки /Гагрский известняковый массив, Монахэакварские и Цхалтубские крупнейшие грифоны/.

В восточной подобласти нет подобных очагов разгрузки вод, чем в основном, и обусловлено ее гидрогеохимическое своеобразие.

Подобласть западного погружения глыбы можно расчленить на два гидрогеологических района: а/ Восточноабхазско-магрельская предгорная синклиналь /Ш^I_I/ и собственно Колхидская впадина /Ш²_I/.

Они отделены друг от друга Южной известняковой полосой Магрелии; они отличаются друг от друга своеобразными гидрогеохимическими условиями; их вертикальные гидрохимические разрезы выше альбских мергелей резко отличны друг от друга. Как известно, в предгорных синклиналях верхнемеловой-нижнепалеогеновый известняковый водоносный горизонт содержит, по общей минерализации пресные, термальные, азотные воды, тогда как в собственно Колхидской низменности, южнее южной известняковой полосы наблюдаются древнепогребенные метановые. В обоих гидрогеохимических районах наблюдаются все три основные водоносные структуры. Область питания водоносных структур центральных предгорных синклиналей, а также нижнемеловых известняков и более древних сизит Колхидской низменности наблюдается вдоль северной известняковой полосы и севернее; главная же область разгрузки вод верхнемелового-нижнепалеогенового горизонта и молодых осадков предгорных синклиналей находится в пределах известняковой Южной полосы, в зонах северных крыльев брахиантиклиналей, расположенных ближе к своду.

Гидрохимическое отличие Ш^I_I от П²_{I+2} и Ш²_I от П²_{I+3} обусловлено тем, что они относятся к разным геотектоническим зонам. Кро-

ме того, как известно, в центральной и западной частях Абхазской предгорной депрессии выделяются две основные водоносные структуры: верхнемеловая - нижнепалеозойско - триас/?/ - юрско-нижнемеловая, тогда как в восточноабхазской и метрельской синклиналях представлены структуры: верхнемелово-нижнепалеогеново-известняковая, нижнемеловая известняковая и средне- и нижнеюрско-триас/?/ - верхнепалеозойская/?/ терригенная. Гидрохимические разрезы их значительно разнятся друг от друга. В верхнем водоносном горизонте Центральноабхазской синклинали преобладают подземные воды зоны активного водообмена, а в нижнем - несulfидные термальные хлоридные, сильно разбавленные в верхней части разреза $\sqrt{a/Cl} > 0,85$. Они циркулируют в байосе и вышележащих известняках верхней юры и ниже него мела. Подземные воды верхнего горизонта предгорных синклиналей Восточной Абхазии, Метрелии и Имеретии гидрогеохимически аналогичны таковым подрайона Центральноабхазской синклинали. Нижнемеловой известняковый горизонт содержит термальную воду типа Цаишахали, Цхалтубо, Зугдиди современной метеорной генерации; нижний комплекс /средне- и нижнеюрский/ содержит древнепогребенную хлоридную воду; в средней юре наблюдается вода типа дугела, где $\sqrt{a/Cl} < 0,85$, в нижней же юре $\sqrt{a/Cl} > 0,85$, область питания их расположена вдоль северной известняковой полосы; разгрузки же происходят в пределах известняковой полосы.

В восточно-абхазско-Метрельско-Имеретинском предгорном синклинории выделяется Одшский гидрогеохимический подрайон Ш_{I+I}^I , занимающий большую площадь между Северной и Южной известняковыми полосами; характеризуется он наличием термальной азотной воды типа Накалакевидзевли в верхнемеловом - нижнепалеогеновом горизонте. Этот подрайон утоняется в сторону Абхазии и Имеретии.

В Колхидской низменности различаются: а/ Сухумско-Аргветская депрессия, тянущаяся до квалонского надвига Ш_{I+I}^2 и б/ собственно Колхидская низменность, расположенная южнее разрыва.

Гидрогеохимический подрайон Сухумско-Аргветской депрессии Ш_{I+I}^2 с севера ограничивается сухумской, сатанджойской, уртинской, накалакевской, абедатской, цхалтубской и аргветской брахиантиклиналями, с юга побережьем Черного моря, квалонским сбросо-надвигом и сурамско-гокишурским надвигом. Здесь представлены все три водоносные образования: две водоносных известняковых горизонта и

один терригенный комплекс. Их основные области питания расположены вдоль северной известняковой полосы. Структуры погружаются в западном направлении.

Верхний известняковый горизонт в северной части заполнен сульфидными водами типа Менджи, а южной, большей частью, водами высокоминерализованными "чисто" хлоридными и "чисто" натриевыми, метановыми, слабосульфидными или несульфидными морского типа. В среднем горизонте содержатся высокотемпературные воды типа Циашиахали, а в порфиритовой свите байоса высокоминерализованные неразбавленные вторично метаморфизованные типа Лутела, в нижней юре и блоке древних породах можно предположить наличие "чисто" натриевой хлоридной воды.

Гидрогеохимический подрайон собственно Колхидской впадины /Ш²_{I+2}/ с севера ограничен квалонским сбросо-надвигом, а с юга тектонической полосой, расположенной между Колхидской зоной и Аджаро-Триалетской складчатой /зоной/ системой; этот разрыв, по всей вероятности, является западным продолжением сурамско-гокишурского надвига. Последний, как известно, тянется между отмеченными геотектоническими единицами от Сурами вплоть до западной оконечности. с.Вани. Далее он перекрыт четвертичными образованиями.

Здесь также различаются три основные водоносные структуры. Верхняя из них на некотором расстоянии от квалонского нарушения содержит термальную метано-азотную воду типа кулевской глубокой скважины, как известно, переливающаяся из нижнемеловых известняков высоконапорного северного гидрогеохимического подрайона; связь осуществлена квалонским разрывом. Южнее кулевской широты воды горизонта скоро сменяются неразбавленными метановыми хлоридными / $\text{Na/Cl} > 0,85/\text{.$

Нижнемеловой горизонт заполнен высокоминерализованными водами хлоркальциевого типа, полученными в результате перелива их через зону надвига из порфиритовой свиты байоса в нижнемеловые известняки южного, опущенного крыла разрыва.

Нижний водоносный комплекс содержит высокоминерализованные древнепогребенные хлоридные воды хлор-кальциевого типа. Последние наблюдаются и в порфиритовой свите байоса.

Плиоценовые осадки, представленные здесь весьма мощно /1500-2500 м/, заполнены древнепогребенными метановыми, неразбавленными

хлоридными водами. Там же в известняковых коллекторах сводов антиклиналей можно ожидать скопление нефти и газа метана. Эти структуры направлены в сторону Черного моря.

Гидрогеохимическая подобласть восточного погружения Грузинской глыбы /Ш₂/ можно разделить на следующие гидрогеохимические районы: а/ район Тирифоно-Мухранской впадины /Ш¹₂/ и б/ район Гаре Кахети /Ш²₂/ или Иорская тектоническая впадина. Первый из них с юга ограничивается Горийско-Ширакской тектонической депрессией. Складки Аджаро-Триалетии, погружаясь в северо-восточном направлении, изгибаются ближе к Грузинской глыбе. Слагают они Горийско-Кавтисхавско-Ширакскую впадину. Последняя сложена водоупорными свитами верхнего палеогена и неогена. На южном крыле сацхенинской антиклиналя, вблизи контакта геотектонических единиц проходит надвиг, чем и обусловлено как выясняется, слабое поступление подвемных вод из геосинклинальных осадков Триалетии в слои Тирифонской долины. Вдоль северной окраины этой последней в Джавско-Цхинвальском районе отсутствует меловой известняковый водоносный горизонт. Там третичные осадки трансгрессивно лежат на байосе; наличие орхвского надвига и глубокой депрессии, сложенной водоупорными осадками в северной части долины, обусловили гидрогеологическую изоляцию меловых свит Тирифонской долины от пород Южного склона.

Восточной границей района является западный склон Картлиско-го хребта. В том же направлении водоносные образования погружены. Таким образом, подземные воды меловых свит Тирифоно-Мухранской депрессии гидрогеологически отделены от соседних складчатых систем, а также от Дзирульского кристаллического массива; так как между восточным склоном Сурамского хребта и Тирифонской долиной расположена глубокая депрессия, сложенная, в общем, водоупорными молодыми осадками.

Гидрогеохимически район Гаре Кахети /Ш²₂/, совпадающий с бассейном среднего и нижнего течения р.Иори, на севере касается складчатой системы Южного склона. Начало района /долина Эрцо/ расположено между Карталинским и Кахетинским хребтами. С запада и юго-запада с ним соприкасаются восточная часть Триалетской складчатой системы и Болнисская глыба, а с востока - Азербайджанская глыба.

Эрцойская впадина является самой западной частью депрессии; эта сложно построенная синклиналь заполнена дельвиально-аллювиаль-

ными образованиями. Аллювиальные породы обычно содержат фильтраты хорошего питьевого качества; коренные же породы, расположенные под ними, нередко содержат напорные пресные воды, область питания которых расположена на крыльях структур, слагающих склоны Кахетинского и Гареджийского хребтов, где водоносные пласты обнажены.

Данная синклиналиная депрессия погружается в восточном направлении, где и перекрывается молодыми, в общем, водоупорными породами. Поэтому гидрогеологическая зона активной циркуляции намечается в ее самой северо-западной части. Там зона застоя отсутствует, а зона затрудненной циркуляции слабо представлена. Последняя в средней части района, восточнее Уджармо сменяется переходной геохимической зоной. Зона застоя, по-видимому, здесь отсутствует. Далее, в пределах Иорского плоскогорья, где наблюдаются широкие синклиналиные складки, выделяются следующие артезианские бассейны: Гардабанский, Ширакский, Тарибанский /И.Буачидзе, 1955/. Здесь расположена и геохимическая зона застоя.

Гардабанский и Руставский участки геотектонически относятся к Артвинско-Болнисской глыбе, причем первый из них входит в Марнеульский гидрогеологический подрайон, а второй /Рустави/ в Тетрицкaro-Асуретско-Руставский.

Гидрогеохимический район Гаре Кахети делится на следующие артезианские бассейны /подрайоны/: Эрцо-Сагареджийский /Ш²₂₊₁/ и Мирзаани-Тарибана-Ширакский /Ш²₂₊₂/.

В первом из них, в пределах Эрцо до Сионского водохранилища, по-видимому, гидрогеологическая зона застоя отсутствует. В его северо-западной части выделяется зона активной циркуляции, а в юго-западной части циркулируют разбавленные древние хлоридные метановые воды типа нефтяных месторождений. В окрестностях Сагареджо-Патардзеули и восточнее большим распространением должна пользоваться гидрогеологическая зона застоя как в низах третичных осадков, так и в более древних отложениях верхнепалеозойско-мезозойского водоносного комплекса. В антиклинальных перегибах возможны скопления нефти и газа метан.

Тарибанско-Мирзаанско-Ширакский гидрогеохимический подрайон /Ш²₂₊₂/ делится на тарибанскую и натбурскую синклинали, расположенные между дидгорской, тарибанской и ширакской антиклиналями. В верхней части они сложены чередованиями водоупорных глин и во-

допроводящих галечников акчагыл-апшерона. Ширакская свита сложена красноколедзскими конгломератами. Эти слои обнажаются только на сводах антиклиналей, где и расположена основная область питания. Разгрузка вод происходит на сводах антиклиналей в сторону погружения структур. Воды эти местами пресные, питьевые. Пласты с пресной водой в сторону погружения перекрыты более молодыми водоупорными слоями; слагают они гидрогеологически закрытую структуру.

В водоносных образованиях палеогена и верхнего мела, как и более молодых свитах, представляющем собой закрытую структуру, вероятны скопления нефти и газа.

Можно предположить скопление юрской нефти в сводах антиклиналей, ибо, на основе данных палеогеографии и палеогидрогеологии мезозойские структуры здесь были гидрогеологически закрытыми /см. главу "Некоторые особенности палеогеографии и палеогидрогеологии Грузии"/.

Как отмечалось выше, Аджаро-Триалетская область делится на две гидрогеологические подобласти; Триалетская, тянувшаяся восточнее Боржоми-Бакурианского района и Аджаро-Гурийская. Первая из них характеризуется сравнительно сухим климатом, тогда как в Аджарской подобласти климат субтропический, где выпадает много осадков. Триалетская подобласть, погружающаяся в восточном направлении, перекрывается водоупорными верхнепалеогеновыми и неогеновыми осадками; на этом основании водоносные горизонты и комплексы подобласти здесь являются гидрогеологически закрытыми. В Аджаро-Гурийской подобласти водоносные образования с севера и юга также ограничены олигоценно-неогеновым, в основном, водоупорным комплексом. Водоносная вулканогенная толща среднего эоцена, широко развитая там, заходит в пределы Черного моря, где подземные воды легко разгружаются. Этим объясняется то, что в центральной геотектонической зоне Аджарской подобласти в верхнемеловом-нижнепалеогеновом комплексе хлоридные воды отсутствуют. Последние пользуются большим распространением у восточного окончания Триалетской подобласти, где выделяется зона застоя.

Осадки эпиконтинентально-морской фации в обеих подобластях слагают гидрогеологически совершенно закрытые структуры; в связи с этим древние неразбавленные хлоридные воды хлор-кальциевого типа наблюдаются в байосе и нижнем меле, а в нижней юре и в более

древних осадочных толщах распространены хлоридно - "чисто" натриевые.

Каждая подобласть делится на гидрогеохимические районы, совпадающие с северной / IU^1_1 и IU^1_2 /, центральной / IU^2_1 и IU^2_2 / и южной / IU^3_1 и IU^3_2 / геотектоническими зонами Аджаро-Триалетии. Северный и южный геохимические районы сложены рядом структур, которые, погружаясь, косо направлены к глыбе. В сторону последние водоносные структуры перекрываются верхнепалеогеновыми и неогеновыми водоупорными свитами; среднеэоценовая туфогенная толща 4х километровой мощности, обнажающаяся в Аджарии, заходит в бассейн Черного моря. Там и происходит интенсивная разгрузка подземных вод. Иная картина наблюдается в восточной части Триалетии, где структуры, погружаясь, перекрываются мощными верхнетретичными водоупорными осадками. Поэтому здесь в верхнемелово-нижнепалеогеновом водоносном комплексе сперва выделяется переходная зона/Тбилисские термы бальнеологического курорта, воды булачаурского тоннеля и тбилисских глубоких скважин по правой стороне Куры/, а затем зона застоя /Сартычальский бассейн/.

Общая минерализация вод очень низкая в западной части северного гидрогеохимического района Аджарии, в котором присутствуют ионы хлора в мгр.экв.‰-х, не более того количества, которое наблюдается в весьма слабоминерализованных водах Махинджаури, Чаквы, Шуагелесабано. В южном районе, по соседству с Артвинско-Болнисской глыбой, общая минерализация Хихадзирской углекислой минеральной воды доходит до 4,6 г/л, но хлоридов в ней не более 33 мгр.экв.‰.

В центральном гидрогеохимическом районе / IU^2_2 / Триалетской складчатой системы, в отличие от той же геотектонической зоны Аджарии / IU^2_1 /, восточнее Тбилиси в Сартычальском артезианском бассейне распространены воды зоны застоя.

Отдельно выделяется Гурийский гидрохимический подрайон /артезианский бассейн/ сложного строения, который почти полностью охватывает территорию Гурийской геотектонической подзоны, припаявшейся к Грузинской глыбе после олигоцена. Неогеновые породы, развитые здесь, относятся к эпиконтинентально-морским образованиям. Гурийский гидрогеохимический подрайон / IU^1_{1+1} / тектонически, как отмечалось выше, представляет собой синклинорий сложного строения. Он охватывает Гурийскую депрессию, которая, погружаясь в западном

направлении, перекрывается неогеновыми нефтеносными образованиями. Подрайон в палеогене и среднем эоцене не был значительно погружен. Поэтому палеогеновые осадки здесь маломощны; верхний эоцен представлен осадками переходной фации. Тектонические структуры характеризуются невыдержанностью. Они, погружаясь в западном направлении, скоро перекрываются мощными неогеновыми, в основном, водоупорными осадками. В связи с этим структуры гидрогеологически являются менее раскрытыми. Заполнены они подземными водами типа нефтяных месторождений; местами, возможно, присутствуют и залежи нефти.

Общим для собственно Колхидской, Гурийской и северной геотектонической зон Аджарии является то, что осадки ниже альба относятся к эпиконтинентально морским фациям. Структуры их гидрогеологически объединены между собой. Все они вместе слагают закрытую гидрогеологическую структуру, заполненную древними погребенными морскими водами хлоркальциевого типа в осадках нижнего мела и верхней и средней юры и хлоридно, "чисто" натриевыми в нижней юре и более древних свитах.

Гурийский гидрогеологический подрайон от Колхидской подобласти отделяется продолжением сурамско-гокишурского надвига.

Южный гидрогеохимический район — южная геотектоническая зона IU^3_I / Аджарской складчатой системы делится на следующие подрайоны: Даниспараульско-Хихадзирско-Намонастревский IU^3_{I+I} / Ахалцихско-Вардзирско-Аспиндзско-Ахалкалакский IU^3_{I+2} / и Гуджаретско-Недзви-Ткемлованский IU^3_{I+3} / . Этот подрайон гидрогеологически нами отнесен к Артвинской глыбе. Минеральные воды области описаны в главе "Гидрогеология Артвинско-Болнисской глыбы".

Южная геотектоническая зона характеризуется широким распространением вулканогенных и флишевых фаций. Мощность верхнего палеогена, развитого по бортам зоны, небольшая; мощность же вулканогенного среднего эоцена около 5 км. Она в восточном направлении уменьшается и доходит до 600 м в окрестностях г.Тбилиси: однако мощности верхнего эоцена и олигоцена здесь не менее 3500 м.

Хихадзирско-Намонастревский гидрогеохимический подрайон IU^3_{I+I} / сложен породами верхнемелового-нижнепалеогенового водоносного комплекса; он с юга ограничен Артвинско-Болнисской глыбой

Вардзирско-Аспиндзско-Ахалцихский подрайон IU^3_{I+7} / в верхней части состоит из вулканогенного среднего эоцена; местами наб-

людается песчано-глинистые верхний эоцен и олигоцен, а также кистабская серия /Уравели, Вардзия и Накалакеви/. В районе Накалакевских источников, в полосе разлома обнажаются верхнемеловые известняки.

Ахалцихская котловина тектонически представляет собой синклинорий. В центральной ее части слои смяты в мелкие складки; из них лишь только тори-тадривская синклиналь тянется до сел.Тори, расположенного вне депрессии. На участке Аспиндза - Уравели - Вардзия проходит сабадурская антиклиналь, примыкающая к Ахалцихской депрессии с южной стороны, а в западном направлении выходящая за пределы Грузии. Она на южном крыле осложнена вторичными складками, которые косо направлены к Артвинской глыбе. Этот бассейн с гидрохимической точки зрения интересен в том отношении, что в нем наблюдаются весьма редко встречающиеся в природе углекислые магниевые воды.

В районе выделяются два напорных комплекса: а/верхнемеловой-нижнепалеогеновый-миоценовый, расположенный в пределах южной окраины района и б/ верхнепалеозойско-триас-юрско-нижнемеловой. Основная область питания подземных вод верхнего комплекса расположена в пределах Артвинско-Болнисской глыбы и на северо-западных склонах Урамского и Локского массивов, но, главным образом, на Джавахетском хребте, пологие структуры которого погружены в сторону отмеченного гидрогеохимического района.

В верхнем водоносном комплексе данного подрайона гидрогеологическая зона застоя отсутствует.

Тектонические структуры, расположенные ниже нижнеальпийского водоупора, сложены юрско-верхнепалеозойским водоносным комплексом, содержащим древнепогребенные хлоридные воды.

В Гуджаретском гидрогеологическом подрайоне /ГУ³_{I+3}/ представлены нартаны, содовые, солено-щелочные углекислые воды, выходы которых сосредоточены вдоль сводовых частей цагверской и гуджаретской антиклиналей.

Выходы Цагвери-Маджарцхальских минеральных источников расположены в пределах цагверской антиклиналя, а выходы Гуджаретской группы вод в районе гуджаретской антиклиналя. Несколько севернее проходит зона разлома широтного простирания.

В подрайоне распространены нижнепалеогеновые осадки, а в верховьях Гуджаретискали обнажаются и верхний мел. Здесь, в от-

личие от вод боржомского месторождения, резко возрастает общая минерализация, в основном, за счет хлоридов. Из этого можно заключить, что хлоридами богаты воды, циркулирующие в наиболее приподнятой части Аджаро-Триалетии /Гуджаретское поднятие/, тогда как в ее восточном и западном погружениях из этого же водоносного комплекса, расположенного на большой глубине, хлоридные воды почти полностью отгружены /Тбилисские термы, Махинджаурская вода/. Трудно допустить, что в Гуджаретском гидрогеохимическом подрайоне хлоридная вода поступает из примыкающей с севера приподнятой Артвинско-Болнисской глыбы, которая в этой части гидрогеологически совершенно раскрыта. Можно предположить, что хлориды в данный подрайон поступает через гидрогеологическое окно, сложенное водопроводящими доальбскими эпиконтинентально-морскими осадками, этому не противоречит палеогеография и палеогеология района поднятия. По-видимому, область питания подземных вод этого подрайона расположена на Артвинско-Болнисской глыбе, а также на северо-западном склоне Храмского массива, у истоков р.р.Алгети и Храми, частично же в Бакурианском районе и восточной части Ахалкалакского нагорья.

Углекислота генетически связана с голоценовыми вулканами переходной зоны, расположенной между Артвинско-Болнисской глыбой и Аджаро-Триалетией, а также в южной части поднятия боржомского месторождения из очагов молодого вулканизма.

Северный гидрогеохимический район Триалетской системы можно расчленить на следующие подрайоны: Ахалдаба-Квишхетско-Хведуретский / U^{-I}_{2+1} /, Гориджварско-Атэнско-Каспийский / U^{-I}_{2+2} / и Ицхетско-Норио-Сацхенисский / U^I_{2+2} /.

Первый из них с севера и северо-востока контактирует с Грузинской глыбой, на юго-западе соприкасается с Боржомским и Гуджаретским гидрогеохимическими подрайонами; с юго-востока он ограничен сацхениско-хведуретским разрывом. Эта структура в восточно-северо-восточном направлении погружается; поэтому зона активной циркуляции, расположенная в Ахалдабско-Квишхетском районе, в полосе контакта с Грузинской глыбой становится зоной затрудненной циркуляции /см. данные воды хведуретской скважины/. Воды с осадках эпиконтинентально морской фации находятся в условиях гидрогеологической закрытости. Они в верхней части водоносного комплекса

хлоридно-кальциевые, а в нижней "чисто" натриевые.

Гориджварско-Атенско-Каспский подрайон /IY^I₂₊₂/ с севера ограничивается горийско-сахветским надвигом, на юге контактирует с центральной зоной Триаветии, а с юго-востока ограничен Кавтисхевским подрайоном, на северо-востоке соприкасается с Грузинской глыбой. Подрайон охватывает восточное окончание сацхенисской антиклинали, атенскую антиклиналь и расположенную между ними охрскую /или ведисско-хидиставскую/ синклиналь. Все эти складки в восточно-северо-восточном направлении погружаются и становятся гидрогеологически закрытыми.

Подземные воды активной и затрудненной циркуляций наблюдаются в Гориджварско-Атенском районе. Там выделяется верхнемелово-нижнепалеогеновый водоносный комплекс, где зона застоя отсутствует.

В Каспском районе и несколько восточнее должна располагаться зона застоя с древними водами; тектонические же структуры подрайона, сложенные эпиконтинентально-морскими осадками, содержат неразбавленные хлоридные воды.

Мцхетско-Сацхенисский гидрогеохимический район /IY^I₂₊₃/ охватывает мцхетско-уджармойскую антиклинальную складку. С севера он ограничивается Грузинской глыбой, а от Тбилиско-Сартычальского артезианского бассейна отделен дзегвско-кавтисхевским надвигом, в восточной же части авчальско-уджармойским. В западной части подрайона обнажаются водопроницаемые осадки нижнего палеогена.

В восточном направлении нижний палеоген, погружаясь, быстро перекрывается водоупорами, сперва верхнего палеогена, а далее неогена. Этим обусловлено то, что структура гидрогеологически закрыта. В зоне авчальской дислокации тоннеля Булчаурестроя снизу вверх различаются: хлоридные, глауберовые и гипсовые воды.

В Норю и восточнее, в погруженной части структуры в неогеновых и верхнепалеогеновых осадках преобладают хлоридные разбавленные воды типа нефтяных месторождений; местами наблюдаются залежи нефти.

Таким образом открытая гидрогеологическая структура района г. Мцхета в восточном направлении становится сперва зоной затрудненного водообмена, а затем переходной.

Что же касается структур, сложенных осадками эпиконтинентально морских фаций /нижний тектонический этаж/, то они являются гидрогеологически совершенно закрытыми; содержат они древние неразбавленные погробные морские воды.

В центральной зоне Триалетии / IV_{2+1}^2 / выделяются два гидрогеохимических подрайона: боржомский / IV_{2+1}^2 / и кавтисхевский / IV_{2+2}^2 /. Артезианский характер Боржомского месторождения углекислой воды содового типа и азотно-сульфидно термальной, как известно, обусловлен диабазовой пластовой жилой, наблюдающейся с барахтевской синклинали, у контакта боржомского флиша и карбонатного верхнего мела. Под ней, между сводами боржомской и сацхвинской антиклиналей расположено боржомское месторождение углекислой содовой воды. Над диабазом, в боржомском флишеразпространена сульфидная термальная азотная вода /см. главу 4 "Гидрогеология Аджаро-Триалетской складчатой системы"/.

С западной стороны расположена область питания Ломис-мта. В восточном направлении диабазовая жила выклинивается, в связи с чем нижнепалеогеновые и верхнемеловые осадки объединяются в один водоносный комплекс, который хорошо наблюдается в Недзвском и Ткемлованском районах.

В эпиконтинентально морских свитах циркулируют древние хлоридные воды морского типа, в байосе и нижнем меле хлоридно-кальциевые.

Среднеэоценовая толща, которая с востока, севера и юга перекрывается сравнительно менее водопроницающей песчано-глинистой свитой, характеризуется наличием термальной воды слабой минерализации /например, вода квишхетской скважины/.

Сложно построенный Кавтисхевский гидрогеохимический подрайон / IV_{2+2}^2 / с севера ограничивается восточным продолжением атенской антиклинали, а с северо-востока дзевгвско-авчальским разрывом, т.е. в сторону Грузинской глыбы, где они скоро выклиниваются. Самые молодые свиты, слагающие данный подрайон, это верхнепалеогеновые осадки. В западном направлении мощность последних убывает и скоро сходит на нет. Подрайон в том же направлении тектонически приподнят; там и расположена область питания.

Этот подрайон и с юга ограничен надвигом: погружение структур, как отмечалось, происходит в северо-восточном направлении, где в переходной полосе с Грузинской глыбой они перекрыты водо-

упорными верхнепалеогеновыми свитами; в связи с этим структуры в том же направлении становятся гидрогеологически закрытыми; в них содержатся только древние погребенные воды: в антиклинальных пергибах возможны скопления нефти.

В нижнемеловых и средневюрских толщах, как обычно, содержатся древние погребенные воды хлоркальциевого типа; в остальных же осадках присутствуют хлоридные "чисто" натриевые.

Тбилисско-Сартичальский гидрогеохимический подрайон с северо-запада ограничивается кавтисхевско-дзевгвским надвигом, с севера Мцхетско-Сацхениским гидрогеохимическим подрайоном; на юге граница проходит сперва вдоль контакта с Болнисской глыбой, а далее она следует по гребню телетской антиклинали. Южнее мощность палеогеновых свит быстро падает и степень складчатости ослабевает. Далее граница тянется вдоль северной окраины Кумисской депрессии.

В Тбилисско-Сартичальском гидрогеохимическом подрайоне близка к Тбилиси с севера на юг следуют складки: лисская антиклиналь, сабурталинская синклиналь, тбилисская антиклиналь, крцанисская синклиналь и телетская антиклиналь. Мощность верхнепалеогеновых терригенных осадков в Триалетской складчатой системе доходит до 5 км, а остальная часть эоцена менее мощна, чем в Абхазии. Этот подрайон занимает территорию, расположенную между телетской антиклиналью на юге и хевдэмарской синклиналью на севере. Что же касается лисской, крцанисской и сабурталинской складок, то они восточнее Тбилиси обычно заканчиваются периклинально. Видно, что здесь субстрат расположен на небольшой глубине. От Тбилиси в западном направлении складки сложены водопроницаемыми нижнепалеогеновыми и верхнемеловыми осадками; в последних выделяется зона активной циркуляции. В окрестностях города водоносные горизонты перекрываются верхнеэоценовыми и олигоценными осадками, которые практически являются водоупорными. Здесь наблюдается артезианский бассейн с водой типа тбилисских терм. Он расположен между хевдэмарской синклиналью и телетской антиклиналью. Между ними залегает падающая на север моноклиналь, сложенная весьма мощными (до 5 км/ водоупорными глинисто-песчанистыми образованиями верхнего палеогена, перекрытого мио-плиоценом. Этот бассейн представляет собой закрытую структуру с метановой водой типа нефтяных месторождений.

Он является непосредственным продолжением Тбилисского бассейна. Последний является областью питания для первого. Их можно объединить в единый Тбилиско-Сартичальский гидрогеохимический артезианский бассейн. Здесь осадки нижнего мела и юрской формации должны содержать высокоминерализованные хлоридные воды.

Зона активной циркуляции к востоку от Тбилисского бассейна сменяется зоной затрудненной циркуляции, а затем следует переходная зона. В области Сартичальского бассейна наблюдается зона застоя. Как видно, здесь намечается зональность в гидрохимическом распределении подземных вод по простиранию /погружению/ структур.

В Болнисской подобласти большим распространением пользуются континентальные образования и лавовые излияния неогенового и четвертичного возраста. Под ними развиты верхнемеловые и палеогеновые осадки. Падение неогеновых осадков не более 10-20°. Слабо дислоцированы также цалкинские и ахалкалакские лавовые покровы; верхние же покровы лежат почти горизонтально. Древние лавы сильнее трашиноваты и содержат воду хорошего питьевого качества.

С гидрогеологической точки зрения интересны нижнепалеогеновые осадки и особенно известняки верхнего мела, наличие которых здесь под мощными лавовыми образованиями неогена неоспоримо. В Абуль-Самсарском хребте установлены меридиональные разломы с цепью вулканов. Такой же разлом наблюдается и в пределах Джавахетского хребта, к которому приурочена цепь четвертичных вулканов.

Углекислота, встречающаяся в минеральных водах Ахалцихско-Аспиндзского подрайона, связана с этими молодыми вулканами.

Основная область питания подобласти расположена на западных склонах Храмского и Локского массивов, а также в пределах восточного окончания Ахалкалакского нагорья, где расположено озеро Тапаравани. Палеогеновые терригенные и особенно верхнемеловые известняки северо-западной части Джавахетской гидрогеохимической подобласти и переходной геотектонической зоны в сторону Аджарии содержат углекислые солено-щелочные воды /переходная гидрогеохимическая зона/, а в годердзской /кисатибской/ серии гидрокарбонатно-магниевого типа Ахалцихе-Уравели.

Имеются данные, позволяющие утверждать, что магниево-содержащие воды района связываются с геохимией кисатибской /годердзской/ серии.

Более древние осадки, древнее альбы в Джавахатской подобласти, надо полагать, заполнены неразоблавленными древними, погребенными водами морского типа.

Болнисская гидрогеохимическая подобласть $/N_2/$, сложенная в западной части верхнепалеозойскими, ниже- и среднеюрскими, а также верхнемеловыми и среднеэоценовыми осадками, на востоке перекрывается более молодыми третичными слоями. Этот комплекс несогласно лежит на кристаллическом субстрате. В вертикальном разрезе обращает на себя внимание местами выпадение ряда толщ, как, например, нижнего мела, нижнего эоцена, местами и верхнего палеогена. Как видно, здесь среднеэоценовый вулканогенный водоносный горизонт гидрогеологически объединен с известняково-вулканогенным верхним мелом и верхней юрой.

На этом основании здесь можно предположить наличие мощного верхнепалеозойско-триас/?/-юрско-верхнемелово-среднеэоценового водоносного комплекса.

Храмский и Локский массивы наиболее приподняты; сложены они, в основном, массивными водоупорными породами, за исключением самой верхней сильно выветренной части структуры. Восточные склоны массивов определяют направление стока подземных вод. Они же являются основными областями питания.

Осадочные образования бассейнов р.р. Храмы и Машавера перекрываются лавовыми потоками, которые образуют в осадочном комплексе, в общем, водоупорную покрывку.

В Болнисской гидрогеохимической подобласти можно различить следующие районы: Тетри-цкаро-Асуретско-Руставский $/U^1_{II}/$, Лококо-Маднеульско-Поладаурский $/U^2_{II}/$ и Марнеульско-Гардабанский $/U^3_{II}/$.

Первый из них тянется от Храмского массива на восток. Восточный его склон является областью питания. Отсюда структуры района погружаются и перекрываются более молодыми мио-плиоценовыми образованиями. Между ним и Локско-Поладаурским гидрогеохимическим районом проходит сброс широтного простирания. Северная граница района тянется вдоль южного крыла телетской антиклинали. Сложен он известняками верхнего мела, флишем и дацитовыми туфобрекчиями палеоэоцена. Средний эоцен, здесь, в отличие от Тбилисского гидрогеохимического района, сложен водоупорными тонкослоистыми глинисто-мергельистыми осадками. Фации верхнеэоценовых и олигоценовых

осадков не отличаются от одновозрастных свит южной части Триалетии. Представлены они водоупорными глинисто-песчанистыми осадками. Восточная часть данной гидрогеохимической подобласти состоит из мощных верхнеэоценовых и олигоценовых осадков.

В районе выделяется верхнемеловой-нижнеэоцен-палеоценовый водоносный комплекс. Тбилисское гидрогеологическое окно, сложенное среднеэоценовыми вулканогенами, как известно, является крупным очагом разгрузки подземных вод верхнемелового-нижнепалеоценового комплекса. Этим, по-видимому, обусловлено отсутствие в комплексе древних хлоридных вод.

На Восточном склоне Храмского массива проходит ивановский взброс юго-восточного простирания. Массив здесь приподнят: обнажены известняки и вулканогенные осадки верхнего мела. Они обнажаются и в Тетрицкарском районе. Эти осадки, должно быть, имеют непосредственную связь с верхнемеловыми известняками Тбилиско-Сартичальского гидрогеохимического подрайона; структуры Тетрицкарского района, как известно, тектонически погружаются в восточном направлении. Для подземных вод верхнемелового-нижнепалеоценового водоносного комплекса Тбилисского месторождения и вышеотмеченные районы являются областью питания. На этом основании можно допустить, что верхнепалеозойско-триас-/?/-юрско-верхнемеловой-нижнепалеоценовый водоносный комплекс данного бассейна должен содержать термальную воду, в основном, современного метеорного инфильтрационного происхождения. Как известно, аналогичная вода была получена глубокими скважинами в районе Тбилисского артезианского бассейна. Однако средний эоцен, как известно, здесь представлен мощной вулканогенной толщей, тогда как в Тетрицкаро-Асуретской геотектонической подзоне он, как отмечено выше, сложен водоупорными тонкослоистыми глинами и мергелями. Из-за этого, по-видимому, зоны затрудненной циркуляции и застоя в верхнемеловых известняках и нижнепалеоценовых осадках отмеченной подзоны были оформлены раньше, чем в Тетрицкаро-Асуретском гидрогеохимическом районе; этим следует, по-видимому, объяснить и значительную хлоридность Кумисского озера, питающегося водами палеоценовых осадков.

Гидрогеохимические разрезы этих двух соседних гидрогеохимических районов значительно разнятся друг от друга. На этом осно-

вании и рассматриваются они как самостоятельные гидрогеохимические объекты.

Локско-Маднеульско-Поладаурский гидрогеохимический район расположен между Храмским и Локским массивами. Он от Твтрицкаро-Асуретского гидрогеохимического района отделяется взбросом. Тектонически район представляет собой широко раскрытую синклиналь, осложненную многочисленными, разного направления мелкими складками. Заполнена она мощной вулканогенной толщей верхнего мела.

На складчатом и трещиноватом меле местами с резким угловым несогласием лежат среднеэоценовые осадки; это указывает на досреднеэоценовый возраст этих складок. Местами на верхнемеловом вулканогене лежит флиш палеоцен-нижнего эоцена; широко распространены здесь и довольно мощные плиоценовые и четвертичные покровы, перекрывающие верхнемеловые вулканогены, а местами более молодые осадки. Верхнепалеогеновые, плиоценовые и четвертичные образования, в общем, являются водоупорами для подземных вод юрско-верхнемелового комплекса.

Лавовые излияния, как видно, происходили одновременно. Более древние из них более трещиноваты. Породы эти являются коллекторами вод хорошего питьевого качества. Ресурсы их большие.

По данным бурения выясняется, что значительной мощности четвертичные образования перекрывают мощные доларитовые лавы, под которыми развиты неогеновые и олигоценные осадки, а также вулканогенный верхний мел. Ниже, можно предположить наличие юрских осадков: верхний мел и юра здесь слагают водоносный комплекс, который в восточной части гидрогеохимического района перекрыт водоупорным комплексом. Поэтому здесь он должен содержать древние погребенные хлоридные воды. В средней и западной частях района водоносный комплекс, местами перекрытый лавами, разбит трещинами; слагает он открытую гидрогеологическую структуру. В ней содержатся подземные инфильтрационные воды современной метеорной генерации; местами они более или менее метаморфизованные /Болнисский нарган/.

Локский массив представляет собой сложно построенное антиклинальное поднятие, в своде которого обнажены граниты и филлиты нижнего палеозоя, а на крыльях представлена порфирировая свита байоса. Антиклиналь быстро погружается в восточном направлении.

Слои юрских и верхнемеловых осадков на северном крыле антиклинали падают вертикально, а на южном угол падения слоев не более 40° . В восточном направлении складка быстро погружается; там представлены верхнемеловые осадки, которые весьма слабо смяты в складки, юрский же комплекс смят интенсивнее. На этом основании П.Гамкрелидзе /1949/ считает возможным отделить Локский массив от остальной части Артвинско-Болнисской глыбы; он относит его к Кировабадско-Карабахской складчатой зоне.

Восточный склон массива является основной областью питания для подземных вод юрских осадков, а также верхнего мела; породы последнего значительно трещиноваты и под большим углом несогласием лежат на сильно трещиноватых юрских осадках; они слагают единый водоносный комплекс. Последний в восточном направлении погружается и перекрывается мощным чехлом, в общем, водоупорных четвертичных и плиоценовых образований, местами же водоупорными верхним палеогеном. Они, по-видимому, слагают более или менее закрытую гидрогеологическую структуру в водоносном комплексе. Можно допустить, что в восточной части подрайона в верхнемеловом и среднеюрском осадках присутствуют воды хлоридно-кальциевого типа.

Таким образом в этом гидрогеохимическом районе подземные воды водоносного комплекса в полосе тектонического погружения с запада на восток распределены зонально.

Марнеульско-Гардабский гидрогеохимический район ограничивается с юго-запада Локско-Маднеульско-Поладаурским гидрогеохимическим районом, с юго-востока государственной границей республики, с востока Гарс-Казхтинской зоной, а с севера Тетрицкaro-Асурети-Руставским гидрогеохимическим районом. В западной части района под мощными четвертичными образованиями залегают долеритовые покровы, под которыми и следует предположить присутствие верхнего мела в карбонатно-вулканогенной фации, а еще ниже более древних отложений. В Гардабани и Гарс Казети над верхним мелом должны залежать олигоценные и неогеновые отложения. Здесь, возможно, выделяется верхнемеловой водоносный комплекс.

Большая восточная часть района гидрогеологически совершенно закрыта, где выделяется только гидрогеологическая зона застоя с $\frac{Na}{Cl} < 0,85$ в верхнем меле и байосе, а в остальной части комплекса $\frac{Na}{Cl} > 0,85$; в осадках возможны скопления нефти и газа.

Схема гидрогеологического районирования территории
Г р у з и и

Гидрогеохимические области	Гидрогеохимические подобласти	Гидрогеохимические районы	Гидрогеохимические подрайоны
1	2	3	4
I. Антиклинорий Кавказского хребта	I ₁ Западное погружение (Ушба-Псыш-Аваджара-Краснополянское) I ₂ Восточное погружение (Казобакско-Ширикетско-Хевсуретское)	I ₁ Аваджаро-Краснополянский	-
II. Складчатая система Южного склона Кавказского хребта	II ₁ Западное погружение II ₂ Восточное погружение	II ₁ Северный (собственно-складчатая система Южного склона) II ₁ ² Южный (южная часть складчатой системы Южного склона) II ₂ Северный (собственно-складчатая система Южного склона) II ₂ ² Южный (южная 2 часть Южного склона)	II ₁ ² +I Гагрский известняковый массив II ₁ ² +2 Гантиади-Ахун-Бихтинск. предгорная синклиналь II ₁ ² +3 Прибрежная тектонич. депрессия (Ахалиафони-Сочи) II ₂ ² +I Джавско-Тианетский II ₂ ² +2 Алазанский иртезианский бассейны II ₂ ² +3 Свиано-Шакриани-Лагодехский II ₂ ² +4 Кахатинский хребет

I	2	3	4
Ш. Грузинская глыба	<p>Ш₁ Западное погружение (Колхидская под-область)</p> <p>Ш₂ Восточное погружение Грузинской глыбы</p>	<p>Ш₁^I Восточно-Абхазско-Магрельско-Имеретинская син-клинали</p> <p>Ш₁² Собственно Колхидская тектоническая впадина</p> <p>Ш₂^I Тирифонско-Мухранская впадина</p> <p>Ш₂² Гарс Кахетия</p>	<p>Ш₁^{I+I} Одишский</p> <p>Ш₁²_{I+I Сухумско-Ар-ветский (до Квалонского надвига)}</p> <p>Ш₂^{I+2} Собственно Колхидская низменность</p> <p>Ш₂²_{I+I} Эрцо-Сагаред-жойский (Иорс-кий)</p> <p>Ш₂²_{I+2} Мирзаани-Тари-бана-Ширакский</p>
IV. Аджаро-Триалетская складчатая система	<p>IV₁ Западное по-гружение Ад-жаро-Триале-тской скла-дчатой систе-мы (Аджарс-кая)</p> <p>IV₂ Восточное погружение Аджаро-Триалетской скла-дчатой систе-мы (Триалетс-кая)</p>	<p>IV₁^I Северный (северная геотектони-ческая зона Аджарии)</p> <p>IV₁² Центральный (Центральная геотектони-ческая зона Аджарии)</p> <p>IV₁³ Южный (юж-ная геотек-тоническая зона Аджарии)</p> <p>IV₂^I Северный (северная геотектони-ческая зона Триалетии)</p>	<p>IV₁^{I+I} Гурийская син-клинали</p> <p>IV₁³_{I+I} Даниспарауль-ско-Хихадзир-ско-Намонасте-ревский</p> <p>IV₁³_{I+2} Ахалцихско-Вардзия-Аспин-дзско-Ахалка-лакский</p> <p>IV₁³_{I+3} Гуджаретско-Недзви-Ткем-лованский</p> <p>IV₂^I_{I+I} Ахалдабско-Квишхетско-Хведуретский</p> <p>IV₂^I_{I+2} Гориджварско-Атэнско-Касп-ский</p>

1	2	3	4	
У. Артвинско-Болнисская глыба (восточная часть)	У ₁ Западное погружение Артвинско-Болнисской глыбы (Джавахетская)	IY ₂ ² Центральный (Центральная геотектоническая зона Триалетии) IY ₂ ³ Южный (южная геотектоническая зона Триалетии)	IY ₂₊₃ ^{-I} Боржомский IY ₂₊₂ ⁻² Кавтисхевский IY ₂₊₁ ³ Тбилисско-Сартичальский	
	У ₂ Восточное погружение Артвинско-Болнисской глыбы (восточная часть)	y ₂ ^I Тетрицкаройско-Руставский y ₂ ² Локско-Маднеульско-Поладаурский y ₂ ³ Маднеульско-Гардабанский	- - -	

Л И Т Е Р А Т У Р А

- АБИХ Г.В. О системе Триалетских минеральных источников. Изв. Кавк. отд. РГО, т. I, № 5, 1878.
- АДАМИЯ Ш.А. Доюрские образования Кавказа. Изд. "Мецниереба", 1968.
- АЛЕКИН О.А. Основы гидрохимии. Изд. Гидрометеорология, 1955.
- АСКЕРОВ А.Г. Минеральные источники Азербайджанской ССР. Изд. АГУ, Баку, 1954.
- БАБЕ В.А. Цхалтубские теплые источники. Целебный Кавказ, № 1-2, 1915.
- БАБИНЕЦ А.Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. АН Укр. ССР, 1961.
- БУАЧИДЗЕ И.М. Гидрогеологическое районирование территории Грузии. Тр. ГПИ № 3 /38/, Тбилиси, 1955.
- БУАЧИДЗЕ И.М. Зональность распространения подземных вод в горно-складчатых областях на примере Грузии. Тр. лаб. гидр. и инд. геол. проблем ГПИ им. Ленина, Тбилиси, 1962.
- БУАЧИДЗЕ И.М., МЕЛИВА А.М. К вопросу разгрузки вод в Черное море в районе Гагра. Тр. лаб. г/геол. проблем, № 3, Тбилиси, 1967.
- БУАЧИДЗЕ И.М. и ЗАУТАШВИЛИ Б.С. О закономерностях распространения промышленных подземных вод на территории Груз. ССР, Тр. ГПИ, вып. 6, Тбилиси, 1970.
- БУАЧИДЗЕ И.М. и ТУТУШИ И.П. О причинах карбонатной агрессивности углекислых вод, приуроченных к карбонатным породам. Тр. ГПИ, вып. 6, Тбилиси, 1970.
- БУАЧИДЗЕ Г.И. О газовом составе и режиме боржомской минер. воды из скв. № 25. Тр. лаб. г/геол. и инж. проблем ГПИ им. Ленина, Тбилиси, 1962.
- БУАЧИДЗЕ Г.И. Геохимическая характеристика природных газов бассейна верхнего течения р. Куры. Тр. н/и лаб. г/геол. и инж. геол. проблем ГПИ им. Ленина, № 2, Тбилиси, 1966.

- БУАЧИДЗЕ Г.И., ЦХВЕДИАНИ Р.С. Некоторые вопросы геохимии природных газов Южной Осетии. Изд. "Недра", Москва.
- БУКИЯ С.Г. Новые данные о тектонике Южной Кахетии в сарматское время. Нефт.хоз., № 2, Москва, 1936.
- БУНЧЕВ А.П. Основы гидрогеохимии минеральных вод осадочных отложений. Медгиз, 1956.
- БУРДЖАНАДЗЕ И.И. Некоторые закономерности химизма и распространения углекислых минеральных вод западной части Южного склона Большого Кавказа. Тр. ГПИ, № 7, /II2/, Тбилиси, 1966.
- ВАРДАНЯНЦ Н. Постплиоценовая история Кавказско-Черноморской Каспийской области АН Арм.ССР, Ереван, 1948.
- ВАРЕНЦОВ М.И. Геологическое строение западной части Куринской депрессии АН ГССР, Москва, 1950.
- ВАССОВИЧ Н.Б. Геология СССР, т.Х, Закавказья, часть I, геологическое описание, 1941.
- ВАХАНИЯ Б.К. Меловые отложения Мегрелии и их водоносность. Науч. и эксплуатация минер.вод на курортах Груз. ССР, Тбилиси, 1958.
- ВАХАНИЯ Б.К., НИКУРАДЗЕ Г.М. Условия залегания подземных термальных вод в Колхидской низменности. Изуч. и эксплуатация минер. вод на курортах Груз.ССР, Тбилиси, 1958.
- ВЕРНАДСКИЙ В.И. История минералов земной коры, т.П, История природных вод, ч.1, "Медгиз", вып.1,2,3,ОНТИ, 1936.
- ВИНОГРАДОВ А.П. Геохимия рассеянных химических элементов. Успехи химии т.ХIII, вып.1, 1944.
- ВОЛЯШКО М.Г. Некоторые общие закономерности формирования химического состава природных вод. Тр. лаб. г/геол. проблем, ХУ1, АН СССР, 1958.
- ВРУБЛЕВСКИЙ М.И. О гидрогеологическом районировании средней части Большого Кавказа. Докл. АН СССР, т.14, № 5, 1962.
- ВРУБЛЕВСКИЙ М.И., МЕЛОВА В.А. Минеральные источники Верхней Сванетии. Сб. "Верхняя Сванетия и прилегающая часть Абхазии", ч.2, СОПС АН СССР, вып.2, 1940.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ П.Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр.геол.ин-та АН Груз.ССР, срв.геол.т.Х/ХУ/ 1957.

- ГЕОРГАДЗЕ Д.Ш., МИЦИШВИЛИ И.Н. и др. Перспективы водоснабжения г.Тбилиси. Библ. н/и лабор. г/геол. и инж.геол. пробл. ГПИ Грузии им.Ленина, 1970.
- ГОЛЕВА Г.А. Минеральные воды Восточных Карпат и Предкарпатья. Изд.Центр.ин-та курортологии СССР, Москва, 1960.
- ДЕВИДЗЕ Н.А. Минводы ущелья Чвешури. Тр. ГПИ им.Ленина № I, Тбилиси, 1964 г.
- ДОЛУХАНОВА Н.И. Закономерности распределения минеральных вод на территории Арм.ССР. Изуч. и экспл. минер. вод на курортах Закавказья, Баку, 1961.
- ДЖАВАХИШВИЛИ А.Н. Геоморфологические районы Груз.ССР. Изд. АН ГССР, Тбилиси, 1947.
- ДЖАЛИАШВИЛИ В.Г. О происхождении Джавской углекислой солено-щелоч воды. Сб. труд.Ин-та курортологии и физиотерапии ГССР, т.ХХП, Тбилиси, 1955.
- ДЖАЛИАШВИЛИ В.Г., МЕЛИВА Ф.С., ЧИЧУА Т.В. Гидрогеол. характеристика основных лечеб. минер.вод ГССР. Тр. научн. исслед.института курорт. Грузии, т.29, Тбилиси, 1967.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ А.И. К вопросу об орогенетических фазах. Совет.геология, № 5-6, 1940.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ А.И. Проблемы Грузинской глыбы. Сообщ. АН ГССР, т.3, № 1,2, Тбилиси, 1947.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. Домоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тр. Ин-та геологии и минер. АН ГССР, монография № I, Тбилиси, 1948.
- ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. "Недра", Москва, 1965.
- ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. К вопросу о генезисе Тифлиских терм. Тр. патрограф. ин-та АН СССР, 1936.
- ЗАРИДЗЕ Г.М. Среднеюрский магматический цикл в Грузии. Сообщ. АН ГССР, т.У, № 2, Тбилиси, 1944.
- ЗАЙЦЕВ И.К., ТОЛСТИХИН Н.И. Сб. "Проблемы гидрогеологии". Госгеолтехиздат, Москва, 1960.
- ЗЕДГЕНИДЗЕ С.И. Некоторые вопросы формирования химического состава подземных вод напорных горизонтов Алазанс-

- кого артезианского бассейна. Тр. Кавказск. ин-та минер. сырья /КИМС/, вып. УІ, сер. геол., Тбилиси 1965.
- ИВАНОВ В.В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термалн. вод областей современного вулканизма. Тр. лабор. вулканологии АН СССР, вып. 9, Москва, 1960.
- ИВАНОВ В.В., НЕВРАЕВ Г.А. Классификация подземных мин. вод. Изд. "Недра", Москва, 1969.
- ИГНАТОВИЧ Н.К. Подземные воды Русской платформы, Москва, 1950.
- КАВТАРАДЗЕ Г.И. Некоторые данные о пластовых водах Колхидской низменности. Азерб. нефт. х-во, № 3, 1955.
- КАЗИНЦЕВ Е.А. Об условиях движения и химического состава подземных вод палеогеновых отложений Восточного Предкавказья. Термальные минеральные воды Северного Кавказа. Изд-во "Наука", Москва, 1965.
- КАМЕНСКИЙ Г.Н. Вопросы формирования подземных вод. Тр. лаб. г/геол. проблем, т. ХУІ, АН СССР, 1958.
- КАРТВЕЛИШВИЛИ Г.Я. О водных вытяжках некоторых горных пород района восточной части Дзирульского кристал. массива. Тр. ГПИ им. В.И. Ленина, № 1/94/, 1964.
- КАРЦЕВ А.А. Задачи, принципы и методика палеогидрогеологических исследований при скоплении нефти и газа. Методика палеогидрогеологических исследований, Ашхабад, 1971.
- КАХАДЗЕ И.Р. Грузия в юрское время. Тр. ин-та геол. и минер. АН Груз. ССР, сер. геол., Ш/УШ/, Тбилиси, 1947.
- КАЧАРАВА И.В. Геология южной части известняковой полосы Мегрелии. Тр. Груз. географ. об-ва, т. I, Тбилиси, 1939.
- КАЧАРАВА И.В. Рача-Лечхуми и соседние с ними районы в палеогеновое время. Тр. геол. ин-та АН ГССР, т. II/УП/, Тбилиси, 1944.
- КАЧАРАВА Д.В. О подземных водах и сопочных грязях Ахтальского и Цховельского районов. Изуч. и экспл. мин. вод на курортах Груз. ССР, Тбилиси, 1958.
- КАЧАРАВА Д.В. Гидрохимическая характеристика слабокупоросных

- вод Аджарии. Изуч. и экспл. мин.вод на курортах ГССР, Тбилиси, 1958.
- КАЧАРАВА Д.В. О лечебных грязях Кумисского, Джавского и Глданского озер. Тр. лаб. г/геол. пробл. № 2, Тбилиси, 1963.
- КАЧАРАВА Д.В. Распространение и вопросы генезиса сульфидных вод типа Менджи и Мацесты. Материалы I съезда курортологов и физиотерапевтов Грузии, Тбилиси 1966.
- КАЧАРАВА Д.В. Гидрогеология западной части Шида-Картли. Тр. н-и г/геол. прол. ГПИ им. В.И.Ленина, № 3, Тбилиси, 1967.
- КАЧАРАВА Д.В. О сульфидных хлоридно-натриевых водах Грузии. Тр. ГПИ им. В.И.Ленина, Тбилиси, 1968.
- КАЧАРАВА Д.В. Некоторые вопросы гидрогеохимии подземных вод Западной Абхазии. Некоторые вопросы г/геол. Грузии. Изд. "Недра", Москва, 1969.
- КАЧАРАВА Д.В. К гидрогеохимии углекислой минеральной воды Джавского м-ния и некоторых других вод джавского типа. Изд. "Недра", Москва, 1969.
- КАЧАРАВА Д.В. К палеогидрогеологии Грузии. Тр.ГПИ им. В.И. Ленина, вып. 6, Тбилиси, 1970.
- КАЧАРАВА Д.В., УЛУХАНОВ В.Г. О гидроминеральных ресурсах Аджарии. Изуч. и экспл. минер.вод на курортах ГССР, Тбилиси, 1958.
- КАЧАРАВА Д.В., МЗАРБУЛИШВИЛИ М.В. К гидрохимии мин.воды разведанной в восточной части м-ния Тбилисских терм. Изуч.и экспл. мин.вод на курортах Грузии, Тбилиси, 1958.
- КАЧАРАВА Д.В., ЧХАТАРАШВИЛИ Л.И. К вопросу формирования некоторых мин.вод Колхидской низменности. Изуч. и экспл. мин.вод на курортах ГССР, Тбилиси, 1958.
- КАЧАРАВА Д.В., ПАГАВА М.Г.: О некоторых вопросах термальных вод Грузии. Тр. Центр.ин-та курортологии, Москва, 1959.
- КАЧАРАВА Д.В., МЗАРБУЛИШВИЛИ М.В. К вопросу формирования химического состава м-ния грязевых растворов Тби-

- лиси и прилегающих районов. Тр. н/и лаб. г/геол. пробл. ГПИ им. В.И.Ленина, Тбилиси, 1963.
- КАЧАРАВА Д.В., МЕЛИВА А.М., ЧХАИДЗЕ Г.Т. Об условиях химич.состава вод известняков нижнего мела и верхней юры Западной Абхазии. Тр. Груз.политехн.ин-та им.Ленина, Тбилиси, 1966.
- КАЧАРАВА Д.В., ЧХАИДЗЕ Г.Т. Гидрогеохимическая зональность в распределении подземных вод восточной части Западной Абхазии. Тр. ГПИ им. В.И.Ленина, № 3, Тбилиси, 1966.
- КАЧАРАВА Д.В., МЗАРБУЛИШВИЛИ М.О. К вопросу содержания и условия формирования лития в мин.водах Грузии. Тр. ГПИ им. В.И.Ленина, № 6, Тбилиси, 1967.
- КАЧАРАВА Д.В., ЧХАИДЗЕ Г.Т., БУАЧИДЗЕ Г.И. и др. К гидрогеологии и гидрохимии Аргветского артезианского бассейна. Тр. лаб. г/геол. пробл., № 3, Тбилиси, 1967
- КАЧАРАВА Д.В., ЗЕДГЕНИДЗЕ С.Б. О генезисе Ахталских сопочных грязей. Изд. "Недра", Москва, 1969.
- КАЧАРАВА Д.В., ГАБЕЧАВА Д.Ш., САБАХТАРАШВИЛИ Г.А. О верхнемеловом-нижнепалеогеновом известняковом водоносном горизонте в восточно-Абхазской и Мегрельской предгорных синклиналиях. Н/т конф. профессорско-преподав.состава ВТУЗов Закавказских республик. Аннотация докл. Секция геологии и разведки. Изд. ГПИ, Тбилиси, 1971.
- КАЧАРАВА Д.В. САБАХТАРАШВИЛИ Г.А., ГАБЕЧАВА Д.Ш. К палеогидрогеологии нижнемелового известнякового водоносного горизонта Мегрельско-Абхазской предгорной синклинали. Н/т конф. профессорско-препод.состава ВТУЗов Зак.республик. Секция геологии и разведки, Изд. ГПИ, Тбилиси, 1971.
- КАЧАРАВА Д.В., САБАХТАРАШВИЛИ Г.А., Некоторые вопросы гидрогеологии Кодорского артезианского бассейна. Нил. г/геол. и инж.геол.проблем № 4 ГПИ им. Ленина, 1972.
- КАШКАЙ М.А. Минеральные воды Азерб. ССР, Изд. АН Аз.ССР, Баку, 1952.

- КАШКАЙ М.А. Развитие геолого-минер. наук в Советской Грузии за 40 лет. Известия АН Азерб. ССР, серия геолого-географ. наук и нефти, № 2, 1961.
- КАШКАЙ М.А., ТАМАРЗЯН Г.П. Поперечные /антикавказские/ дислокации Крымско-Кавказского региона. Изд. "Недра" Москва, 1967.
- КВАРЦХАВА Н.Ф. Минеральные воды Марнеули-Гардабанского артезианского бассейна. Тр. лаб. г/геол. пробл. ГПИ им. В.И.Ленина, т.Ш, Тбилиси, 1967.
- КВАРЦХАВА Н.Ф. Некоторые вопросы гидрогеологии Марнеули-Гардабанского басс. Сб. тр. ГПИ им.Ленина, т.5, 1967.
- КИТОВАНИ Ш.К. Перспективы нефтегазоносности Аджаро-Триалетской складчатой системы. Изд. Нефтегорлч. топлива, Ленинград, 1959.
- КЛИМЕНКО А.М. Закономерности распространения и некоторые вопросы формирования углекислых вод Кавказской области, в связи с ее геологическим строением. Термальные мин. воды Северного Кавказа. Изд. Наука, Москва, 1965.
- КОГОШВИЛИ Л.В. Минеральные источники верхней части Кодорского бассейна и геол. условия их проявления. Тр. лаб. г/геол. проблем № 1, Тбилиси, 1962.
- КОЗЛОВА Н.Д. Геохимия и формирование подземных вод. Изд. "Наука", Москва, 1965.
- КОНКШЕВСКИЙ Л.К. Отчет о геологических исследованиях Тифлиских терм. источников и их ближайших окрестностей по правую сторону Куры. Мат. для геологии Кавказа, сер. 4, кн. 3, 1915.
- КОРДЗАХИЯ М.О. Типы климатов Грузии и зоны их распространения. Сообщ. АН ГССР, сер. т.7, № 8, 1958.
- КОРИЦЕ И.Т. Газовый состав месторождений мин.вод: Пасанаури, Ваджасцаро, Надибаани, Коби, Сиони, Казбети, Джава и Мехлеби. Мат. I съезда курортологов и физиотерап. Грузии, Тбилиси, 1966.
- КРАСИНЦЕВА В.В. Новые данные по физико-химическому исследованию мин.вод.Боржоми. Гидрохимические материалы т.ХУШ, 1950.

- КРЮКОВ П.А. Об изучении растворов, извлеченных методом от-
прессования из осадочных пород. Тр. лаб. г/геол.
проблем АН СССР, т.ХУІ, 1958.
- КУПЦИС Р.Д. Краткий обзор минер. вод и лечебных грязей Гру-
зии. Вестник Наркомздрава Грузии, № 1-3, Тифлис,
1925.
- КУРОЧКИН В.И. Металлогения и геологич. описание района распро-
странения полиметаллических м-ний известняковой
полосы Зап.Абхазии. Фонды ГТУ, Тбилиси, 1940.
- ЛАЗАРИШВИЛИ Т.Х. О напорных водах Ахалцихского артезианского
бассейна и прилегающих к нему районов. Тр. н/и
лаб. гидрогеол. проблем, № 3, Тбилиси, 1967.
- ЛАНГЕ О.К. Подземные воды СССР. Изд. Моск.ун-та, Москва,
1963.
- ЛИЧКОВ Б.Л. Формирование подземных вод и единство природных
вод. Тр. лаб. г/геол. пробл. АН СССР, т.ХУІ,
1958.
- МАКАРЕНКО Ф.А. Некоторые результаты изучения подземного стока.
Тр. лаб. г/геол. проблем. АН СССР, т.Ш, 1948.
- МАКАРЕНКО Ф.А. О происхождении углекислых солено-щелочных вод
в районе Кавказских минер. вод ДАН СССР, т.ХХІІ,
1950.
- МАКАРЕНКО Ф.А. Генезис сероводородных вод Мацесты. Изд. АН
СССР, Тр. ЛТП, т.2, 1951.
- МАКАРЕНКО Ф.А. Некоторые общие вопросы учения о зональности
подземных вод. Тр. лаб. г/геол. проблем, т.ХУІ,
1952.
- МАКАРЕНКО Ф.А., ОВЧИННИКОВ А.М. Минеральные воды Черноморского
побережья Кавказа. Тр. Сочинской эксп. АН СССР.
Мин.здрава СССР, 1946.
- МАКАРЕНКО Ф.А., ОВЧИННИКОВ А.И. и др. Условия формирования Мацес-
тинских сероводородных вод. Тр. лаб. г/геол.
проблем АН СССР, т.2, 1949.
- МАКАРЕНКО Ф.А., МЕНЦЕР В.В., ОВЧИННИКОВ А.М., БУНГЕВ А.Н. Труды
комплексной Сочи-Мацестинской эксп. АН СССР,
т.І-ХІ /геологич. строение мин. воды и источники/
Институт геол. наук АН СССР, т.І-ХІ.

- МЕЛИВА Ф.С. Новые данные к вопросу формирования углекисло-гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод Зваре. Изуч. и экспл. минер. вод на курортах ГССР, 1953.
- МЕЛИВА Ф.С. Зональность минеральных вод Абхазской АССР. Изуч. и экспл. мин. вод на курортах Закавказья, Баку, 1960.
- МЕЛИВА Ф.С. Современное состояние изученности и направление дальнейших исследований минер. вод Абхазии. Изд. "Недра", Москва, 1969.
- МЕЛИВА А.М. Режим Боржомских минер. источников. Изуч. и экспл. минер. вод на курортах ГССР, Тбилиси, 1953.
- МЕНТЕШАВИЛИ О.П. Гидрогеологические закономерности образования и распространения напорных горизонтов подземных вод в северо-западной части Алазанского артезианского бассейна. Канд. диссерт. Библиогр. ГПИ им. Ленина, Тбилиси, 1960.
- МЗАРГУЛИШВИЛИ М.В. К вопросу гидрохимии термальных вод г.Тбилиси. Изуч. и экспл. мин. вод на курортах ГССР, Тбилиси, 1958.
- МЗАРГУЛИШВИЛИ М.В. Микроэлементы в Боржомских минер. водах. Тр. лаб. гидр. геол. пробл. ГПИ им. В.И.Ленина, т. I, Тбилиси, 1962.
- МЗАРГУЛИШВИЛИ М.В. К вопросу содержания стронция в подземных водах Грузии. Тр. ГПИ им. В.И.Ленина, вып. 6, Тбилиси, 1970.
- МУРАТОВ М.В. История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей. БЮИП отд. геологии, т. XXVI, вып. I, 1961.
- НАНИТАШВИЛИ Г.В. Воды мезозойских и нижнепалеогеновых отложений Колхидской впадины и смежных с ней областей. Канд. диссерт. фонды Грузнефтяной экспл. Тбилиси, 1964.
- НАНИТАШВИЛИ Г.В. и КВАТРАДЗЕ Г.И. О геохимических показателях нефтегазоносности мезозоя Западной Грузии. Госун-т т. IV, 1962.

- НАНИТАШВИЛИ Г.В., ПИКУРАДЗЕ Г.Н., АБЕСАДЗЕ Д.М. О перспективах нефтегазоносности мезозойских и нижнепалеогеновых отложений Колхиды. ЦНИИТнефтегаз, № 2, 1964.
- ОВЧИННИКОВ А.М. Основные закономерности распространения мин. вод на территории Советского Союза. Вопросы курортологии, № 5, 1934.
- ОВЧИННИКОВ А.М. Зональность минеральных вод Кавказа, МГРИ, 1941.
- ОВЧИННИКОВ А.М. Современное состояние вопроса о формировании подземных вод. Тр. лаб. г/геол. пробл. № 1, 1947.
- ОВЧИННИКОВ А.М. Основные принципы зональности минер. вод Кавказа. Тр. МГРИ, т.23, 1948.
- ОВЧИННИКОВ А.М. Условия формирования м-ний углекислых вод. В кн. "Вопросы формирования и распространения мин. вод СССР". Изд. Центр. инст. курортологии Минздрава СССР, 1960.
- ОВЧИННИКОВ А.М. Сравнительная гидрогеологическая характеристика мин. вод на курортах Закавказья, Баку, 1960
- ОГИЛЬВИ Н.А. К вопросу о происхождении радиоактивности Цхалтубской мин. воды. Тр. ин-та курортологии Грузии. Сб. Цхалтубо, т.П, Тбилиси, 1936.
- ОГИЛЬВИ Н.А. и ОГИЛЬВИ Т.Н. Некоторые данные о мин.источниках района Рица - Авадхара. Сб. "Рица - Авадхара" Сухуми, 1936.
- ПАГАВА М.Г. К вопросу формирования радоновых вод Цхалтубо. Сб. тр. ин-та курорт. и физиотерап. ГССР, т.ХП, Тбилиси, 1955.
- ПАГАВА М.Г. Гидрогеология и каптаж термальных радоновых вод Цхалтубо. Изуч. и экспл. мин. вод на курортах Грузии, Тбилиси, 1958.
- ПАНТЕЛЕЕВ И.Я. Гидрогеология и генезис Кавказских минер. вод. Вопросы формирования и распространения мин. вод в СССР. Москва, 1960.
- ПАНТЕЛЕЕВ И.Я. Об условиях формирования углекислых гидрокарбонатно-натриевых вод. Тр. ЛПТ т.ХХУШ, 1962.

- ПАНТЕЛЕВ И.Я. Эссентукские солено-щелочные воды в системе Кавказских минер. вод. Изд. АН СССР, Москва, 1963.
- ПАНТЕЛЕВ И.Я., МАСУРЕНКОВ Ю.П., ПАХОМОВ С.И. О происхождении углекислого газа в подземных водах. Изд. АН СССР, сер. геол. № 6, 1962.
- ПЕТРИАШВИЛИ П.А. Анализ Грузинских минер. источников. Журн. Русского физико-химического об-ва, часть химич., № 41, вып. 5, 1909.
- ПОСОХОВ Е.В. По поводу статьи Балашова А.С. "О двух генетических классах соленых вод в осадочных отложениях. Гидрохимические материалы. Изд. АН СССР, Москва, 1963.
- РЕНГАРТЕН В.П. Минеральные источники района Военно-Грузинской дороги. Тр. ВГРО, вып. 15, 1932.
- РУБИНШТЕЙН М.М. К проблеме геотектонического расчленения Грузии. Сб. тр. ин-та геол. и минер. Груз. ССР, Тбилиси, 1951.
- РУБИНШТЕЙН М.М. Обзор геологической интерпретации сейсмических данных на территории Грузии. Тр. геол. ин-та АН Груз. ССР, т. X /XV/, Тбилиси, 1957.
- САБАХТАРАШВИЛИ Г.Д. Об моно-солевом составе пород, слагающих кодорский артезианский бассейн НИЛ, г/геол. и инж. геолог. пр. № 4, 1972.
- САВАРЕНСКИЙ Ф.П. Гидрогеологический очерк бассейна средней Куры. Мат. по использов. водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, вып. 5, Тифлис, 1933.
- САМАРИНА В.С. Формирование химического состава подземных вод /на примере Прикаспийской низменности/. Изд. Ленингр. Университета, 1963.
- САУКОВ А.А. Геохимия "Госгеолиздат", Москва, 1950.
- СЕМИХАТОВ А.О. О гидрогеологических циклах ДАН АН СССР, т. УП, т. 6, 1947.
- СЕРГЕЕВ М.В. Минеральные богатства в Сочинском округе, по системе р. Мзымта. Горн. журн. СПб, т. IV, 1900.
- СЕРГЕЕВ М.В. Минеральные источники на Кавказе. Изв. Мин. Зем. 1904.

- СИЛИН-БЕЧКУРИН А.И., КАСКИН А.Д. Материалы к изучению минеральн. источников Лечхуми и Сванетии. Курорт.санит. дело, № 4, 1929.
- СИХАРУЛИДЗЕ Г.Г. К вопросу геохимии природных газов верхнего течения р.Бзыби. Тр. лаб. гидр. и инж. геол. проблем ГПИ им. Ленина, т. 3, 1967.
- СИХАРУЛИДЗЕ Г.Г. Природные газы минеральных вод Абхазской трещинной водонапорной системы и их использование в решении генетических и возрастных вопросов гидрогеологии. Канд. диссерт. лаб. г/геол. проблем ГПИ им. Ленина, Тбилиси, 1968
- СЛАВИН В.И. Новые данные о геологическом строении района Красной Поляны и прилегающих частей. Гл. Кавк.Хр.И.ВУЗ, № 6, 1958.
- СЛАВЯНОВ И.Н. По поводу статьи Каменского Г., Силин-Бечкурина и Соколова Д. "Проблема формирования подземных вод", по матер. трудов лаб. г/геол. проблем т.2, 1936.
- СЛАВЯНОВ И.Н., СМИРНОВ В.С. Минеральные источники Джавского района Юго-Осетии. Тр. СОПС АН СССР, сер.закавказ. вып. 4, 1932.
- СМИРНОВ А.А. О природе углекислых подземных вод. Советская геология. Сб. 44, 1955.
- СТРАХОВ В. Подземные воды ГССР, Т.Н. "Госгеолитиздат", 1944.
- СТРУВЕ Г.В. Материалы для изучения мин.вод. Кавказа, 1963.
- СТРУВЕ Г.В. Боржомские, Цагверские, Уравельские и Абс-туманские минер. воды. Сб. ИКМО, вып. I, №5, 1968.
- СУЛИН В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, ч.1, АН СССР, 1938.
- СУЛИН В.А. Гидрогеология нефтяных месторождений СССР. Гостоптехиздат, Москва, 1948.
- СУЛИН В.А. О классификации природных вод. Тр. лаб. г/геол. пробл., т.Ш, Тбилиси, 1950.

- СУРКОВ В.Н. К вопросу о генезисе углекислых вод района Кавказских мин. вод на курортах Груз. ССР, Тбилиси,
- СУХАРЕВ Г.М., МИРОШНИКОВ М.В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. Гостоптехиздат, Москва, 1963.
- СХИРТЛАДЗЕ Н.И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. ин-т АН ГССР, Монография № 8, Тбилиси, 1952.
- ТАГЕЕВА Н.В. К вопросу об основных неохимических этапах подземных вод. Тр. лаб. г/геол. пробл. АН СССР т. XVI, Тбилиси, 1958.
- ТАТРИШВИЛИ Н.Ф. Магматическая деятельность в Грузии в допалеозое и палеозое. Гостехиздат.ГССР, Тбилиси, 1948.
- ТИХОМИРОВА М.М., ТАГЕЕВА Н.В. Экспериментальное геохимическое изучение формирования типов подземных вод. Тр. лаб. г/геол., т. XVI, Тбилиси, 1958.
- ТОЛСТИХИН Н.И. Провинции минер. вод СССР. Проблемы Совет. геол. № 3, 1939.
- ТОЛСТИХИН Н.И. К вопросу о распространении минер. вод СССР. Тр. лаб. г/геол. пробл. АН СССР, т.Ш, Тбилиси, 1948.
- УЛУХАНОВ В.Г. Химическая природа сульфидной минер. воды Гориджвари. Сб. тр. ин-та курорт. Груз. ССР, т. XXII, Тбилиси, 1955.
- УСТИЕВ В.К., МОЛГВА В.А. Минеральные источники Юго-Осетии. Тр. СОПС АН СССР, сер. Закавказье, вып. 9, 1933.
- ФЕРСМАН А.Е. Избранные труды. Ш изд. АН СССР, Москва, 1955.
- ФОХТ К.К. Геологический очерк окрестности Цхалтубских минер. вод. Тр. съезда по улучшению отчетст. лечеб. месторождений, вып. 4, 1915.
- ХАИН В.К. Кавказский срединный массив и концепция Груз. глыбы. АН СССР. Сб. тр. Тбилиси, 1959.
- ХАРАТИШВИЛИ Л.А. К вопросу формирования напорных подземных вод в пределах Аргветско артезианского бассейна. Тр. н/и лаб. гидрогеол. и инж.геол. проблем ГПИ им. Ленина, Тбилиси, 1967.

- ХАРАТИШВИЛИ Л.А., ХОРБИЛАДЗЕ Т.А. Гидрогеология Карталинской деперссии. АН Груз. ССР, геогр. об-во Грузии. Изд. "Мецниереба", Тбилиси, 1970.
- ХЕЛАДЗЕ Н.Б. Применение принципа вертикальной зональности при г/геологич. районировании горной страны. Тр. лаб. г/геол. пробл. т.ХVI, Тбилиси, 1958.
- ХИДАШЕЛИ Г.Я., КВЕРНАДЗЕ К.Г., ЦУЛУКИДЗЕ И. Деятельность республик. г/г управления "Грузгеолкаптажминвод" за 1956-1965 гг. Матер. к I съезду курортологов и физиотерапевтов Грузии, Тбилиси, 1966.
- ХУХИЯ В.Л. Некоторые минеральные источники Верхней Рачи и к вопросу изменения количества железа в мин. водах. Тр. Тбил. Госунта, т.ХШ, 1940.
- ХУХИЯ В.Л. Мухурская минеральная вода и перспективы ее использования. Сб. "Хлоркальциевая минер. вода Мухури", Тбилиси, 1945.
- ХУХИЯ В.Л. Гидрогеохимия йода, брома и хлора в гидрокарбонатно-натриевых и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых водах Грузии. Изуч. и экспл. мин. вод на курортах Груз. ССР, Тбилиси, 1953.
- ЦАГАРЕЛИ А.Л. Верхний мел Грузии. Тр. ин-та геол. и минералогии, Монография № 5, Тбилиси, 1959.
- ЦВРТЕЛИ Д.В. Колебания уровня Черного моря в последнее время. Сообщ. АН ГССР, XXXIX, 2, Тбилиси, 1965.
- ЦВРЦВАДЗЕ Н.В. Некоторые результаты водных вытяжек осадочных пород Боржомского района. Вестник АН ГССР, т.ХХШ, Тбилиси, 1959.
- ЦВРЦВАДЗЕ Н.В. К вопросу формирования минер. вод бассейна р.Гуджаретис цкали. Тр. лаб. г/г пробл. ГПИ им. Ленина № I, Тбилиси, 1960.
- ЦВРЦВАДЗЕ Н.В. Некоторые вопросы генезиса углекислых минеральных вод Верхней Сванетии. Тр. н/и лаб. г/г пробл. № 3, Тбилиси, 1967.
- ЧИХЕЛИДЗЕ С.С. К гидрогеологии минер. воды Мухури. Сб. хлоридно-кальциевая вода Мухури. Н/и ин-т курортологии ГССР, Тбилиси, 1945.

- ЧИХВЕЛИЦЕ С.С. К вопросу формирования хлорнатриевых мин. вод Мегрелии и Абхазии. Сб.тр. ин-та геологии и минер. АН ГССР, Тбилиси, 1951.
- ЧИХВЕЛИЦЕ С.С. Закономерности распространения минеральных вод Грузии. Тр. геол.ин-та АН ГССР, сер. геол. т.УП/ХП/, Тбилиси, 1953.
- ЧИХВЕЛИЦЕ С.С. К вопросу содообразования в подземных водах. Тр. лаб. г/геол. пробл., т.ХУ, Тбилиси, 1958.
- ЧИХВЕЛИЦЕ С.С. Минеральные ресурсы Грузии. Мин. воды СОПС АН ГССР. т.Ш, Изд. АН ГССР, 1958.
- ЧИХВЕЛИЦЕ С.С. К вопросу формирования Тбилисских терм. Тр. геол. ин-та АН ГССР, сер. геол., т. ХУ/ХУІ/, Тбилиси, 1960.
- ЧИХРАДЗЕ Ш.Г. О некоторых результатах геотермических исследований Колхидской низменности. Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. 1964.
- ЧИЧУА Т.Б. Состояние гидрогеол.изученности и эксплуатации питьевых минер. вод ГССР. Тр. ин-та курорт. и физиотерапии Груз. ССР, ХХП, Тбилиси, 1955.
- ЧИЧУА Т.Б. Опыт изучения минер. вод северного склона Аджаро-Имеретинского хребта и вопросы зональности мин.вод Грузии. Тр. ин-та курорт. Грузии, ХХП, Тбилиси, 1955.
- ЧИЧУА Т.Б. Этапы гидрогеол. исследования и современный уровень изученности лечебных вод курортов Грузии. Матер. 2 съезда курорт. и физиотерапевтов Грузии, Тбилиси, 1966.
- ЧУБИНИЦЕ Ш.Р. К вопросу выявления гидротермальных ресурсов и природного газа в районе г.Тбилиси. Тр. ГПИ им. Ленина, № 3, Тбилиси, 1956.
- ЧУБИНИЦЕ Ш.Р. 1967. Термальные воды Груз. ССР, их ресурсы и практическое использование. Региональ.геотермия и распространение термальных вод в СССР. Изд. Наука, Москва, 1967.
- ЧУБИНИЦЕ Ш.Р., ШУБЛАДЗЕ О.А. Перспективы выявления термальных и высокотермальных вод Абхазии. Некоторые вопро-

- сы г/геол. Грузии. Изд. "Недра", Москва, 1969.
- ЧХАИДЗЕ Г.Т. Гидрогеология междуречья р.Бзыби и Баклановки в пределах распространения мезозойских осадков. Тр. ГПИ им. В.И.Ленина, № 1, Тбилиси, 1964.
- ЧХАИДЗЕ Г.Т. Гидрохимическая зональность в распределении подземных вод восточной части Западной Абхазии. Тр. ГПИ им. В.И.Ленина, № 3 /108/, Тбилиси, 1966.
- ЧХАИДЗЕ Г.Т. Об условиях формирования химического состава подземных вод известняков нижнего мела и верхней юры Западной Абхазии. Тр. ГПИ им. В.И.Ленина, № 6/Ш/, Тбилиси, 1966.
- ШАГОЯНЦ С.А. Тарско-Кумский артезианский бассейн. Тр. лаб. г/геол. пробл. АН СССР, т.П, 1948.
- ШАГОЯНЦ С.А. Подземные воды центральной и восточной частей Северного Кавказа. Госгеолтехиздат, Москва, 1959.
- ШАРАШЕНИДЗЕ Ш.С. Минеральные воды курорта Шови. Тр. Тбил.Госунта, XIII, 1940.
- ШАРАШЕНИДЗЕ Ш.С. Минеральные воды верхней Рачи. Тр. Тбилгосунта, XXI, 1941.
- ШУКАРЕВ С.А. Попытка общего обзора Грузинских вод с геохимической точки зрения. Тр. Гос.центр. ин-та курортологии, т.У, Тбилиси, 1934.
- ШУКАРЕВ С.А. Цхалтубские воды и их место среди термальных вод. Тр. Гос.центр.ин-та курорт., т.1, Москва, 1934.
- ШУКАРЕВ С.А., КОСМАН И.М. Содообразование путем обменной адсорбции. Сб. физ. хим. мин. вод и лечебных грязей. Биомедиздат, 1955.
- ЭРИСТАВИ Д.И. Физико-химическое изучение минеральных вод Цхалтубо. Тр. ин-та курорт. Груз. ССР, т.ХХ, Сб. Цхалтубо, т.Ш, Тбилиси, 1947.
- ЭРИСТАВИ Д.И. Пути исследования химической природы мин. вод. Изучение и эксплуат. мин. вод на курортах ГССР, Тбилиси, 1953.

- ЭРИСТАВИ Д.И. Изучение вопросов осадкообразования и агрессивности некоторых минеральных вод ГССР. Изуч. и экспл. минер. вод на курортах Груз. ССР, 1953.
- ЭРИСТАВИ Д.И. Минеральные воды Грузии. Изд. Сабчота Сакартвело, Тбилиси, 1966.
- ЭРИСТАВИ Д.И., БРОУЧЕК И. Физико-химические исследования минеральных вод Боржоми. Изд. "Сабчота Сакартвело" Тбилиси, 1964.
- ЭРИСТАВИ Д.И., БОКУЧАВА Л.В. К изучению органического вещества в минеральных водах Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. XXXIX, 2, 299, 1965.
- ЭРИСТАВИ Д.И., ДЖИНЧАРАДЗЕ Г.Г. О содержании редких щелочных элементов в подземных минеральных водах. Тр. ГПИ им. В.И. Ленина, № 5, Тбилиси, 1965.
- ЭРИСТАВИ М.С. 1952. Грузинская глыба в нижнемаловое время. Тр. геол. ин-та АН Груз. ССР, геол. сер. VI /XI/, Тбилиси.
- ЮЗБАШЕВ Д.Л. 1966. К вопросу формирования химического состава Джварских минеральных вод. Тр. ГПИ им. В.И. Ленина, Тбилиси.
- ЮЗБАШЕВ Д.Л. 1967. Подземные воды неглубокой циркуляции Джварского района и некоторые вопросы формирования их гидрохимического облика. Тр. лаб. г/геол. проблем ГПИ им. В.И. Ленина, Тбилиси.
- ЯРОЦКИЙ Л.А. 1959. Основные закономерности образования серо водородных вод. Вопросы формирования и распространения минеральных вод в СССР.

О Т Л А В Л Е Н И Е

Стр.

ПРЕДИСЛОВИЕ	
Глава I. ВВЕДЕНИЕ. Краткая история геолого-гидрогеологического изучения республики	6
Глава II. Обзор геологического строения Грузии	12
Глава III. Некоторые особенности палеогеографии и палеогидрогеологии Грузии	31
Глава IV. Геолого-геохимическая характеристика областей распространения главных типов минеральных вод	41
1. Артвинско-Болнисская глыба	42
2. Аджаро-триалетская складчатая система	51
3. Грузинская глыба	78
4. Складчатая система Южного склона и Антикли- нория Главного хребта	133
Раздел I. Основные водоносные и водоупорные образования	175
Глава V. Условия формирования главных типов минеральных вод Грузии	180
Раздел I. Геологические и гидрогеологические особенности и факторы формирования химизма вод	180
Раздел 2. Некоторые обобщения о генезисе основных типов минеральных вод Грузии	206
Подраздел I. О генезисе ионо-солевого и газового состава минеральных вод типа Менджи, Мацесты и некоторых других	233
Раздел 3. Гидродинамическая зональность и гидрогеохимическая классификация минеральных вод Грузии	247
Глава VI. Гидрогеохимическое районирование территории Грузии	281

Л и т е р а т у р а 310

ОГЛАВЛЕНИЕ 327

Давид Виссарионович Качарава

Геология и геохимия минеральных вод Грузии

Напечатано по постановлению Редакционно-издательского
совета Академии наук Грузинской ССР

Сдано в набор 29.1.1976 Подписано к печати 17.XII.1975 г.;
Формат бумаги 60x90^I/16; Бумага № 2; Печатных л. 21.63;

Уч.-издат.л. 23.23;

УЭ 01159;

Тираж 500; Заказ 343

Цена 2 руб. 35 коп.

ბავშვებისთვის "მეცნიერება", თბილისი, 380060, ვუტუზოვის ქ., 19
Издательство "Мецниერება", Тбилиси, 380060, ул.Кутузова, 19

საქ.სსრ მეცნიერების სკაბიძე, თბილისი, 380060, ვუტუზოვის ქ., 19
Типография АН Груз. ССР, Тбилиси, 380060, ул. Кутузова, 19

Цена 2 руб. 35 коп.

2665