

Э. И. САРДАРОВ

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ
ЦЕНТРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО
НАГОРЬЯ АРМЯНСКОЙ ССР

ЕРЕВАН—1975

Работа представляет собой первое монографическое описание гидрологических условий территории Центрального вулканического нагорья Армянской ССР.

В ней рассматриваются закономерности распространения и залегания подземных вод, их формирование, особенности динамики, химизма и режима.

Приведено гидрологическое районирование территории, региональная оценка естественных ресурсов. Предлагаются мероприятия рационального использования подземных вод нагорья в народном хозяйстве республики.

"Вода - это не просто минеральное сырье, это не только средство для развития сельского хозяйства, вода - это та живая кровь, которая создает жизнь там, где ее не было"

А.П.Карпинский

ВВЕДЕНИЕ

Успешное решение задач, поставленных партией и правительством перед народным хозяйством республики, неразрывно связано с дальнейшим изучением и освоением ее природных богатств, к числу которых в ряду основных относятся и подземные воды. Одной из главных областей Армянской ССР, в пределах которой формируются значительные запасы пресных подземных вод, является Центральное вулканическое нагорье Арм.ССР, которое занимает около 1/4 площади республики. Несмотря на большие запасы подземных вод, водоснабжение и орошение земель этого региона недостаточно. Многие города и сельские районы описываемой области не обеспечиваются нужным количеством воды и в ряде случаев испытывают в ней острый дефицит. Быстрый рост промышленности и сельского хозяйства требует изысканий новых крупных источников водоснабжения и орошения и их рационального использования. Это возможно лишь при детальном изучении гидрогеологических условий региона, характера водоносности пород, динамики вод, гидрохимии, оценке запасов подземных вод и определении рациональных путей их использования.

Настоящая работа является обобщающим изучением гидрогеологических условий Центрального вулканического нагорья Армянской ССР.

Изучение подземных вод Центрального вулканического нагорья Армянской ССР проводилось автором с 1963 по 1974 гг. Химические анализы вод и водных вытяжек производились в химической лаборатории, а спектральный анализ сухих остатков вод - в спектральной лаборатории ИГН АН Армянской ССР.

Во время проведения полевых и камеральных работ автор пользовался консультациями и советами канд.геол.мин.наук Н.И.Долухановой, профессора, доктора геол.мин.наук Н.И.Толстыхина и доктора геол.мин.наук Ф.А.Макаренко, за что автор выражает им свою глубокую благодарность.

Глава I

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

I. Общие сведения

Центральное вулканическое нагорье Армении расположено в средней части Армянской ССР и составляет около $1/4$ всей ее территории (рис. I).

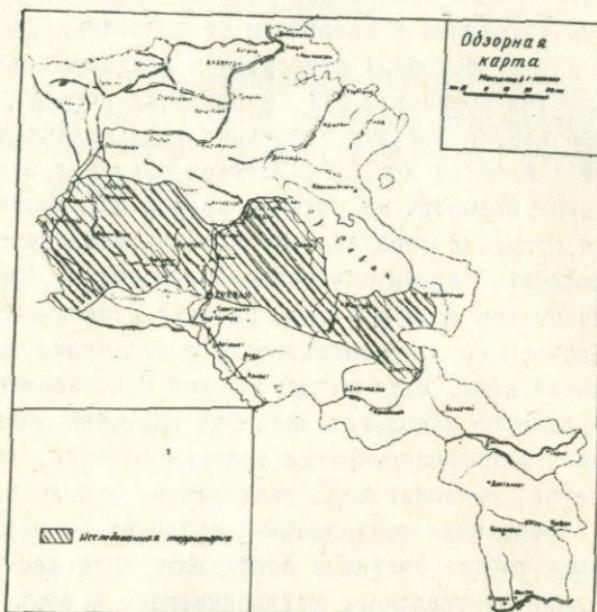


Рис. I. Обзорная карта изученной территории.

В состав нагорья входят крупные массивы: Арагац, Гегамский и Варденисский; ограничено оно с севера Ленинаканской котловиной и предгорьями Памбакской складчато-глыбовой системы, с востока Севанской и Масрикской котловинами, с запада предгорьями массива г. Арагац и с юга Араксинской котловиной.

В административном отношении рассматриваемый регион охватывает площадь Анийского, Арагацского, Артикского, Апаранского, Разданского, Севанского, им. Камо, Мартунинского, Басаргечарско-

^{X/} В дальнейшем регион для краткости будет называться вулканическим нагорьем.

го, Азизбековского, Ехегнадзорского, Талинского, Аштаракского, Наирийского и Абовянского районов.

В экономическом отношении вулканическое нагорье входит в Центральный, Севанский, Зангезурский и Ширакский экономические районы.

Природными богатствами нагорья являются: базальт, туфы, перлиты, мрамор, диатомит, обсидиан, известняки, доломит, кварц и кварциты, бурый уголь, медно-молибденовые и железные руды, а также многочисленные минеральные источники.

Основными промышленными центрами являются: Аштарак, Раздан, Севан, Мартуни (пищевая промышленность), Артик, Пемзатен, Мастара (строительные материалы), Камо, Апаран (текстильно-трикотажная промышленность). По течению р. Раздан расположены Севано-Разданские ирригационно-энергетические сооружения, сыгравшие большую роль в развитии химической, цементной и пищевой промышленности республики.

На рассматриваемой территории расположены также и животноводческо-зерновые районы, местами с развитым табаководством, картофелесеянием, а в южных частях нагорья с культивированием плодово-виноградных культур.

2. Орография

Рассматриваемое вулканическое нагорье является частью обширного Армянского нагорья.

По характеру рельефа и по его генезису оно резко отличается от горных систем Малого Кавказа, представляя собой высокое нагорье с вулканогенно-тектоногенными хребтами, крупными щитовидными массивами, лавовыми плато и межгорными котловинами. Весь этот грандиозный вулканический ландшафт, связанный с излияниями мощных лавовых потоков и покровов, наложен на более древнюю структуру складчато-сбросовых гор.

Формы рельефа нагорья в основном мягкие, спокойные, первичные. Суммарная длина всей системы хребтов нагорья составляет 484 км. В расположении хребтов закономерности не наблюдается, они преимущественно ориентированы различно.

Наиболее крупным и высоким массивом вулканического нагорья является Арагац (Алагез). Этот огромный пологовыпуклый щит увенчан четырьмя зубчатыми вершинами. Наивысшая из них северная (4095 м). Привершинная часть массива представляет собой относи-

тельно ровную поверхность, так называемое "привершинное плато", лежащее "если не на одном, то на близких уровнях" (Б.Л.Личков, 1931).

Реки и ручьи, стекающие с привершинного плато, образовали долины, порой глубоко врезанные в склоны массива. Это обусловило характерное для массива радиальное эрозионное расчленение.

Кроме эрозионного расчленения, рельеф здесь осложняется рядом небольших водораздельных хребтов - Зоасар, Катаракар и др., созданных эрозионной и эзерацационной деятельностью. Абсолютные высоты этих хребтов доходят до 3800 м, а относительные превышения достигают 400-500 м.

Склоны массива Арагац характеризуются горно-холмистым рельефом, что особенно отчетливо проявляется в вершинной его части. В периферийных частях массива расположено множество экструзивных и паразитических шлаковых конусов: Мец Артени, Покр Артени, Кармрабар, Даштакар и др.

К западу от оз. Севан, в близмеридиональном направлении протягивается щитообразное Гегамское (Ахмаганское) нагорье, возвышающееся до высоты около 3600 м и отделяющее Севанскую котловину от Арагатской.

На платообразной поверхности нагорья, расположенной на высоте 2800 м, возвышаются отдельные вулканические вершины и останицевые экструзивные купола. Наибольшей высотой отличается средняя часть нагорья, там оно имеет и наибольшую ширину. Здесь расположены такие крупные вершины, как Акдаак (3598 м), Спитакар (3560 м), Севкатар и др. На север и на юг нагорье сужается и понижается в высоте.

Громадный, почти овальный щит Гегамского нагорья имеет асимметричное строение. Его восточные и северные склоны сравнительно пологие с волнисто-увалистым характером рельефа, западные и южные выражены крутыми выпуклыми ступенями. По всей его территории прослеживается множество лавовых и шлаковых конусов, наиболее крупными из которых являются Атис, Гутансар, Армаган и др.

К юго-западу от Гегамского нагорья отходит ряд хребтов, наиболее крупным из них является Ераносский хребет.

В своей южной и юго-восточной частях Гегамское нагорье сочленяется с Вардениским (Южно-Севанским) нагорьем, которое,

располагаясь в близширотном направлении, с юга окаймляет Севанс-кую впадину. Это обширное вулканическое нагорье характеризуется весьма пологими северными склонами и интенсивной, глубокой расчлененностью южных. Гребневая часть нагорья, высота которой достигает 3500 м, проходит на расстоянии около 20-25 км от озера. Крупными вершинами являются: Варденис (3520 м), Карнабар, Порак и др. Между хребтами и массивами расположены многочисленные межгорные котловины и долины рек, большинство которых имеет средние отметки 1500-2000 м. Наиболее крупными из них являются Апаранская, Гаварагетская, Аргичинская и др.

3. Климат

Климатические условия вулканического нагорья обусловливаются географическим положением (близость Черного и Каспийского морей и засушливого Иранского и Малоазиатского нагорий), общей приподнятостью и сложным рельефом. В основном климат нагорья формируется под воздействием воздушных масс умеренных широт.

Наблюдение за метеорологическим режимом вулканического нагорья ведется 29 метеостанциями, расположенными на различных гипсометрических отметках. Наибольшее (более 50%) количество их приходится на массив г. Арагац, а наименьшее на Варденисский массив. Значительное (62%) число станций имеет продолжительность наблюдений порядка более 30 лет.

Температура воздуха. По данным сети метеостанций, среднегодовая температура воздуха в пределах вулканического нагорья изменяется в зависимости от высоты местности от $-2,7^{\circ}\text{C}$ (Арагац высокогорная) до $+11,4^{\circ}\text{C}$ (Чиманкенд).

Среднегодовая амплитуда температуры воздуха колеблется в пределах от 21°C до $37,5^{\circ}\text{C}$ и увеличивается с уменьшением высоты местности над уровнем моря.

Зима в пределах вулканического нагорья длительная, холодная, снежная. Средняя температура января -3° до -15°C . Абсолютный минимум доходит до -33°C . Весна короткая, поздняя, дождливая. Лето сухое, со значительным преобладанием ясных солнечных погод. Средняя температура июля $+15^{\circ}$ до $+26^{\circ}\text{C}$, а абсолютный максимум доходит до $+40^{\circ}\text{C}$. Осень теплее и продолжительнее весны.

Средняя продолжительность безморозного периода составляет 164-190 дней. Средняя продолжительность солнечного сияния за

год достигает 2500 часов.

Атмосферные осадки характеризуются неравномерностью своего распределения по площади вулканического нагорья.

На изменение количества атмосферных осадков, кроме общей циркуляции атмосферы и физических свойств воздушных масс, влияет высота нагорья над уровнем моря, форма рельефа и экспозиция склонов относительно направления влагонесущих воздушных потоков.

Высотный предел увеличения количества атмосферных осадков — более 3000 м и может доходить до 3500 м над уровнем моря (Г.А.Александрян, 1966).

В годовом ходе распределения атмосферных осадков по сезонам наибольшее количество (55-70%) приходится на теплый период года с максимальной величиной (33-40%), приуроченной к весеннему периоду (май). Минимальное количество осадков (10-15%) соответствует зимнему периоду (январь, февраль).

Весенне-летние дожди в большинстве случаев сопровождаются грозами. Среднее число дней с грозой в течение года колеблется от 26 (Гарновит, В.Талин) до 61 (Кошабулах).

В зимний период по всему нагорью отмечается устойчивый снежный покров, нижняя граница которого лежит на высоте 1000-1200 м. С повышением местности мощность снежного покрова возрастает от 10-20 см в нижней предгорной зоне до 100-250 см в нагорной ее части. Устойчивый снежный покров на средних высотах образуется в конце ноября, с максимальным значением снегозапасов в первой половине марта, а начало схождения снега приходится на апрель.

Среднее число дней со снегом в году колеблется от 40 - 45 (В.Талин, Артик, Мартуни) до 190-280 (Кошабулах, Яных, Арагаи в/г).

В высокогорных частях вулканического нагорья расположены пятна вечного снега и фирновые ледники, дающие начало формированию поверхностного стока.

Ветры. На территории вулканического нагорья имеют место следующие типы ветров: горно-долинные, фены, бризы и реже бор.

Неравномерный нагрев гор и долин обуславливает местный воздухообмен с суточной периодичностью, т.е. образование горно-долинных ветров. Днем они обычно дуют из долин вверх по склонам гор, вечером направление изменяется — с гор в долину. Наиболее сильно выражены горно-долинные ветры в летний период. Ветры ти-

па фена - теплые и сухие - получают наибольшее развитие в холодное полугодие, что объясняется усилением западных воздушных потоков.

В районе басс.оз. Севан имеет место наличие бризов, дующих днем с озера на сушу, а ночью с суши на озеро.

В некоторых случаях при преодолении горных хребтов мощными холодными воздушными массами имеет место образование холодного ветра типа бора.

Влажность воздуха на территории вулканического нагорья весьма разнообразна и обуславливается рельефом местности, экспозицией и крутизной склонов.

Абсолютная влажность воздуха уменьшается с высотой местности и сравнительно мало зависит от характера рельефа и экспозиции склонов.

Наибольшая абсолютная влажность воздуха отмечается в летний период, когда максимальное ее значение в июле месяце составляет от 12-13 мб до 15 мб.

Среднемесячная абсолютная влажность воздуха в зимний период не превышает 4-5 мб, а минимальное ее значение составляет в январе 1,8-2,6 мб.

В зависимости от гипсометрического положения и орографических особенностей местности среднегодовое значение абсолютной влажности варьирует в пределах от 4,1 до 8,3 мб.

Относительная влажность воздуха также зависит от гипсометрии и орографии местности.

В теплое полугодие значение относительной влажности в утренние и вечерние часы на 20-22% выше, чем днем, а зимой на 10-15%. Малая величина относительной влажности наблюдается в теплый период года, когда минимальное ее значение составляет в августе-сентябре 42-45%. В холодные периоды года относительная влажность воздуха имеет повышенные значения, максимальная ее величина отмечается в январе 78-82%.

Среднегодовое значение относительной влажности воздуха достигает порядка 65-68%.

4. Гидрография

Территория вулканического нагорья характеризуется неравномерной густотой гидрографической сети. Наиболее слабое развитие

речной сети отмечается на массиве Арагац и в северо-западной части Гегамского нагорья. В целом нагорье бедно поверхностными водами.

Реки нагорья относятся к типу горных с большими падениями и скоростями течения, при средних уклонах от 0,006 до 0,150.

Характерной чертой рек нагорья является ступенчатый вид их продольного профиля. В верховых и низовых они обычно имеют сравнительно спокойный характер и малые уклоны, в то время, как в средней части они почти все бурные и текут в глубоких ущельях-каньонах. Чередование широких речных долин с глубокими каньонами тесно связано как с неотектоническими движениями, так и с литологией горных пород.

Реки нагорья имеют смешанное питание, источниками которого являются талые воды сезонных высокогорных снегов, дождевые осадки и подземные воды. Ледниковое питание рек крайне ничтожно.

Неравномерность процесса снеготаяния и выпадения осадков обуславливают сильную растянутость паводков рек с общей продолжительностью три-четыре месяца (март-апрель до июня-июля). В меженный период (летом, зимой) реки в основном питаются за счет подземных вод. Осенью имеет место второе небольшое увеличение расходов рек, связанное с осенними дождями. Около 75% годового стока рек проходит в течение теплого полугодия.

Гидрографическая сеть вулканического нагорья принадлежит бассейну р.Аракс и бассейну оз.Севан. Наиболее крупными реками являются: Ахурян, Касах, Арпа, Беди, Азат, Гаварaget, Аргичи, Варденис.

На территории вулканического нагорья расположено множество озер различного происхождения. Многие из них представляют собой небольшие водоемы, заполняющие углубления в кратерах потухших вулканов или первичные неровности молодого вулканического рельефа.

Питание озер происходит за счет атмосферных осадков и подземных вод.

Крупным озером, расположенным в пределах вулканического нагорья, является оз.Севан; значительно меньшие озера -Сев-лич (Кари-лич), Акналич и др.

Анализ многолетних гидрографов рек Ахурян (п.Айкадзор), Арпа (п.Ехегнадзор), Аргичи (п.Н.Геташен), Касах (п.Аштарак) и

Варденис (п. Варденик) показал наличие определенных закономерностей в их расходах.

В литературе (М.С.Эйгельсон, 1948; Н.С.Токарев, 1950 и др.) известно существование связи между количеством солнечных пятен, метеорологическими факторами и режимом рек. Так, в периоды наибольшей активности солнца наблюдается уменьшение количества атмосферных осадков, влажности воздуха, увеличение величины испарения, а, следовательно, и уменьшение величины поверхностного стока. Обратная картина имеет место в годы наименьшей солнечной активности, когда возрастает количество атмосферных осадков, а также влажность воздуха и уменьшается общее испарение (рис.2).

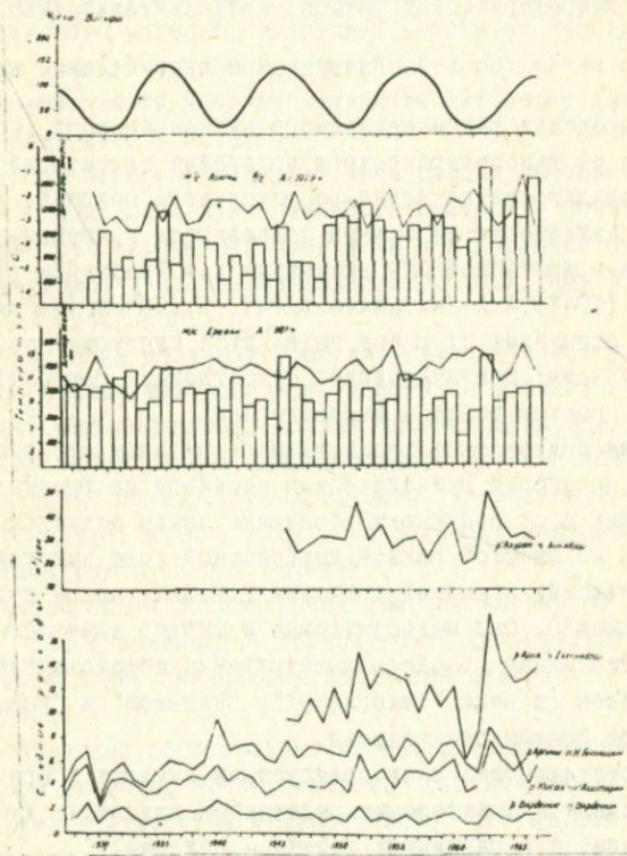


Рис.2. Зависимость среднемноголетних расходов рек от интенсивности солнечной активности.

Таким образом, чередование в многолетнем режиме рек мало-водных и многоводных лет непосредственно связано с изменением интенсивности солнечного излучения.

Всего за период наблюдений за стоком рассматриваемых рек (с 1927 по 1967 гг.) выделяются четыре абсолютных максимума (1929, 1940, 1952 (1953), 1963 гг.) и три абсолютных минимума (1930 (1934), 1944 (1945), 1957 (1961)), т.е. имеет место наличие двух средних, законченных гидрологических циклов или ритмов. Средняя продолжительность одного ритма составляет II лет.

Вместе с тем, чередование периодов со сравнительно минимальными и максимальными расходами рек указывает на наличие коротких гидрологических ритмов, продолжительностью в 3-4 года.

5. Почвенный и растительный покров

В пределах рассматриваемого вулканического нагорья в зависимости от гипсометрического положения территории констатируется зональность почвенно-растительного покрова.

На явление вертикальной зональности почвенно-растительного покрова в Армянской ССР указывали А.А.Гроссгейм (1928), А.К.Магакян (1941), А.Л.Тахтаджян (1941), Б.А.Клопотовский (1947) и др.

На основании их работ выделяются следующие почвенно-растительные зоны: полупустынная, сухостепная, горностепная, горнолесная, горнолуговая и высокогорная.

Зона полупустынь расположена в южной и юго-западной частях низких предгорий вулканических массивов на высотах 800-1200 м.

Бурые и серо-бурые карбонатные почвы полупустынной зоны развиты на светлой рыхлой карбонатной коре выветривания молодых вулканических изливаний (описаны В.В.Докучаевым под названием "белоземов"). Они малогумусовые и сильно каменистые.

Интенсивные процессы выветривания обусловливают накопление карбонатов (в виде "белоглазок", "натеков" и "корочек") в нижнем слое почвенного разреза.

Растительность зоны полупустыни скучная и преимущественно галофильная. Характерными растениями являются: душистая польнь, верблюшка, а в равнинных частях - солянка.

Зона сухих степей расположена выше зоны полупустыни и заывает полосой вдоль южных предгорий вулканического нагорья.

Каштановые почвы - типичные для зон сухих степей, образуются преимущественно на вулканических породах. Характеризуются они серовато-каштановым цветом, слабоуплотненной структурой, содержанием гумуса 2-4% и сравнительно меньшим количеством карбонатов.

Растительность описываемой зоны относится к типу сухих ксерофильных степей и представлена как полустепными разновидностями - полынь, так и степными - ковыль, типчак и пр. Местами имеет распространение так называемая триганоидная или горноксерофильная растительность, характерными представителями которой являются астрагалы.

Горностепная зона занимает значительную часть (более 50%) территории лавового нагорья, охватывая высоты от 1400 до 2200 м. Здесь развиты горные черноземы, генезис которых тесно связан с процессами выветривания молодых вулканических пород (андезито-базальтов, андезитов и пр.).

Каменистость обширных площадей зоны горных черноземов свидетельствует о молодости вулканического рельефа и почв.

Растительность рассматриваемой зоны представлена степной, разнотравно-луговой и злаковыми разновидностями, как ковыль, типчак, мятыник, тонконог и пр.

Горнолесная зона не характерна для вулканического нагорья и занимает небольшие разбросанные участки на высотах от 1000 до 2300 м (южный склон Арагата, долины рр. Азат, Веди, Злегис и пр.) В этой зоне преимущественно распространены бурые и коричневые карбонатные лесные почвы. Господствующим типом лесной растительности являются: дуб, ясень, клен, а в наиболее засушливых районах появляется редколесье (арчевик).

Выше горнолесной и горностепной зон, на высоте от 2300 - 2400 м и до 3500 м начинается горнолуговая (альпийская) почвенно-растительная зона, занимающая водораздельные части вулканических массивов.

Почвы этой зоны, образованные на молодых изверженных породах различного состава, преимущественно суглинистые с включением щебня, характеризуются мелкозернистой структурой, с содержанием гумуса до 15-18% и хорошей промытостью от извести.

Растительность горнолуговой зоны представлена мезофильными разнотравными и злаковыми лугами, характерными для субальпий-

ской подзоны и альпийскими "коврами" - злаковыми альпийскими лугами и осоково-типчаковой растительностью - типичными для верхнеальпийской подзоны.

Выше горнолуговой зоны (на абсолютных отметках более 3900 м) располагается высокогорная зона с "примитивными" почвами, процесс образования которых протекает крайне медленно.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

I. Геологическая и гидрогеологическая изученность района

Территория вулканического нагорья в геологическом и гидрогеологическом отношении представляет собой сложную и интересную область, которая, естественно, и привлекала внимание многих исследователей.

Первые весьма отрывочные данные по геологии нагорья мы находим в работах ХУП и ХУШ вв., когда ряд путешественников, в основном иностранцев, пересекали своими маршрутами различные районы Армении.

Более или менее достоверные сведения о геологии нагорья приведены в очерках французского натуралиста, историка и археолога Ф.Дюбуа де-Монпере (1837г.). Систематическое изучение Закавказья, а в частности и Армянского нагорья, было начато Г.В.Абихом (1873, 1902), которого с полным основанием называют "отцом геологии Кавказа". В своих трудах он затрагивает широкий круг вопросов, относящихся к петрографии, минералогии, тектонике, вулканизму, геологическому картированию и пр.

Дальнейшее развитие представлений о строении нагорья принадлежит Ф.Ф.Освальду (1916), который в результате больших регионально-геологических исследований впервые разработал тектоническую схему Армянского нагорья.

Большой вклад в изучение геологии и гидрогеологии нагорья внесли А.М.Марголиус (1906, 1909), Л.К.Конюшевский (1915), В.В.Богачев (1915) и др., которые, наряду с геолого-съемочными работами, занимались исследованием месторождений полезных ископаемых и минеральных вод.

Этим заканчивается дореволюционный период, являющийся в основном периодом накопления знаний, оставшихся не обобщенными. После установления Советской власти в Армении вновь организованное Геологическое управление, научные институты и др. геологические организации проводят в большом объеме геологические, геолого-разведочные и гидрогеологические работы. Широкое распространение получают геологические и гидрогеологические съемочные работы.

Так, начиная с 1923 г. Геологическим комитетом, а позже и ЦНИГРИ (К.Н.Патценгольц, В.Н.Котляр, И.В.Барканов, А.Р.Кржечковский) геологической съемкой в М. I:42000 покрывается почти вся территория нагорья. Ими изучается также водоносность пород и минеральные источники. Одновременно с работами Геологического комитета и ЦНИГРИ была организована Закавказская экспедиция Академии наук СССР под руководством Ф.Ю.Левинсон-Лессинга. Эта экспедиция занималась изучением геологии и гидрогеологии побережий оз. Севан и прилегающих к нему районов Гегамского вулканического нагорья (Б.М.Куплетский, 1929; А.С.Гинзберг, 1929, 1939; С.С.Кузнецов, 1929, 1930; Е.Н.Дьяконова-Савельева, 1932, 1933 и др.), долины р. Раздан (А.А.Турцев, 1927, 1929) и массива Арагац (П.И.Лебедев, 1928, 1931; С.И.Каплан, 1931; П.Г.Евангелиус, 1932; Ф.П.Личиков, 1931 и др.).

Результаты этих исследований впоследствии были опубликованы в трудах СОНЕ АН СССР, где приводятся карты водоносности, взаимоотношения поверхностного и подземного стока, описание родников, колодцев и физико-химическая характеристика подземных вод.

Гидрогеологические исследования для составления схемы использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна, в пределах территории Армении проводились В.Ф.Захаровым (1928-1931) под общим руководством Ф.П.Саваренского. К этому периоду относятся работы старейшего армянского геолога О.Т.Каррапетяна (1928-1930, 1938), С.Т.Тигранян (1929, 1931), П.П.Гамбараля (1934), Л.А.Варданянича (1935), А.Л.Рейнгарда (1938, 1939), Г.Г.Оганезова (1934, 1942), А.Н.Заварцацкого (1944, 1946) и др., внесших большой вклад в изучение геологического строения и гидрогеологии нагорья. В 1941 г. выходит X том "Геология СССР" (под редакцией В.П.Ренгардена), посвященный геологическому описанию Закавказья, в котором был обобщен значительный фактический материал.

Позднее, в 1942 г. А.Налбандяном, А.Читчяном, А.П.Лемехином и Н.Михайловой был составлен первый кадастр подземных вод Арм.ССР, а в 1943 г. под редакцией А.Н.Назаряна и К.Ф.Орбаниди составляются гидрогеологическая карта Арм.ССР м. I:500000 и монография "Гидрогеологический очерк Армянской ССР и Нахичеванской АССР", в которой обобщен весь имеющийся к тому времени геологический и гидрогеологический материал.

Результаты многолетнего изучения К.Н.Паффенгольцем геологического строения рассматриваемого вулканического нагорья публикуются в больших сводных монографиях "Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа" (1949) и "Геологический очерк Кавказа" (1959).

В 1959 г. им впервые была опубликована крупномасштабная геологическая карта Армении. Значительный интерес представляют работы А.А.Габриеляна (1954, 1956, 1959, 1963, 1964 и др.) и А.Т.Асланяна (1950, 1958, 1959, 1962 и др.), посвященные детальному изучению стратиграфии и тектоники республики.

Вопросам геоморфологического строения региона, процессам проявления палеовулканизма посвящены работы С.П.Бальяна (1948, 1953, 1961, 1969), Н.В.Думитратко (1949, 1958, 1961), Е.Е.Милановского (1957, 1960, 1963) Г.К.Габриеляна (1960-1966), К.Г.Шириняна (1956-1963), К.И.Карапетяна (1959, 1962, 1963) и др. Гидрогеологическим картированием в пределах Центрального вулканического нагорья Арм.ССР занимались А.А.Тер-Мартиросян (1943-1961), П.П.Епремян (1945), П.Т.Саркисян (1946, 1961, 1963), А.А.Саркисян (1957-1961), В.Т.Вегуни (1957-1961), Л.Г.Бахшинян (1958-1963) и др., сотрудники Ереванского государственного университета В.А.Аветисян (1956), С.П.Бальян и П.С.Бошнагян (1964) и сотрудники Института геологических наук АН Арм.ССР А.О.Оганян (1954-1958), А.Л.Ананян (1956), П.М.Капланян (1957) и др.

В целях прогноза нефтегазоносности в период с 1950 по 1953 гг. Р.А.Аветисяном были проведены детальные гидрохимические исследования подземных вод междуречья пр.Раздан и Веди. В 1958 г. Р.А.Аветисяном и А.А.Тер-Мартиросяном составляется гидрогеологическая карта Арм.ССР в м.л:500000.

Позже в 1959 г. А.А.Тер-Мартиросяном была составлена гидрогеологическая карта Арм.ССР м.л:200000 и монография "Гидрогеология Армении", где обобщен значительный материал за период с 1948 по 1959 гг.

В 1967 г. Л.Г.Бахшиняном была составлена гидрогеологическая карта Арм.ССР м.л:200000, а в 1968 г. А.А.Тер-Мартиросяном написана монография "Гидрогеология Армении". Работы по поискам и разведке подземных вод в целях водоснабжения и орошения имеют длительную историю.

Этими работами занимались В.Ф.Захаров, А.Н.Назарян, А.Г.Манукян, А.Е.Амроян, П.Т.Саркисян, А.А.Тер-Мартиросян, О.С.Сар-

кисян, А.М.Харахашян, Н.Г.Микаелян, А.А.Акопян, Я.И.Зайцев,
А.Е.Варданян и др.

Начиная с 1944г. и по настоящее время гидроэнергетическая станция Армянского геологического управления проводит планомерное изучение режима подземных вод. Данные режимных наблюдений, представленные в ежегодниках и сводных отчетах, составлены И.Н.Агаджановой (1950, 1954), А.Е.Амросяном (1947-1949), П.Т.Саркисяном (1947-1953), М.К.Абрамяном (1963-1968), Н.Г.Микаеляном (1955-1969) и др. Исследованием минеральных вод нагорья занимались О.Т.Карапетян (1931, 1938), Л.А.Оганесян (1925, 1936), З.З.Карстенс (1927, 1929), А.М.Овчинников (1930), А.П.Лемехин (1931-1956), Н.И.Лолуханова (1946, 1950, 1956), А.А.Тер-Магтиросян (1951, 1954, 1959), О.А.Бозоян (1955, 1956, 1961), Л.Н.Барабанов (1958, 1959, 1961), А.Л.Ананян (1963) и др.

Однако несмотря на сравнительно хорошую геологическую изученность рассматриваемого региона, многие вопросы его стратиграфии, литологии, тектоники и гидрогеологии до сего времени остаются спорными и нуждаются в дальнейших специальных исследованиях.

2. Стратиграфия и литология

В пределах вулканического нагорья наблюдается почти полный стратиграфический разрез отложений, начиная от допалеозоя и до антропогена включительно.

Докембрий и палеозой. Древнейшие породы рассматриваемого региона представлены комплексом разнообразных сложно дислоцированных метаморфических сланцев, прослаивающихся местами карбонатными отложениями и прорванными интрузиями от ультраосновного до кислого состава. Выходы их, закартированные в пределах Арзаканского и Апаранского массивов, представляют собой брахиантиклинальное выпучивание древнего метаморфического субстрата (А.Т.Асланян, 1958).

Породы метаморфического комплекса представлены хлорит-апидотовыми, амфиболовыми, слюдисто-палевватово-кварцевыми, гранатовыми и графитовыми сланцами. Подчиненное значение имеют филлиты, аспидовые сланцы, гнейсы, мраморы, доломиты и конгломераты.

Мощность этих отложений составляет 1100-1800 м. Вся эта

толща прорвана многочисленными интрузиями.

Девон. Девонские отложения в пределах вулканического нагорья представлены верхним отделом, вскрытым в ядрах Аргичинской пологой брахиантиклинальной структуры. Здесь верхнедевонские отложения представлены черными глинисто-слюдистыми сланцами, известняками, слюдистыми песчаниками и кварцитами фаменского яруса, мощностью 290-300 м.

Карбон. В пределах рассматриваемого региона отложения карбона обнажаются в Аргичинской антиклинальной структуре, где они совершенно согласно пластуются с породами верхнего девона. Отложения нижнего карбона представлены здесь двумя ярусами: турнейским и визейским.

Литологически эти отложения характеризуются толщей чередующихся слюдистых песчаников, известняков, кварцитов, глинистых и углистых битуминозных сланцев, песчанистых известняков. Мощность отложений 1160 м.

Пермь. Обнажения перми установлены в бассейнах пр. Веди, Арги, Аргичи, где они представлены карбонатной кораллово-фузулинидовой, кораллово фузулинидово-брахиоподовой и брахиоподовой фациями. Фаунистически пермские отложения расчленены на два отдела: нижний и верхний.

Нижняя пермь представлена толсто, средне и редко тонкослоистыми, серыми, битуминозными известняками, содержащими кремнистые стяжения и конкреции.

Верхняя пермь представлена в низах - тонко и среднеслоистыми, серыми, битуминозными известняками, а в верхах - чередованием углистых, песчанистых известняков, мергелей, мергелистных известняков. Мощность толщи колеблется от 70 м до 150 м.

Мезозой. Отложения мезозоя сравнительно широко распространены в пределах рассматриваемой территории и представлены двумя системами - триасом и мелом.

Триас. Отложения триаса в пределах вулканического нагорья обнажаются в Кешендагской, Джермангской и Чанахчинской антиклинальных структурах, где они совершенно согласно пластуются с верхнепермскими отложениями и представлены карбонатными и терригенноугленосными фациями. Стратиграфический разрез их характеризуется всеми тремя отделами - нижним, средним и верхним.

Отложения нижнего триаса представлены серыми, пепельно-

серыми, зеленовато-серыми и бурыми плитчатыми известняками комковатой структуры.

Мощность отложений нижнего триаса варьирует от 100 до 160 м.

Отложения среднего триаса согласно залегают на нижнетриасовых известняках и представлены светло-серыми, плотными, средне и тонкослоистыми известняками.

Мощность отложений среднего триаса составляет 120-150 м. Верхнетриасовые отложения отмечены в верховье р.Веди, где они представлены кварцево-полевошпатово-слюдистыми песчаниками и слюдистыми аргиллитами серовато-зеленого цвета с прослойями каменных углей. Мощность отложений верхнего триаса составляет 500-600 м.

Мел. Отложения мела на территории вулканического нагорья обнажаются в верховье р.Аргичи, в бассейне р.Веди, в Разданском районе и пр., где представлены лишь верхним отделом. Верхнемеловые отложения трансгрессивно залегают на арзаканском метаморфическом комплексе (правобережье р.Раздан), верхнепалеозойских породах (среднее течение р.Веди, верховье р.Аргичи) и пр.

Отложения сеноманского яруса установлены В.Л.Егояном (1956) условно в Вединском разрезе. Отложения туронского яруса обнажаются в бассейнах рр.Веди, Азат, Аргичи и представлены рудистово-гастроподовыми известняками, мергелями, конгломератами, песчаниками, глинами (басс.рр.Азат и Веди) и песчано-глинистыми отложениями, низы которых представлены конгломератами, известняками, песчаниками (басс.р.Аргичи). Мощность отложений тураона составляет 200-300 м.

Отложения конька обнажаются в басс.рр.Раздан, Азат, Веди, Аргичи. Литологически они представлены в основном песчано-глинистыми и вулканогенно-обломочными литофациями и только верхи разреза в басс.р.Веди сложены известково-мергелистыми отложениями. Мощность отложений конька варьирует в больших пределах от 8-10 м (басс.р.Раздан) до 350 м (басс.р.Веди).

Отложения сантоня обнажаются в бассейнах рр.Веди, Азат, Аргичи и представлены массивными мергелями и пелитоморфными известняками, а местами (басс.р.Раздан) галькой метаморфических пород.

Мощность отложений сантоня варьирует от 10 м до 80 м.

Отложения кампана обнажаются в бассейнах рр.Раздан, Веди, Аргичи и представлены известняково-мергелистой литофацией.

Мощность кампанских отложений колеблется в пределах 100-220 м.

Отложения маастрихтского яруса обнажаются в бассейнах рр. Веди, Аргичи, где они представлены известняково-мергелистой литофацией. Мощность отложений маастрихта достигает 100 м.

Сенонский ярус в пределах рассматриваемого региона представлен конгломератами, песчаниками, бельми и газовыми глинистыми известняками и мергелями.

Эти отложения выступают в бассейнах рр. Раздан, Аргичи и на северном, северо-западном склонах г. Арагац. Мощность сенонских отложений 500 м.

Отложения датского яруса имеют крайне ограниченное распространение. Они известны в бассейнах рр. Веди и Азат, где представлены флишем из конгломератов, песчаников, гравелисто-песчанистых известняков и песчанистых глин желтовато-светло-серого и пепельно-серого цветов. Мощность отложений датского яруса достигает 150 м.

Кайнозой. В пределах вулканического нагорья отложения кайнозоя имеют широкое распространение. Литологически они представлены осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными фациями, которые во многих местах прорваны интрузиями кислого, основного и ультраосновного состава.

Палеоген. Отложения палеогена на территории вулканического нагорья имеют широкое распространение, обнажаясь в бассейнах рр. Касах, Раздан, Аюпа, Азат, Веди и басс. оз. Севан.

Литологически они представлены сложным комплексом вулканогенно-осадочных отложений, образованных в результате перемежающей деятельности подводных вулканических очагов, прерываемых местами осадочными накоплениями. Мощность отложений палеогена достигает 5 км и более.

Дат-палеоцен. Эти отложения имеют ограниченное распространение и обнажаются в басс. р. Веди, где они трансгрессивно налегают на отложения сенона.

Литологически дат-палеоцен представлен преимущественно флишеподобно-туфогенными отложениями и в меньшей степени песчаниками, галечниками. Мощность отложений дат-палеоцена составляет 180-200 м.

Эоцен. Отложения эоцена являются наиболее распространенными среди пород палеогена и обнажаются в басс. рр. Азат, Веди, Раз-

дан, Арпа.

Нижний эоцен характеризуется флишевой и известковой литоти-циями. Наиболее распространены отложения тuffогенно-терригенного флиша (туфопесчаники, туфоалевриты, туффиты, туфы и пр.), обнажения которых отмечены в районе Айоцдзорского перевала (с.Ахкенд).

В басс.р. Веди нижний эоцен представлен массивными нуммулитовыми известняками. Мощность отложений нижнего эоцена до 200 м.

В бассейне р. Веди отложения среднего эоцена резко трансгрессивно налегают на меловые и палеозойские породы и представлены двумя свитами: нижней (Урцкой) – известковой, мощностью до 60 м и верхней (Чиманкендской) – песчано-глинистой флишоидной, мощностью 300–400 м.

Глинисто-песчаным тuffогенным флишем мощностью до 1000 м представлены обнажения в басс.р. Азат, а тuffогенно-осадочными породами обнажения в районе с. Малишка.

Верхний эоцен представлен вулканогенной и осадочной фациями.

В Ереванском бассейне отложения верхнего эоцена (Зовашенская свита) фациально тесно связаны со средним эоценом и характеризуются глинистыми, терригенно-тuffогенными-флишевыми породами.

В басс.р. Веди верхний эоцен (Чиманкендская свита) представлен известковистыми песчанистыми глинами, мергелями, известняками.

К верхнему эоцену относятся также обнажения тuffоконгломератов и туфобрекций в районе с. Малишка и кур. Джермук. Мощность верхнеэоценовых отложений достигает 500–600 м.

Олигоцен. Отложения олигоцена имеют сравнительно небольшое распространение и почти всегда трансгрессивно или ингрессивно налегают на подстилающие их более древние породы. Обнажения олигоцена отмечены в бассейнах рр. Веди, Азат, Раздан, Арпа.

В басс.рр. Веди и Арпа отложения олигоцена представлены толщей чередующихся желтовато-серых и желтовато-бурых тuffогенных нуммулитовых песчаников с шаровидной и матрацевидной отдельностями, серых, зеленовато-серых гипсонасных глин, а также туфопесчаниками, конгломератами, известняками. Эти отложения А.Т. Асланяном (1958) отнесены к нижнему и среднему олигоцену. В басс.рр. Раздан, Азат и в Приереванском районе толща олигоцена А.Т. Асланяном (1949) была расчленена на две свиты.

Нижняя, латторфский ярус (нижний олигоцен), мощностью 250 м, представлена желтовато-серыми тuffогенными песчаниками с включением пачки гипсонасных серых глин, прослоями конгломератов и линз рифовых известняков.

Верхняя свита - рюпельский ярус (средний олигоцен), мощностью до 700 м, представлена многократно чередующимися желтовато-серыми тuffогенными песчаниками, зеленовато-серыми гипсонасными глинами, содержащими прослои коралловых известняков, ракушечников и конгломератов.

Неоген. Отложения неогена на территории вулканического нагорья более распространены, чем палеогеновые отложения, и характеризуются сильной изменчивостью фаций и неравномерностью их распространения. Представлены эти отложения осадочной, вулканогенно-обломочной и вулканогенной фациями.

Миоцен. Миоценовые отложения в пределах рассматриваемой территории развиты в басс.оз. Севан и приереванском районе, где они представлены осадочной и вулканогенной фациями нижнего - среднего миоцена и сармата. К отложениям нижнего - среднего миоцена относится мощный комплекс конгломерато-песчано-глинистых гипсонасных - соленосных отложений, широко распространенный в пределах предгорий, окружающих Арагатскую котловину.

В составе этого комплекса отчетливо выделяются следующие толщи пород: пестроцветная или красноцветная, соленосная глинистая и гипсонасная глинистая.

Пестроцветная толща утолщается к северо-востоку от гор. Еревана, где она несогласно залегает на нижнем и среднем олигоцене. В строении этой толщи принимают участие рыхлые конгломераты, серые, зеленовато-серые полимиктовые песчаники, кирпично-красные и зеленые алевролиты и глины, а также прослои и линзы глинистого гипса.

Красноватая окраска толщи объясняется высоким содержанием в глинах окислов железа (5,98-II, 18%). Глины имеют слоистое сложение и чередуются с песчаниками и конгломератами.

Максимальная мощность толщи зафиксирована к юго-востоку от гор. Еревана, где она составляет 750 м.

На пестроцветной толще ингрессивно залегает мощная соленосная глинистая толща. Распространение этой толщи установлено под покровными лавами Канакерского, Егвардского плато, а также к

северо-востоку и западу от гор. Еревана.

Соленосная толща характеризуется серыми, красновато-серыми комковатыми глинами, с пропластками различной мощности каменной соли. В общей массе соленосной толщи преобладающей является кристаллическая идиоморфная каменная соль (содержание хлористого натрия достигает 96-99%). Мощность толщи соленосных отложений доходит до 700 м.

Гипсоносная толща залегает в центральных частях соленосного бассейна. Сложена она комковатыми желтовато-серыми, серыми и красновато-бурыми глинами, содержащими пропластки, пласти и пачки (мощностью до 10-15 м) кристаллического гипса. Мощность гипсоносной толщи не превышает 300 м. Гипсоносная толща кверху незаметно переходит в толщу чередующихся глин, мергелей, оолитовых известняков, кварцево-полевошпатовых песчаников, горючих сланцев, известную под названием Разданской толщи (сарматский ярус). Естественные выходы этих отложений известны в ущ. р. Раздан и р. Касах, в басс. р. Джрвеж, на склонах г. Мурад-тапа, а также вскрыты буровыми скважинами у с. Ергнос, Фонтан, Раздан. Мощность сарматских отложений доходит до 800 м.

Отложения мэотиса в пределах рассматриваемого региона характеризуются осадочной и вулканогенной фациями.

Породы осадочной фации мэотиса имеют широкое распространение к северо-востоку от гор. Раздан и южнее до с. Фонтан, где они представлены зеленовато-серыми глинами, различными известняками, известковистыми песчаниками и конгломератами.

Вулканогенная толща сармата-мэотиса-пonta занимает значительные площади в пределах Гегамского и Варденинского хребтов, а также на участке между Арагатской и Ленинаканской котловинами. Эта толща сложена пепельно-серыми, сиренево-серыми глыбовыми андезитами, белыми и желтовато-белыми пепловыми образованиями.

Плиоцен. Плиоценовые отложения в пределах рассматриваемого региона имеют широкое распространение и представлены своим верхним отделом. Верхнеплиоценовые отложения характеризуются большим разнообразием фаций. Наиболее древними из них являются диатомитовые отложения басс. оз. Севан и приереванского района. Стратиграфически выше залегают галечники и пеплово-песчанистые образования новадузской свиты бассейна оз. Севан. На размытой и слабо эродированной поверхности этой свиты налегают покровы

и потоки лав.

Вулканические массивы Арагац, Гегамский и Варденисский а также Егвардское и Канакепское вулканические плато сложены андезитами, базальтами, дацитами и туфогенными образованиями, которые местами переслаиваются или покрывают различные озерно-речные песчано-глинистые образования. Мощность верхнеплиоценовых отложений доходит до 600 м.

Четвертичная система Четвертичные отложения на территории вулканического нагорья имеют весьма широкое распространение и представлены преимущественно озерными, ледниковыми, вулканическими и др. отложениями.

Террасовые отложения, в силу особенностей рельефа рассматриваемой территории, имеют весьма ограниченное распространение и датируются преимущественно позднеплиоценовым-плейстоценовым возрастом.

В басс.рр. Раздан, Веди, Азат установлен ряд галечных террас, расположенных на относительных высотах 180-220 м., 130 м., 75 м., 45-50 м., 22-25 м., 12-13 м. Террасы 180-220 м., 130 м., 75 м., погружаются в сторону Арагатской котловины, в то время, как молодые террасы 45-50 м., 22-25 м., 12-13 м в противоположную сторону (от Арагатской равнины к среднему течению р.Раздан). По мнению А.Т.Асланяна (1958), терраса 180-220 м относится к верхнему плиоцену, 130 м - нижнечетвертичного, 22-25 м., 45-50 м., 70 м - среднечетвертичного, а 12-13 м - верхнечетвертичного возраста.

В среднем течении басс.рр. Раздан, Азат, Джрвеж три денудационные террасы расположены на относительных высотах 600 м., 450 м., 350 м. Б.Л.Личков (1931) вдоль среднего течения р.Касах отмечал наличие ряда террас, расположенных на относительных высотах: 0,5-1м, 3-4м, 5-6м, 8-10м, 13-15м, 30-40м и около 100м, большинство из них является эрозионными и обычно перекрыты покровами туфов.

Отчетливо выделяются галечные террасы также в верхнем и среднем течении р.Арпа, где они расположены на относительных отметках 180-200м, 140-150м, 55-60м, 20-23м, 12-15м, 3-4 м. Все эти террасы, кроме современных, перекрыты базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами различной мощности.

Озерные отложения. Интенсивная вулканическая и отчасти ледниковая деятельность в четвертичное время вызвали запруживание

крупных речных долин и образование озерных бассейнов. Нижнечетвертичные озерные отложения констатированы в пределах высокогорной части Ааратской котловины - на Егвардско-Канакепском лавовом плато, в Ленинаканской и Апаранской котловинах и в среднем течении р. Гедар.

Представлены они диагонально-слоистыми песками, диатомовыми белыми глинами, гравием, галечниками с чередованием прослоев лав и туфов. Указанная толща подстилается верхнеплиоценовыми долеритовыми базальтами, которые, в свою очередь, перекрывают дислокированные отложения миоцена, олигоцена, эоцена, мела, а местами и палеозоя.

Среднечетвертичные озерные отложения имеют ограниченное распространение. Образовались они в небольших озерах запрудного происхождения и обнаруживаются у с. Парби, г. Абовян, в окрестностях кур. Арзни, а также вскрыты буровыми скважинами у с. Егвард, Кечут и в басс. оз. Севан. Сложены эти отложения толщей песков, глин и диатомитов, мощностью до 110 м.

Верхнечетвертичные озерные отложения имеют весьма ограниченное распространение и представлены донными отложениями оз. Севан, состоящими в основном из известковистых илов, песчаных отложений и озерных травертинов.

Ледниковые образования характеризуются моренами и флювиогляциальными отложениями. Эрозионные формы выражены многочисленными цирками, карами, троговыми долинами, регелями и пр., которые ниже переходят в конечно-моренные отложения, представленные валами мощностью до 80-100 м.

В низовых вулканических массивов конечные морены постепенно сменяются флювиогляциальными валунно-галечниковыми отложениями, нередко образующими пологие веерообразные плейты, которые ниже в пределах равнинных участков переходят в зандровые песчано-глинистые и озерные отложения.

Травертины. В плейстоценовых и голоценовых отложениях вулканического нагорья имеет место наличие известковистых туфов - травертинов, являющихся продуктом отложения древних и современных углекислых минеральных источников и озерных вод. Широкое распространение травертинов наблюдается в бассейнах средних течений рр. Раздан, Азат, Веди, Арпа.

Современные континентальные накопления имеют широкое рас-

пространение. Представлены они, главным образом, разнообразными валуно-галечно-песчаными накоплениями, нагромождением каменных глыб, супесями, суглинками, белоземами и пр.

В результате интенсивных процессов морозного выветривания пород образуются колоссальные тлейбы и языки глыбового элювия и делювия, которые, перемещаясь вниз, постепенно переходят в щебисто-суглинистые, а затем супесчано-суглинистые образования. Эти супесчано-суглинистые отложения местами образуют мощные покровы, залегающие на речных террасах, пологих покровах и потоках лав; мощность их достигает 25-30 м. Наиболее молодые потоки четвертичных лав, вследствие морозной дезинтеграции, образуют громадные поля и полосы хаотического нагромождения каменных глыб "чингилов", имеющих широкое распространение на склонах массивов Арагац, Гегамского и Варденинского.

Широкое распространение на склонах вулканического нагорья имеют "белоземы" - известковистые образования, обусловленные выветриванием базальтовых пород.

Белоземы встречаются в сцепментированной и рыхлой разновидностях. Первая представлена сильно карбонатизированными элювиально-делювиально-пролювиальными образованиями, состоящими из разной величины обломков эфузивных пород, плотно сцепментированных карбонатным цементом, вторая - совершенно рыхлыми образованиями, состоящими из карбонатной, тяжелой и пылеватой супесей, реже карбонатными пылеватыми суглинками с включением некоторого количества мелкообломочного материала.

Четвертичный вулканализм и его продукты. Рассматриваемое вулканическое нагорье в течение четвертичного периода неоднократно испытывало проявление вулканической деятельности. Характерной чертой четвертичного вулканализма является наличие почти всех разновидностей излияния лав, начиная от вулканов Гавайского типа - со спокойным излиянием жидкой основной лавы до Катмайских - с катастрофическими выбросами раскаленной массы щелочного состава.

Большинство центров излияний представлено моногенными аппаратами, расположенными на крупных сводовых поднятиях. Лавы, стекая с гребней в виде отдельных потоков, у подножья гор сливались, образовывая обширные лавовые покровы.

В основном лавовые потоки не содержат рыхлых продуктов извержения. Исключением является эфузивная толща, залегающая

близ Атараца и в северо-западной части Арагаца, состоящая из четвероводания потоков лав и туфов.

Изучением химизма четвертичных лав занимался ряд исследователей (Ф.Ю.Левинсон-Лессинг, 1928; К.Н.Паффенгольц, 1941; А.Н.Заварецкий, 1945 и др.), которые отмечали принадлежность их к андезито-базальтовому семейству. Несколько особняком стоит массив г.Арагац, где наряду с андезито-базальтовыми лавами, значительное распространение имеют типичные дакитовые лавы, пирокластические их производные, туфы, туфолавы.

Большое значение имеет установленная К.Н.Паффенгольцем (1931) связь времени вулканической деятельности четвертичного периода с началом эрозионных циклов, т.е. доказывается налегание лавовых потоков на очень близкие по возрасту террасы. На этой основе К.Н.Паффенгольцем предложена возрастная схема расчленения лав нагорья на пять покровов (типы А, Б, С, Д, Е), взаимно перекрывающих друг друга.

Лавы первого покрова (наиболее древние) - типа А, представлены базальтами; лавы последнего покрова - типа Е андезитами и андезито-дацитами, а лавы остальных покровов характеризуются промежуточными разностями.

Наличие пяти разновозрастных покровов четвертичных лав отрицается Е.М.Великовской, Л.Н.Леонтьевым и Е.Е.Милановским, которые признают существование только двух возрастных комплексов: древние плейстоценовые (т.е. лавы типа А, Б, С, Д) и новые послевюрмские, голоценовые лавы (типа Е).

А.Т.Асланян (1958) считает возможным расчленить лавы Малого Кавказа на три стратиграфических горизонта: нижнечетвертичные лавы (миндельские и миндель-рисские-эоплейстоценовые), среднечетвертичные лавы (рисс-рисс-вюрмские или мезоплейстоценовые) и верхнечетвертичные лавы (вюрмские и поствюрмские или неоплейстоценовые).

Особое место среди продуктов четвертичного вулканализма нагорья занимают туфы и туфолавы.

Извержение туфов и туфолав приурочено в основном к вулканам центрального типа, однако не исключена возможность трещинных выбросов.

Большое распространение туфы и туфолавы имеют на периферии г.Арагац, где согласно А.Т.Асланяну (1956), расположено около

55 центров извержения туфовых материалов в виде шлаковых конусов.

Подобно четвертичным лавам, туфы и туфолавы образуют отдельные потоки и покровы, мощностью от 3 м до 100 м.

3. Тектоника

Согласно геотектонической схеме А.А.Габриеляна и др.(1968), здесь выделяются две структурно-формационные области: среднеальпийской и позднеальпийской складчатости.

В пределах области среднеальпийской складчатости расположены следующие крупные структуры: Азаванский, Айоцзорский синклиниорий и Веди-Аргичинский антиклиниорий.

Азаванский синклиниорий расположен в юго-западной части Гегамского нагорья. На северо-востоке он, по-видимому, прослеживается до южных берегов оз. Севан и не исключена возможность, что котловина Большого Севана является северо-восточной частью этого прогиба.

В строении синклиниория принимают участие отложения верхнего мела, палеогена с суммарной мощностью до 4000 м, залегающие на зопалеозойских метаморфических образованиях.

В пределах описываемого синклиниория отчетливо выделяются Шорагюрская антиклиналь и Азаванская синклиналь, сложенные отложениями олигоцена-нижнего миоцена и имеющие северо-восточное простиранье.

Айоцзорский синклиниорий располагается в юго-западной части Варденисского нагорья. В строении его участвуют отложения палеогена и неогена общей мощностью до 3500 м. Субстратом их служат отложения верхнего палеозоя. Наиболее крупными ее структурами являются Ехегнадзорская и Варденисская синклинали и разделяющая их Тексарская антиклиналь, имеющие общекавказское простиранье и сложенные отложениями эоцен, олигоцена и миоплиоцена. Веди-Аргичинский антиклиниорий расположен в южной части Гегамского нагорья и западной части Варденисского нагорья. В составе этого антиклиниория выделяется ряд антиклинальных и синклинальных складок: Аргичинская, Ераносская, Еракская антиклинали и Чатминская, Востанская синклинали. Структуры эти имеют общекавказское простиранье. В строении их участвуют отложения верхнего палеозоя, верхнего мела и палеогена с суммарной мощностью до

5000 м.

Область позднеальпийской складчатости охватывает Араратскую, Ширакскую и Севанскую котловины, в которых выделяются ряд прогибов и поднятий. Границами между ними в большинстве случаев служат разломы. Ереванский прогиб в тектоническом отношении представляет крупный грабен-синклинарий, выполненный отложениями эоцена, олигоцена, миоцена, плиоцена и антропогена с суммарной мощностью около 5000 м. Описываемый прогиб со всех сторон ограничен крупными разломами: Джревежским, Паракар-Енгиджинским, Раздан-Араилер-Артаракским и Анкаван-Сюникским, а ряд субпараллельных разрывных нарушений проходит по внутренней его части, придавая ему вид рифта.

Характерной особенностью тектоники Ереванского прогиба является широкое развитие соляных структур, представленных куполовидными и брахиантеклинальными вздутиями миоценовых соляных отложений и плиоценовых лав.

Севанский прогиб в тектоническом отношении представляет неогеодовый синклинальный прогиб, выполненный миоценовыми, плиоценовыми и постплиоценовыми отложениями. В пределах этой структуры имеет место наличие ряда антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, осложненных разрывными нарушениями (А.А.Габриелян, 1964). Большое фациальное сходство отложений, заполняющих Севанский и Ереванский прогибы, позволяет считать, что оба бассейна сообщались друг с другом.

В целом Севанская впадина в геотектоническом отношении имеет вид ступенчатого грабена.

Ширакский прогиб по типу структур представляет наложенную впадину, выполненную отложениями верхнего плиоцена и постплиоценова, мощностью свыше 350 м.

Геоструктурные особенности позволяют полагать наличие здесь разлома глубокого заложения, проходящего вдоль северного и северо-восточного борта прогиба.

Арташатский прогиб сложен отложениями верхнего олигоцена – нижнего миоцена, среднего миоцена, верхнего миоцена и антропогена, мощностью примерно 2500 м.

Данными геофизических исследований установлено наличие здесь ряда пологих антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания и соляных куполов.

Нижнеахурянский прогиб сложен отложениями верхнего олигоцена-нижнего миоцена, среднего и верхнего миоцена, верхнего плиоцена и антропогена, общей мощностью более 3000 м.

Миоценовые отложения здесь дислоцированы и собраны в ряд складок западного-северо-западного простирания. Наиболее крупными из них являются Октемберянская и Каирмашенская антиклинали.

Паракар-Енгиджинское погребенное горстовое поднятие сложено палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями мощностью около 550 м. Кроме описанных структур, здесь, на основании геофизических и общегеологических данных, выделяется еще ряд прогибов: Артенийский, Арагацкий и поднятие Анийское и Мараликское.

Значительная роль в формировании современного облика вулканического нагорья принадлежит новейшим тектоническим движениям, имевшим место в течение мезотиса, плиоцена и четвертичного периода. С этими новейшими тектоническими движениями связаны мощные вулканические проявления, продукты излияния которых создали характерный рельеф вулканического нагорья: массивы, хребты, плато и пр.

Следовательно, многие новейшие структуры вулканического нагорья имеют не чисто тектонический, а тектоно-вулканический характер.

Наиболее крупным пологоокруглым щитом является вулканический массив Арагац, на крыльях и в основании которого по расположению центров четвертичного излияния намечаются системы дугообразных концентрических трещин.

Со всех сторон массив Арагац обрамлен более или менее крупными новейшими впадинами. Гегамское поднятие представляет собой обширную пологую брахиантеклиналь с углами падения на крыльях в 5-10°. Это поднятие рассечено рядом глубоких разломов и трещин. Первая зона проходит по линии Гутансар-Атис, вторая по северной части поднятия с юг-юго-востока на север-северо-запад, третья идет вдоль восточного крыла поднятия и имеет юг-юго-восточное простижение, четвертая проходит в меридиональном направлении вдоль западного берега Б.Севана от мыса Арцвакар до вулкана Армаган.

К зонам разлома тяготеет большое количество центров новейших излияний, которые, как отметили Ф.Ю.Левинсон-Лессинг и К.Н.Паффенгольц, связаны с единой зоной трещин глубокого зало-

жения.

В юго-восточной части Гегамского вулканического нагорья расположена Гаварагетская впадина (односторонний грабен), заполненная четвертичными и флювиогляциальными отложениями, а к северо-востоку от нее Ланджахпюрская зона сбросо-взбросов.

Между Гегамским и Варденисским поднятиями в меридиональном направлении проходит Аргичинский поперечный прогиб.

Варденисское брахиантклинальное поднятие в своем северо-восточном стыке обнаруживает неглубокий прогиб северо-запад-юго-восточного простирания, щитник которого погружается к северо-западу, в сторону Севанской впадины.

К северо-востоку от этого прогиба проходит крупный тазлом северо-западного простирания.

Связь тектоники с вулканической деятельностью в пределах вулканического нагорья особенно наглядна. Тектоническая деятельность создает те пути, по которым магма достигает земной поверхности или застывает вблизи нее. По мнению К.Н.Паффенгольца (1941) крупные вулканические проявления должны следовать за крупными орогеническими фазами. Интенсивность эфузивного вулканизма, а также объем излившейся массы, прямо пропорциональны амплитуде вертикальных тектонических движений (А.А.Габриелян, 1962). Наибольшая интенсивность вертикальных тектонических движений отмечена в плиоцене и антропогене (амплитуда около 3 км), к ним и приурочен мощный наземный вулканизм антропогена.

4. Геоморфология

Согласно схеме геоморфологического районирования Армении, предложенной Н.В.Думитрашко (1962), территория рассматриваемого вулканического нагорья относится к области Армянского вулканического нагорья. Эта область недавно угасшей вулканической деятельности, где наряду с реликтовыми формами вулканизма имеются совершенно свежие аппараты, лавовые потоки, рыхлые пирокластические отложения.

С морфологической точки зрения в пределах вулканического нагорья С.П.Балльяном (1962) выделяются следующие основные формы рельефа в порядке хронологической последовательности их возникновения:

I. Экструзивные липарито-дацитовые купола, вулканы и кислые

пирокластические комплексы пород.

2. Покровные основные лавы базальтового и андезито-базальтового состава, обтекающие вулканические массивы и древние останцевые возвышенности.

3. Стратовулканы.

4. Лавовые потоки и покровы, излившиеся из центральных аппаратов, а также покровы туфов.

5. Эруптивные аппараты, паразитические плаковые конусы, горнитосы и прочие мелкие формы.

Экструзивные купола морфологически представляют собой останцевые возвышенности, крупные купола или моногенные вулканы, обтекаемые у своих пьедесталов лавовыми потоками более молодых излияний. Приурочены они к наиболее возвышенным частям крупных массивов (а в ряде случаев к их склонам) и сложены липарито-дацитами, обсидианами, литеидной пемзой и их пирокластами.

Экструзивные купола в пределах высокогорной зоны рассматриваемого региона являются Спитаксар, Гехасар, Варденис, Сандухтар (Дик-Пилякян), а также вершина Арагата, представляющая собой, согласно данным Ф.Ю.Левинсон-Лессинга (1936), моногенный экструзивный вулкан, сложенный гиперстеновыми андезитами.

На склонах и предгорьях вулканических массивов расположены такие крупные конусы, как Атис, Гутансар, Мец и Покр Артени, Мец и Покр Иринд и др.

Наиболее распространенными формами вулканических образований являются покровные лавовые плато с волнисто-увалистой поверхностью. Лавовые покровы, нередко покрытые элювиально - дельвиальными отложениями, слагают Егвардское, Катмратенское, Шамирамское и другие плато, на которые насыщены плаковые конусы последующих извержений.

Характерной чертой морфологии покровных лав является то, что они в общих контурах отображают древний палеотипный рельеф пологих синклиниориев, выполненных мощными неогеновыми отложениями, нередко подвергнутыми сбросовым нарушениям.

В пределах вулканических нагорий изолированно друг от друга расположены стратовулканы: Араилер, Голгат, Тиранкатар (Кызыл-Зиарат), Какавакар (Кызыл-лягам), Аждаак, Армаган и др. состоящие из перемежающихся слоев лавы и пирокластического материала.

Большинство из них сохранило свои первоначальные формы,

обусловленные соотношениями излившихся лав и выбросов пироклассического материала. В результате интенсивного воздействия эрозионных процессов кратеры некоторых более древних стратовулканов (Араилер, Тирикката) превратились в типичные эрозионные кальдеры, внутри которых сохранились жерловые пробки, некки и дайки.

Лавовые потоки свойственны главным образом четвертичным образованиям. Эти потоки в виде длинных языков заполняют речные эрозионные долины или идут по контакту с вулканогенно-осадочными породами фундамента.

Четвертичные лавовые потоки, в зависимости от химического состава излившихся лав и их структурно-текстурных особенностей, подразделяются на глыбовые, волнистые и пещеристые лавы.

В целом вулканическое нагорье характеризуется преобладанием процессов денудации над аккумуляцией. В зависимости от различия структурного плана, палеогеографических условий развития и своеобразия форм рельефа, в пределах рассматриваемого региона выделяются вулканические массивы Арагац, Гегамское и Варденисское нагорья.

Массив Арагац

Вулканическое нагорье Арагац представляет собой огромный, почти симметричный, плоско-выпуклый щит, расположенный на абсолютных высотах от 2000 до 4090 м. и увенчанный четырьмя вершинами. В его строении принимает участие сложный комплекс лавовых покровов и пирокластических выбросов миоплиоценового и четвертичного возрастов, излившихся как из центрального аппарата, так и из периферических трещин и многочисленных эруптивных вулканов.

Согласно гипотезе С.П.Балыкяна (1966), рассматриваемый щито-видный массив, испытывавший поднятие, был прорван в вершинной зоне дакитовой экструзией, вследствие смещения глубинного разлома, проходящего по линии от с.Енгиджа - с.Агамзала - р.Амберт - р.Мантас - с.Баяндур. В дальнейшем вершинная экструзия превратилась в кальдеру взрыва полигенного стратовулкана.

Исследованиями К.Н.Паффенгольца и А.Л.Рейнгарда (1939) констатированы следы древнего двукратного оледенения. Во время первого (рисского) оледенения привершинное плато было покрыто сплошным ледяным покровом площадью около 186-187 км² (Б.Л.Лич-

ков, 1931).

Исследованиями Н. В. Думитрашко (1950) установлен карово-долинный тип последнего оледенения Арагаца. В этот период отдельные ледниковые языки спускались по главным долинам рек (Мантас, Гехадзор, Дузкенд, Члкан, Гехарот и др.) до подошвы горы.

В пределах массива Арагац морфологически отчетливо выделяются четные крупные вертикальные ступени: высокогорная вершина, привершинное плато, среднегорные склоны, и периферийские вулканические плато.

I. Высокогорная вершина Арагац, представленная четырьмя вершинами, окружающими кратер, превращенный ледниками в огромный ледниковый цирк (глубиной более 400 м и шириной до 4 км), характеризуется сильно расщепленным альпийским высокогорным нивально-ледниковым рельефом.

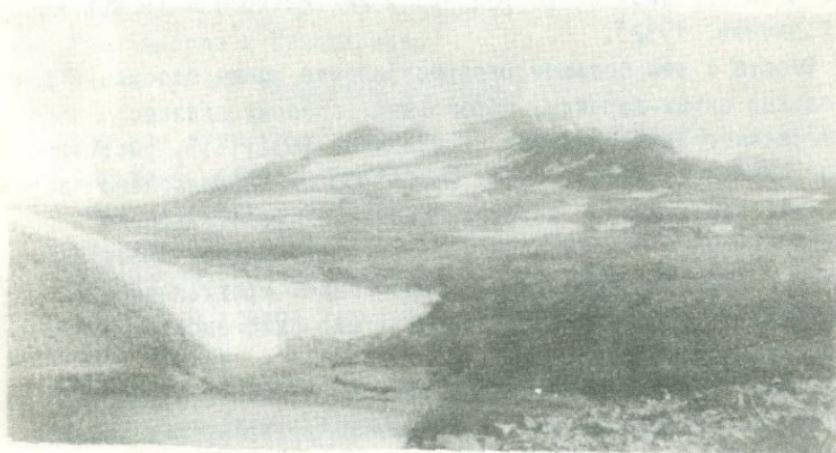


Фото. Южная вершина массива Арагац. на переднем плане каровое озеро Сев-лич.

Большое развитие здесь имеют такие ледниковые формы, как сары, троги, ригели, барабаны льбы, каровые озера (Кари, Баку, Лессинг и др.), различные моренные накопления, котловины выпахивания и пр. Двукратное древнее оледенение вершинного пояса Арагаца нашло свое отображение в наличии двух комплексов каровых ступеней.

Таким образом, характерная особенность рельефта этого пояса

заключается в сильном проявлении нивально-морозных, солифлюкционных и гравитационных процессов, которые при совместном воздействии с инсоляцией обусловили повсеместное распространение здесь каменных морей - "чингилов".

2. Привершинные склоны круто спускаются к структурному, эрозионно-денудационному привершинному высокогорному плато. Морфологически оно подразделяется пологим уступом (высотой в 150-200 м), возможно унаследованным от долавового рельефа, на две части - собственно привершинную часть плато и периферическую часть плато. Собственно привершинная часть плато, расположенная на абсолютных отметках от 2800 м до 3000 м, представляет собой наклонно-волнисто-грядовое денудационное плато с останцевым рельефом и сильно развитыми формами морозного выветривания.

Расположенные здесь останцевые вершины и горные кряжи (хребты Каракаркар, Аркашан, Амберд, Акравакар, Нигасар и др.) созданы эрозионной и экзарационной деятельностью ледников (Б.Л.Личков, 1932).

Вместе с тем большое распространение имеют плоские в плане, нивальные цирки-кароиды, образование которых связано с проявлением снежного выветривания (Б.Л.Личков, 1931; Н.В.Думитрашко, 1950). Ниже, на abs. отметках 2500-2800 м, располагается периферическая часть плато, которая, согласно представлениям А.Т.Асланяна (1950) и С.П.Бальяна (1957), представляет собой забронированную верхнеплиоценовыми лавами ниже- среднеплиоценовую поверхность выравнивания, врезанную в мио-плиоценовую вулканогенно-обломочную толщу.

В целом наклонно-волнистое денудационно-аккумулятивное плато характеризуется мягкими очертаниями рельефа. Оно покрыто мощным делювиальным покровом четвертичного времени, постепенно переходящим в древние морены первого оледенения, мощностью до 60 м.

3. Среднегорные склоны Арагата представляют собой область волнисто-увалистых и бугристо-глыбовых предгорий. Значительная часть их не затронута эрозией и сохраняет первичную форму лавовых излияний. Характерной чертой этой области является ступенчатый характер лавового рельефа (высота лавовых уступов составляет 10-20 м), что обусловлено как выходами разновозрастных лавовых покровов, так и характером древнего долавового рельефа.

Южные склоны Арагаца являются наиболее крутыми и сильно пас-чененными эрозионными долинами речек и селевых потоков. Здесь разбросаны многочисленные мелкие и крупные конусы вулканов.

Северные склоны пологие и переход от плато к предгорью осу-ществляется весьма равномерно. Что касается морфологии западных и восточных склонов нагорья, то в зависимости от структурных особенностей и химического состава лав наблюдается волнистый, бугристый или бугристо-глыбовый характер рельефа склонов.

Большое распространение в пределах всех склонов нагорья име-ют также пустынные формы выветривания.

4. Периферические вулканические плато преимущественно распо-ложены в юго-западном и южном обрамлении Арагаца. Сложены они андезито-базальтовыми и андезито-дакитовыми лавами и туfovыми покровами, на поверхности которых широко распространены много-численные тлаковые конусы и полигенные вулканы.

Наиболее крупными периферическими плато являются Кагмратен-ское, Шамирамское и Егвардское.

Гегамское нагорье

Гегамское вулканическое нагорье морфологически представляет собой выпуклый, овально-вытянутый щит, ориентированный в север-ном - северо-западном направлении.

Водораздельная зона нагорья, расположенная на абсолютной высоте около 2800 м, представляет собой платообразную поверх-ность лавовых покровов и потоков, над которой возвышаются вул-канические конусы.

Морфология нагорья обусловлена мощными трещинными излияния-ми лав, образованием лавовых потоков, а также особенностями до-лавового субстрата.

Геофизическими исследованиями установлено, что под выпуклым щитом нагорья располагается довольно расчлененный рельеф регионального водоупора (абс.отм. палеорельефа изменяются от 1300 до 2000 м и более), сложенного осадочными и вулканогенно-осадочны-ми породами третичного возраста (Р.С.Минасян, 1966).

По генезису и морфологическим особенностям северная и южная части нагорья отличны друг от друга. Северная половина нагорья, расположенная в зоне Разданского поднятия и возвышающаяся в среднем до 2300 м, сложена мощными покровами преимущественно четвертичных эфузивов, слабо расчлененных эрозией с отсутствием

вием следов древнего оледенения.

Долавовый рельеф северной половины Гегамского нагорья располагается на абсолютных отметках 1800–2100 м и представляет собой наклонную равнину, соединяющую береговую зону оз. Севан с долиной среднего течения р. Раздан. В целом положение подлавового водораздела северной части Гегамского нагорья не совпадает в плане с современным.

Южная половина Гегамского нагорья высокая, сильно расчлененная, где наряду с лавовыми потоками и покровами обнажаются также и древние вулканогенно-осадочные породы. Рельеф ее отображает как основные черты долавовых складчато-глыбовых структур, так и степень воздействия экзогенных факторов.

Гегамское нагорье, так же, как и Арагац, подвергалось двукратному оледенению (среднеплейстоценовому и верхнеплейстоценовому). В период первого максимального оледенения значительная площадь была занята ледниками, которые, вероятно, имели восточную ориентацию движения (К.И. Карапетян, 1964) и осуществляли большую экзарационную деятельность, перемещая значительные массы моренного материала на более низкие отметки.

Следы первого оледенения отмечены на вершинах Гехасар, Спитаксар, Вишапасар и Аждазэк в виде сильно сглаженных уступов древних каров. Следы последнего оледенения на Гегамском нагорье сохранились сравнительно лучше и выражены различными формами ледниковой экзарации – каровыми ступенями, ригелями и глубокими троговыми долинами.

Они фиксируются на восточных склонах в пределах ледниковых долин верхний рр. Гридзор, Гехаркуни, Дзорагюх, Цаккар, а на западном склоне в долинах рр. Азат и Гохт. Этот период оледенения характеризовался северо-западной ориентацией движения ледников (К.И. Карапетян, 1964). По морфологическим особенностям территория Гегамского вулканического нагорья подразделяется на четыре подрайона: центральный (привершинный), восточные и юго-западные склоны, северо-западные склоны и Раздано-Котайкское плато.

I. Центральный (привершинный) подрайон охватывает гребневую зону нагорья, характеризующуюся платообразной поверхностью и множеством возвышающихся над нею шлаковых конусов и эрозионно-останцевых вершин.

В приподнятой гребневой полосе южной части нагорья на абсо-

абсолютных отметках 3000-3200 м сохранились фрагменты долавовой поверхности выравнивания, представленной в виде денудационных уступов.

Сталакенный, увалистый рельеф этого плато значительно переработан эрозией, денудацией и ледниковой экзарацией.

Второй пологий уровень выравнивания расположен на абсолютных отметках 2500-2550 и 2700-2800 м.

2. Восточные склоны значительно положе юго-западных склонов и сложены трахиандезитами, которые в северо-восточной части погружаются под нижнеплейстоценовые базальты так называемого манычарского покрова.

Вдоль всего восточного склона на абсолютных отметках 2400-2600 м располагается пологая платообразная поверхность, по нижней границе которой разбросаны вулканические конуса.

Юго-западные склоны нагорья характеризуются ступенчатыми древнеэрэзионными и тектоническими уступами, бронированными лавами, а также останцами молодых поверхностей выравнивания.

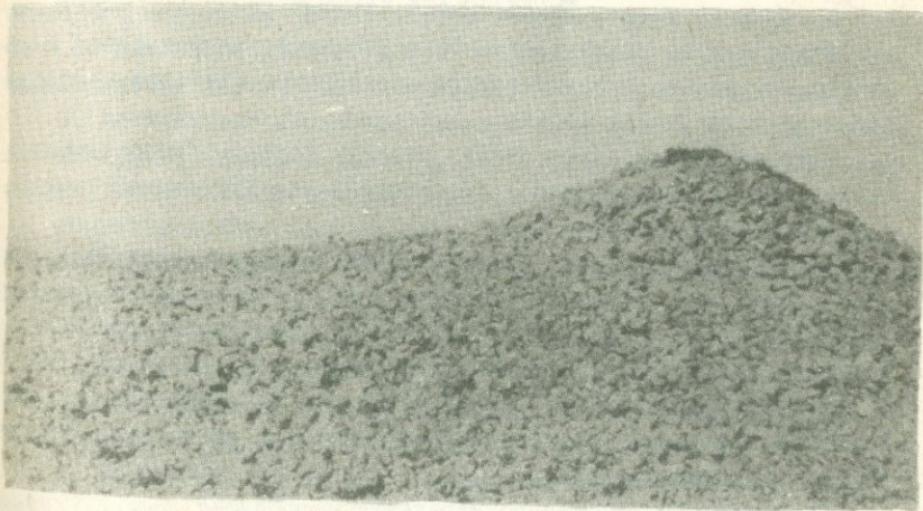


Фото. Каменные россыпи (чингили) восточного склона Гегамского вулканического нагорья.

3. Северо-западные склоны представляют собой холмистую, местами бугристую полого наклоненную к СЗ и СВ лавовую равнину,

над которой поднимается ряд возвышеностей (высотой от 100 м до 300) различного происхождения.

Сравнительно молодые формы рельефа - лавовые потоки, плаково-лавовые конуса и пр. образованы поверхностью плейстоценовых лав, покрывающих значительную часть территории.

Наиболее молодым элементом рельефа является поток голоценовых лав, характеризующийся негровной, бугристой поверхностью и хаотическим нагромождением скал, глыб и обломков лав (чингили).

4. Раздано-Котайкское плато расположено в междуручье р. Ка-сах, Раздан и Джрвеж, на средних абсолютных отметках 1200 - 1400 м. Большая часть плато покрыта долеритовыми лавами, имеющими заметную дислоцированность; они, в свою очередь, прекрыты андезитами, андезито-базальтами, туфами и наносными отложениями. Над слабоволнистым, местами холмисто-грядовым, слабо расчлененным рельефом плато возвышаются отдельные плаковые конусы и вулканы.

Варденисское нагорье

Варденисское вулканическое нагорье представляет собой огромное сооружение с асимметричным поперечным профилем, вытянутое в широтном направлении.

В формировании современного рельефа нагорья большая роль принадлежит денудационной, абразионной, абразионно-эрзационной и ледниковой деятельности.

Варденисское нагорье являлось центром двукратного четвертичного оледенения. Древнее, наиболее мощное оледенение было скандинавского типа и относилось к среднему плейстоцену и, возможно, к нижнему плейстоцену - верхнему плиоцену (Г.К. Габриелян, 1963).

Последнее оледенение, согласно формам гляциального рельефа и следам оледенения, карово-долинного типа и приурочено к ведущему четвертичному периоду.

Варденисское нагорье по характеру морфологии подразделяется на следующие подрайоны: Центральный привершинный, северные склоны, Аргичинская котловина, вулканический массив Армаган, южные склоны.

I. Центральный привершинный подрайон характеризуется преимущественно денудационным рельефом, выраженным сравнительно сглаженными, выровненными водораздельными участками, изъеденными в осевой части нагорья ледниками катами и цирками и

расчлененными глубокими и широкими долинами.

Наиболее молодые формы рельефа представлены вулканом Ала-гелларын-Бати и его лавовыми потоками.

В водораздельных участках нагорья наблюдается система ступенчато расположенных денудационных поверхностей и террас, выработанных в породах плиоцена и палеогена.

2. Северные склоны нагорья характеризуются преимущественно денудационным рельефом, выработанным в мио-плиоценовых эрозиях, а также в более древних образованиях. Первоначальный вулканический рельеф этого подрайона сильно преобразован последующими денудационными, а в некоторой степени и тектоническими процессами.

Молодыми элементами рельефа нагорья являются эрозионные долины, образовавшиеся до излияния верхнеплиоценовых – нижнеплейстоценовых лав.

Лавовые покровы и потоки сильно расчленены эрозией (глубина вреза достигает 400–500 м и более) и в зависимости от гипсометрического положения речной долины изменяют свой поперечный профиль от каньонообразного (или V -образного), характерного для нижних частей долин, до U -образного – в высокогорных частях.

3. Аргичинская котловина (долина р.Аргичи) представляет собой обширную, идеально плоскую, сильно разветвленную, аккумулятивную, аллювиальную равнину верховья р.Аргичи.

Верховье долины представляет собой обширный цирк с сильно расчлененными склонами и является первично-ледниковой формой, впоследствии переработанной эрозией.

В нижнем течении р.Аргичи глубоко врезается в верхнеплиоценовые – плейстоценовые лавы, образуя каньонообразное ущелье, на отдельных участках склона которого прослеживаются уступы эрозионных террас высотой 20–30 м.

4. Вулканический массив Армаган представляет собой полого выпуклый щит, сложенный потоками голоценовых андезитовых лав, радиально излившихся из шлаково-лавового конуса Армаган. Сти лавы, изливаясь на расчлененную эрозией поверхность верхнеплиоценовых – нижнеплейстоценовых лав, залили древнюю долину р.Аргичи, выработанную в андезитах и туфобрекциях неогена. Однако вслед за излиянием, лавы были вновь подвергнуты эрозионным процессам, обусловившим наличие в настоящем глубоких каньонов реки.

5. Южные склоны нагорья характеризуются сильным и глубоким расчленением их западной части и волнистым и волнисто-буристым рельефом восточной. В строении склона принимают участие два комплекса лав нижнечетвертичного и среднечетвертичного возрастов.

Над высокогорным холмисто-волнистым рельефом плато возвышаются такие вулканические сооружения, как Семасар, Чахатсар, Мурадсар. Свежие формы вулканического рельефа представлены здесь глибовыми лавами голоценового вулкана Смбатасар, образующими два потока, спускающихся к долине р. Элегис.

Глава III

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

I. Общие сведения

Особенности геологического строения и геоморфологии территории вулканического нагорья сыграли важную роль в формировании основных черт гидрогеологии региона.

Основные ресурсы подземных вод нагорья приурочены к третичным и четвертичным вулканогенным образованиям, которые перекрывают артезианские бассейны и гидрогеологические массивы нижнего структурного этажа. В силу своего положения и гидрогеологических особенностей рассматриваемое вулканическое сооружение выделено нами в самостоятельный тип гидрогеологических структур - "вулканогенные супербассейны" (согласно терминологии И.К.Зайцева, Н.И.Толстихина, 1963).

В пределах рассматриваемого региона расположены 3 супербассейна - Арагацкий, Гегамский и Варденисский, окруженные межгорными впадинами - артезианскими бассейнами Аратским, Севанским, Ленинаканским, Апаранским и Верхне-Арпинским.

Подземные воды в пределах указанных "вулканогенных супербассейнов" циркулируют выше, на уровне или несколько ниже местного базиса эрозии, представленного реками бассейнов оз. Севан и Аракса. Воды эти пресные (минерализация до 0,3 - 0,5 г/л), преимущественно гидрокарбонатного натриевого и кальциевого состава.

Мощность зоны свободного водообмена крайне неодинакова и варьирует от нескольких метров до 1500 м и более.

В силу того, что в пределах рассматриваемой гидродинамической зоны формируются основные ресурсы пресных подземных вод, широко используемых в народном хозяйстве республики, эта зона приобретает значительный научный и практический интерес.

Подземные воды зоны замедленного водообмена приурочены к осадочным и вулканогенно-осадочным породам мезозоя и низам кайнозоя. Эти воды выходят на дневную поверхность по различным тектоническим нарушениям в виде минеральных источников различного состава.

В гидрогеологическом отношении в пределах этой зоны различаются следующие структуры: гидрогеологические массивы (Анийский Мараликский, Паракар-Енгиджинский) и артезианские бассейны 45

(Артенийский, Арташатский, Октемберянский, Ереванский, Севанский, Айоцзорский, Азаванский, Ширакский и Нижне-Ахурянский).

Подземные воды, циркулирующие в пределах этой гидродинамической зоны, согласно данным Нефтегазведки, преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные или хлоридные натриевые или магниевые с минерализацией до 380 г/л. Содержание иода здесь достигает 41 мг/л, брома - 30 мг/л, нафтеновых кислот - 12 мг/л, NH_4 - 140 мг/л, HBO_3 - 95 мг/л. В водах обнаружены как в растворенном, так и в свободном состоянии такие газы, как метан, азот, инертные, углекислый газ, кислород и тяжелые углеводороды.

Граница рассматриваемой гидродинамической зоны, по мнению Л.Н.Барабанова (1961), располагается на уровне регионального вреза р.Куры, близком к уровню Каспийского моря с абсолютной отметкой 28 м.

Нижняя гидродинамическая зона весьма затрудненного водообмена приурочена к отложениям докембрия - палеозойского возраста.

Вероятно, в силу сильной метаморфизованности пород водоносность их крайне низкая. Относительно водообильны, возможно, горизонты трещиноватых известняков и зоны разрывных нарушений (А.Т.Асланян, 1958).

Отсутствие данных глубокого бурения не позволяет нам в настоящее время должным образом охарактеризовать эту зону.

2. Подземные воды зоны свободного водообмена

а. Условия залегания и распространения

Подземные воды зоны свободного водообмена характеризуются повсеместным распространением в пределах рассматриваемой территории и приурочены, как уже было сказано, преимущественно к лавовым покровам и потокам.

Обширные поверхности лав представляют основные области питания подземных вод, где вследствие сильной трещиноватости пород, атмосферные осадки легко фильтруются до водоупорных или сравнительно водоупорных пород, образуя множество потоков подземных вод, радиально стекающих с супербассейнов в направлении к артезианским бассейнам. Цикличность излияния лавового материала предопределила поэтажное расположение подземных потоков.

В перерывах между отдельными циклами лавовых излияний, в

результате эрозионно-денудационных процессов, образовывались делювиально-элювиальные отложения, выраженные мелкообломочным материалом с суглинисто-супесчаным заполнителем, кальматировавшим мелкие трещины на поверхности лав.

В последующих циклах излияний лав на поверхность и сопровождение их с выветрелым слоем, в результате температурного воздействия образовались обожженные слои, названные Л.Б.Личковым (1931) "литомаргей", которые, по сути дела, являются слабоводопроницаемыми - водоупорными отложениями.

Эти кальматированные слои, мощность которых обусловливается как длительностью перерыва между излияниями лав, так и интенсивностью эрозионно-денудационных процессов, создают условия для образования нескольких поэтажно расположенных обводненных зон.

В ряде мест слои "литомаргей" оказываются размытыми настолько, что образуют "гидрогеологические окна", через которые подземные воды проникают в более глубокие горизонты.

Обнажения кальматированных горизонтов - "литомаргей" наблюдаются лишь местами, перекрывающие их лавы сравнительно молоды и не подвергались глубокому эрозионному расчленению.

Наличие межлавовых водотоков обусловлено не только слоями "литомаргей", но и крупными покровами кислых, слаботрециноватых лав, а также водоупорными отложениями туфов и туфолав, занимающих различное стратиграфическое положение.

Межлавовые водотоки, широко распространенные в пределах массива Арагац и Гегамского нагорья, сравнительно редки в Варденисском нагорье.

Атмосферные осадки, инфильтруясь через трециноватые эфузивные породы, достигают долавового субстрата, сложенного третичными водоупорными породами и, концентрируясь в депрессиях палеорельефа, формируют подлавовые водотоки.

Основным региональным водоупором подземных вод вулканического нагорья являются водонепроницаемые породы палеозойской, мезозойской и третичной систем, слагающие древний (долавовый) фундамент.

Для изучения погребенного под лавами палеорельефа, к депрессионным формам которого приурочены крупные водотоки, наиболее применимы методы электроразведки. Картирование подлавового рельефа, проведенное Р.С.Минасяном и Е.Г.Гуляном, показало, что па-

леорельеф по своему характеру не всегда совпадает с современным рельефом. Так на отдельных участках южного склона Арагаца имеет место даже инверсия палеорельефа по отношению к современному рельефу.

Данные геофизических исследований показали, что под выпуклым щитом Гегамского нагорья располагается довольно расчлененный рельеф регионального водоупора, сложенного, главным образом, третичными породами. Абсолютные отметки палеорельефа варьируют от 1300 до 2000 м при изменении мощности лав от 700-800 м до нескольких десятков метров.

Резкие снижения абсолютных отметок рельефа, наблюдавшиеся на депрессионных участках палеорельефа, по-видимому, связаны с наличием палеогидрографической сети.

На южных и юго-восточных склонах г.Арагац имеет место понижение абсолютных отметок подлавового рельефа от 1100-1200 м до 400-500 м и уменьшение мощности лавового покрова от 600-700 м до нескольких десятков метров.

В пределах восточных склонов г.Арагац и Егвардского плато геофизическими работами выявлены две впадины ("части") в вулканических породах. Площадь одной из них 150 км², другой 5 км². Обе они заполнены озерно-речными образованиями и представляют большой интерес как емкости для скопления подземных вод.

На основании данных геофизических и гидрогеологических исследований, а также геолого-геоморфологического анализа, установлены следующие крупные подземные водотоки (рис.3).

Основные подземные водотоки в пределах массива г.Арагац

Амбертский подземный водоток приурочен к вулканогенной толще и расположен в южной части массива Арагац. Депрессионные участки межлавового палеорельефа и древнее русло р.Амберт заполнены лавами и представляют собой естественную дрену, где вода движется по направлению к предгорным частям массива. В местах пересечения подземного водотока с современной эрозионной сетью наблюдаются многочисленные выходы родников.

Беличина Амбертского родникового стока составляет суммарно около 200 л/сек.

Ириндский подземный водоток формируется в юго-западной части массива. Водовмещающими породами являются трещиноватые андезиты

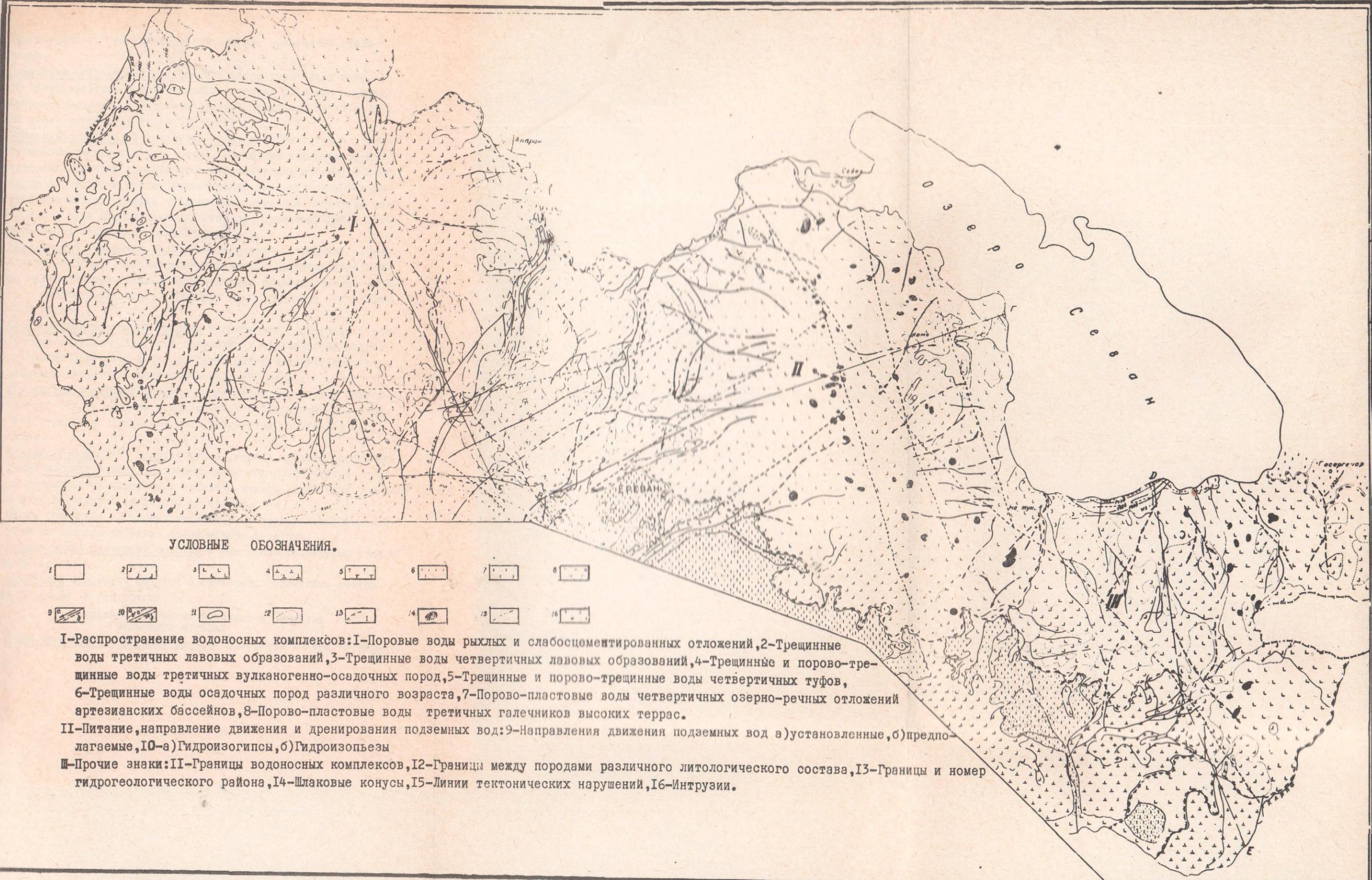


Рис.3 Схематическая гидрогеологическая карта Центрального вулканического нагорья Армянской ССР.
(составил Э.И.Сардаров по данным фондовых материалов и личный исследований)

и андезито-дакиты. Суммарный дебит родников составляет около 150 л/сек.

Кармрашен-Шгаринский подземный водоток расположен в юго-западной части массива. Водовмещающими породами водотока являются трещиноватые андезиты и андезито-дакиты. Суммарный дебит родникового стока составляет около 350 л/сек.

Агагчи-Дзорахбюрский подземный водоток формируется в пределах западного склона массива Арагац. Основными водовмещающими коллекторами являются трещиноватые вулканические породы. В средней части водотока, в местах выклинивания лавовых потоков и в глубоких эрозионных ущельях наблюдается частичная разгрузка подземных вод в виде многочисленных родников. Суммарный дебит родникового стока составляет около 3,6 м³/сек.

Адиаманский подземный водоток формируется в пределах западного склона массива. Водовмещающими породами водотока являются породы вулканогенной толщи, представленные преимущественно андезитами и андезито-дакитами. Суммарный дебит родников составляет около 450 л/сек.

Пемзашенский подземный водоток формируется в пределах западного склона массива г. Арагац и приурочен к трещиноватым андезитам, андезито-дакитам и дакитам. Суммарный родниковый сток рассматриваемого водотока составляет около 150 л/сек.

Апаратанский подземный водоток формируется в пределах северо-восточного склона массива и приурочен к трещиноватым андезитам и андезито-дакитам. Суммарный родниковый сток составляет около 750 л/сек.

Кучакский подземный водоток формируется в пределах восточного склона массива Арагац. Водовмещающими породами водотока являются трещиноватые андезиты и андезито-дакиты. Суммарный родниковый сток составляет около 150 л/сек.

Кроме описанных подземных водотоков, в пределах массива Арагац имеются еще сравнительно более мелкие водотоки:

Гехадзорский подземный водоток с суммарным родниковым стоком около 30 л/сек.

Арагацкий подземный водоток с суммарным родниковым стоком около 50 л/сек и ряд других.

Основные подземные водотоки в пределах
Гегамского нагорья

Гохт-Гарнийский подземный водоток приурочен к двум четвер-

49

тическим потокам лав вулкана Аждаак. Протяженность лавовых потоков более 20 км, а мощность от 10-40 до 80 м.

К тальвегу древней долины, заполненной лавовым потоком, приурочен мощный водоток, выклинивающийся на участке долины от с. Гохт до с. Гарни в виде многочисленных родников.

Средняя гипсометрическая отметка водосборного бассейна водотока составляет 2800 м. Площадь его питания - 180 км², а суммарный расход родникового стока около 2,1 м³/сек. Модуль подземного стока равен 12 л/сек. км².

Катнахбюр-Разданский подземный водоток формируется в пределах западного склона Гегамского нагорья на гипсометрических отметках от 1800 до 3000 м и приурочен к потокам четвертичных базальтов.

Подземный водоток у с. Катнахбюр и Акунк, подпираясь осадочными отложениями, частично разгружается, а остальная часть воды, обходя подпор, входит в Акунскую впадину, заполненную озерными отложениями мощностью до 300-500 м.

Субстратом для лавовых и озерных отложений являются третичные породы, представленные среднемиоценовыми гипсоносными и сарматскими глинами и песчаниками.

Из Акунской впадины подземные воды протекают в направлении юг-юго-запад, в сторону Ереванской котловины. Суммарный родниковый сток водотока составляет около 8,4 м³/сек. Модуль подземного стока равен 16,0 л/сек. км².

Капутан-Арзинский подземный водоток приурочен к базальтовым лавам и берет свое начало на гипсометрических отметках более 2000 м.

Рассматриваемый водоток севернее с. Елгован поворачивает в сторону с. Арзин, где в виде крупных родников выходит в ущелье р. Раздан. Суммарный родниковый сток водотока составляет около 1,5 м³/сек, а модуль подземного стока 10,4 л/сек. км².

Нурнусский подземный водоток в основном приурочен к трещиноватым покровным базальтам. Водоупорными породами являются осадочные отложения сармата, размытая поверхность которых определяет направление подземного потока.

Так, подземный водоток у с. Нурнус, встретив на своем пути выступ сарматских глин, выклинивается в виде ряда родников.

Другая часть потока, огибая выступ, доходит до каньона р. Раздан, где также разгружается. Расход Нурнусского водотока

до своего разветвления ориентировочно составляет более 320 л/сек.

Гюмушский подземный водоток формируется на западном склоне Гегамского нагорья. Водовмещающими породами являются трещиноватые покровные базальты, подстилаемые водоупорной плиоценовой диатомитово-пемзовой толщей.

Основная масса подземных вод водотока выходит в виде мощных родников с суммарным дебитом около 1 м³/сек.

Авазан-Алапарский подземный водоток расположен в западной части Гегамского нагорья и приурочен к трещиноватым базальтовым лавам. Подземный поток примерно в 2 км от с. Алапарс разветвляется на два притока. Один из них, продолжая свое движение, выклинивается в восточной части с. Алапарс. Другой резко сворачивает на юг и движется по направлению к с. Авазан.

А.Н. Назарян (1961) писал об этом потоке, что "... подземный поток в покровных базальтах протекает не перпендикулярно к меридиональному отрезку р. Раздан, а параллельно ему..."

На расстоянии 150-300 м от уреза реки эта часть подземного потока выклинивается в виде множества родников.

Суммарный дебит всех родников рассматриваемого потока составляет около 1,5 м³/сек. Модуль подземного водотока составляет 7,5 л/сек км².

Дирарат-Макраванский подземный водоток расположен в северной части Гегамского нагорья. Рассматриваемый подземный водоток формируется как за счет фильтрации вод из оз. Севан, так и атмосферных осадков, инфильтрующихся на обширной площади водосбора водотока. Разгрузка водотока осуществляется посредством выхода Атарбекянских, Ридамальских и Макраванских родников. Интересно отметить, что с понижением уровня оз. Севан родники Ридамал-Атарбекянских групп потеряли до 85% своего первоначального расхода. Что же касается расхода Макраванских родников, то он остался примерно прежним. Суммарный родниковый сток подземного водотока составляет около 3 м³/сек.

Ацарат-Нор-Баязетский подземный водоток формируется на восточных склонах Гегамского нагорья, на площади 227 км², в пределах гипсометрических отметок от 2000 до 3200 м.

Этот подземный водоток, приуроченный к трещиноватым андезито-базальтам, движется мощным потоком по водоупорным третичным породам в сторону с. Ацарат и с. Батикин. Встретив на своем пути

слабоводопроницаемые озерные отложения, подземный водоток выклинивается на абсолютных отметках 1950–1970 м в виде множества крупных родников. Суммарный дебит всего водотока составляет около 1,5 м³/сек. Модуль подземного стока бассейна водосбора составляет 6,6 л/сек км².

Саруханский подземный водоток приурочен к андезито-базальтовым лавам, залившим древнюю речную долину. Встретив на своем пути подпор озерно-аллювиальных отложений, подземный поток у с. Сарухан выклинивается в виде четырех крупных родников. Часть подземных вод, не доходя до озерно-аллювиальных отложений, выклинивается с суммарным дебитом 34 л/сек. Общий дебит всех родников водотока составляет около 900 л/сек.

Цаккар-Геташенский подземный водоток формируется в лавах юго-восточного склона Гегамского нагорья. Разгрузка его осуществляется множеством родников, выходящих у оз. Севан, а также непосредственным стоком в это озеро. Суммарный дебит всех родников составляет около 1,3 м³/сек.

Кроме приведенных выше крупных подземных водотоков, на Гегамском нагорье имеется множество водотоков со сравнительно небольшим расходом: Агдагский подземный водоток, с суммарным дебитом около 100 л/сек, Барцрадирский подземный водоток, с суммарным дебитом около 105 л/сек; Гямряз-Дзорахборский подземный водоток с суммарным дебитом около 100 л/сек; Гехаркунинский подземный водоток с суммарным дебитом около 100 л/сек; Ераносский подземный водоток с дебитом родников около 200 л/сек и многие другие.

Основные подземные водотоки в пределах Варденисского нагорья

Кошабудагский подземный водоток, приурочен к базальтовым лавам. Идет он с юга на север почти в меридиональном направлении и выклинивается в юго-западной части с. Кошабудаг в виде отдельных струй. Суммарный дебит родников, приуроченных к рассматриваемому водотоку, составляет около 400 л/сек.

Акунский и Карчахпюрский подземные водотоки приурочены к лавовым излияниям вулкана Ахар-Бахар.

Благодаря сильной трещиноватости лавового покрова и наличию подстилающих водоупорных пород, рассматриваемые подземные водотоки разгружаются посредством выхода мощных групп родников: Ахунских, Ярпузлинских, Карчахпюрских и др. с суммарным деби-

том около $2,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$

Цовинарский подземный водоток приурочен к контакту базальтовых лав с озерно-аллювиальными отложениями и выходит в виде группы Цовинарских родников с суммарным дебитом более 100 л/сек.

Южный склон Варденисского нагорья характеризуется сравнительной маловодностью андезито-базальтовых лав, вследствие сильной расчлененности рельефа, незначительных площадей питания, задернованности, крутизны склонов и пр.

Наиболее крупным является Элегисский подземный водоток, приуроченный к трещиноватым лавам и формирующийся на абсолютных отметках выше 2500 м.

Сильная трещиноватость лавового потока и слабая расчлененность территории, а также обычно медленное таяние снежного покрова обуславливают постоянство питания водотока.

Водоупорными породами являются преимущественно туфопесчаники и туфобрекции миоплиоценца. В многочисленных балках и оврагах в верховье р. Элегис наблюдается много родников. Суммарный дебит всех родников составляет около 150 л/сек.

Мурад-тапинский подземный водоток приурочен к трещиноватым лавам.

Разгрузка водотока происходит в оврагах и балках в виде многочисленных родников с суммарным дебитом около 250 л/сек.

Более мелкими водотоками являются: Варденисский подземный водоток с суммарным расходом родников 25-30 л/сек; Голлидузский подземный водоток с суммарным дебитом около 10 л/сек и др.

В зависимости от приуроченности подземных водотоков к тем или иным литологическим разностям пород, нами выделены следующие водоносные комплексы:

- а) поровые воды рыхлых и слабо сцементированных четвертичных отложений,
- б) трещинные воды третичных и четвертичных лавовых образований,
- в) трещинные воды осадочных пород различного возраста,
- г) трещинные и порово-трещинные воды вулканогенно-осадочных пород,
- д) порово-пластовые воды озерных и озерно-речных отложений артезианских бассейнов.

Если в пределах первых двух водоносных комплексов имеет ме-

сто питание, транзит и разгрузка подземных вод, а в пределах третьего и четвертого – преимущественно транзит и разгрузка, то в пределах пятого водоносного комплекса осуществляется разгрузка подземных вод.

а) Поровые воды рыхлых и слабо сцементированных четвертичных отложений.

Отложения рассматриваемого водоносного комплекса имеют широкое распространение – это аллювиальные, делювиальные, проливиальные, элювиальные, ледниковые и озерные образования.

Аллювиальные отложения водоносны во многих речных долинах нагорья. Водовмещающими породами являются валунно-гелечниковые отложения с песчаным или супесчаным заполнителем. Мощность их колеблется от 3-10 до 15-20 м и более.

Обычно на протяжении всей речной долины устанавливается единый грунтовый поток, мощность которого колеблется от 1 до 3 м и зависит от мощности самих аллювиальных отложений, морфологии речной долины и характера питания грунтового потока.

Глубина залегания грунтовых вод колеблется от 0,4 до 20-25 м, что было установлено разведочным бурением и шурфованием в долинах рр. Раздан, Касах, Азат, Веди, Гаварaget и др. Наличие в аллювиальных отложениях слабоводоносных и безводных участков обусловлено незначительной мощностью отложений, строением речной долины и большими уклонами подстилающих коренных пород в сторону русла.

Фильтрационные свойства аллювиальных отложений весьма различны. В зависимости от их гранулометрического состава и степени уплотненности, величина коэффициента фильтрации варьирует от 1-5 до 150-200 м/сутки. Приуроченные к этим отложениям родники характеризуются дебитами в среднем от 0,5 до 5 л/сек, а удельные дебиты скважин, вскрывших эти воды, варьируют от десятых долей до 10-15 л/сек.

Водообильность отложений уменьшается к устьям рек в связи с уменьшением в составе аллювия гравийного материала.

Грунтовый поток аллювиальных отложений обычно гидравлически связан как с водами нижележащих отложений, так и с поверхностным стоком.

Воды делювиальных, делювиально-элювиальных и элювиальных отложений в пределах рассматриваемой территории имеют также до-

вально широкое распространение. Водовмещающими породами являются: глыбы скальных пород, щебень, дресва, гравий, галька с супесчано-суглинистым заполнителем.



Фото. Родник в с. Нор-Амберт, выходит из делювиальных отложений.

Мощность отложений и соотношения обломочного и суглинистого материалов непостоянны и меняются в зависимости от гипсометрии местности. В высокогорных районах наблюдается преобладание крупнообломочного материала при сравнительно небольшой его мощности (до 2-5 м). У подножьев гор и в межгорных долинах грубообломочный материал почти полностью уступает суглинистому, а мощность отложений сильно возрастает (до 30-35 м). Это обуславливает различие как в характере залегания грунтовых вод, так и в степени водообильности пород.

Грунтовые воды обычно залегают в виде отдельных линз или локальных горизонтов на глубинах от 2 до 5-8 м.

Фильтрационные свойства пород весьма различны, коэффициент фильтрации варьирует от 0,1 до 2-3 м/сутки. Приуроченные к этим отложениям родники преимущественно сезонно-действующие, с незначительными и весьма переменными дебитами (от 0,001 до 1-5 л/сек).

В целом грунтовые воды делювиальных, делювиально-элювиаль-

ных и элювиальных отложений, в силу малодебитности родников, не находят широкого применения. Только наиболее многодебитные родники используются для сельскохозяйственного водоснабжения. Сравнительно небольшое распространение имеют грунтовые воды, приуроченные к ледниковым отложениям, которые распространены преимущественно в высокогорных частях вулканического нагорья. Эти отложения представлены песчано-суглинистым материалом, с включением гравия, гальки, валунов, мощностью от 2 до 30-40 м. Значительное содержание глинистого материала обуславливает низкие фильтрационные свойства пород с коэффициентами фильтрации от 0,86 до 1,70 м/сут. Приуроченные к этим отложениям родники преимущественно сезонно действующие, малодебитные (до 1-2 л/сек).

Грунтовые воды, приуроченные к озерным отложениям, распространены в районах оз. Севан и межгорных впадин - Апаранской, Ленинаканской, Арагатской и Верхне-Аршинской.

Озерные отложения представлены разнозернистым песком, с включением гравия и гальки и слабосцементированными песчаниками мощностью до 50-100 м.

Глубина залегания грунтовых вод, в зависимости от рельефа местности, варьирует от 0,5- до 6-8 м, а мощность грунтового потока составляет 5-15 м.

Фильтрационные свойства пород весьма различны, характеризуются коэффициентами фильтрации от 0,25 до 55,0 м/сут. Удельные дебиты скважин, вскрывших эти воды, варьируют от 0,10 до 6,8 л/сек.

Питание грунтовых вод рассматриваемого водоносного комплекса происходит за счет атмосферных осадков, подтока подземных вод из коренных трещиноватых пород, конденсации водяных паров воздуха и поверхностного стока. Обследование водообильности источников, приуроченных к породам рассматриваемого водоносного комплекса, дало следующие результаты (табл. I).

Таблица I
Водообильность рыхлых и слабосцементированных четвертичных отложений
(по данным обследований 155 источников)

Дебит л/сек	до 1	1-5	5-10	более 10
Количество источников %	50	46	2	2

б) Трещинные воды третичных и четвертичных лавовых обгазований

Рассматриваемый водоносный комплекс является в изучаемом районе наиболее широко распространенным. Водоемещающие породы — трещиноватые базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты слагают единую толщу, мощностью от 40-50 м до 700-800 м и более.

Региональным водоупором комплекса являются палеозойские и третичные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения. Водоносность лавовых образований обусловлена, главным образом, их открытой трещиноватостью и, в меньшей степени, пористостью.

Характер и степень трещиноватости пород весьма непостоянны и меняются не только в лавовых потоках различных излияний, но и в пределах одного и того же потока.

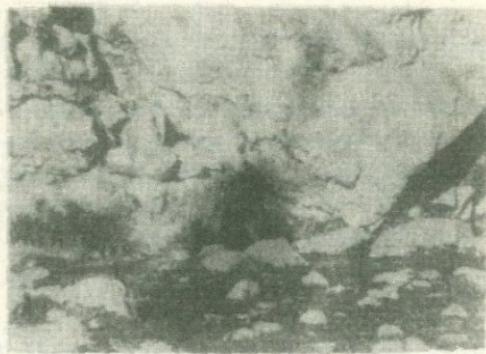


Фото. Родник в с.Агагчи. Приурочен к трещиноватым андезито-базальтам западного склона массива г.Арагац.

Значительная масса трещин имеет сингенетическое происхождение. Наиболее распространенные являются вертикальные и горизонтальные системы трещин. Однако нередко встречаются и неправильно расположенные системы трещин, секущие породу на глыбы различной величины и формы. Характерными формами первичной трещинной отдельности лавовых потоков и покровов являются: глыбовидная, столбчатая, плитчатая, призматическая и, реже, шаровая.

В поверхностной зоне лавовых образований до глубины 3-5 м наблюдаются трещины эпигенетического происхождения.

Среднее количество трещин в 1 м² лавовых пород — "удельная

"трещиноватость", колеблется от 10 до 25. Ширина трещин лавовых образований варьирует от 0,5 до 3-5 см и более.

Степень трещиноватости лав неодинакова. Наряду с участками разбитыми густой сетью трещин, встречаются отдельные площади с небольшой трещиноватостью.

Третичные лавы, имеющие большое распространение в пределах массива г. Арагац, г. Араилер, Егвардского и Канакерского плато характеризуются сравнительно малой трещиноватостью пород, а следовательно, и меньшей водообильностью (табл.2).

Таблица 2

Водообильность третичных и четвертичных лавовых образований

	Число зарегистрированных источников	Распределение источников (в %) по дебиту (л/сек)			
		до I	I-5	5-10	более 10
Приурочены к третичным лавам	300	57	26	7	10
к четвертичным лавам	450	25	34	13	28

Меньшая водообильность третичных лав является результатом проявления сильной кальматации трещин продуктами выветривания, вследствие чего древние лавы в ряде случаев служат относительными водоупорами для вышележащих более водоносных четвертичных лав.

В некоторых случаях лавовые образования характеризуются наличием пор. Пористость ошлакованных базальтов превышает пористость базальтов, но меньше пористости чистых шлаков.

М.П.Казаковым (1934), проводившим лабораторное изучение вулканических шлаков Севанского бассейна, установлено, что пористость базальтов колеблется от 10,94% до 25,31%. Пористость андезито-базальтовых лав, по данным того же автора, значительно меньше и колеблется от 1,56% до 19,27%.

По данным И.С.Толоконникова (1966), преобладающая часть лав вулканического нагорья характеризуется пористостью от I-2 до 20-30%. Поры обычно редкие, имеют округлую или овальную форму. Величина пор варьирует от долей до 10-15 мм. Пористость андезито-базальтов неравномерна по вертикали. Наименьшее значение она имеет в средних частях (2-5%), в то время как в верхних и ниж-

них, а также в краевых частях потока она достигает 22% и более.

Для циркуляции подземных вод в породах рассматриваемого комплекса роль пористости весьма незначительна по сравнению с трещинной водопроницаемостью. Вследствие этого воды, приуроченные к лавовым образованиям, носят типично трещинный характер. Значительная площадь лавовых образований вулканического нагорья покрыта скоплениями каменников ("чингилей"), мощность которых доходит до 50 м, а длина до 1-2 км и более. Высокая степень трещиноватости четвертичных лав и наличие покрывающих их рыхлых и пористых образований делают лавы прекрасными коллекторами атмосферных осадков. В период летних и осенних ливневых дождей нам приходилось наблюдать как в пределах склонов вулканических нагорий, по истечении 15-20 мин. после прекращения дождя, поверхности лавовых пород становились сухими. даже при отсутствии солнечной радиации.

Фильтрационные свойства пород рассматриваемого комплекса, обусловленные характером трещиноватости пород и степенью кальматаха трещин, характеризуются коэффициентом фильтрации от 0,01 до 100 м/сут. и более, при преобладающем значении 0,30 - 15,0 м/сут.

Величина удельного водопоглощения (по данным нагнетания и наливов) колеблется преимущественно от 0,10 до 2,50 л/мин.

На территории вулканического нагорья более 60% всех источников приурочены к лавовым образованиям, преобладающий дебит их равен 0,50-10,0 л/сек. Такое количество родников и такие большие значения их дебитов не наблюдаются ни в одном другом водоносном комплексе нагорья.

Трещинные воды рассматриваемого комплекса пород безнапорные или слабонапорные. Величина напора редко превышает 20-40 м и лишь отдельными скважинами вскрыты фонтанирующие воды, пьезометрический уровень которых доходит до 3-5 м (а местами и более) выше устья скважин. Напор трещинных вод обусловливается относительно высоким гипсометрическим положением областей питания и наличием перекрывающих водоупорных слоев. Удельные дебиты скважин, вскрывших подземные воды, приуроченные к рассматриваемому водоносному комплексу, составляют 0,50-2,60 л/сек.

В целом породы рассматриваемого водоносного комплекса характеризуются как водообильные - сильно водообильные с величиной модуля подземного стока до 10,0 л/сек км².

в) Трещинные воды осадочных отложений различного возраста

Рассматриваемый комплекс в пределах вулканического нагорья имеет весьма небольшое распространение. Основными водовмещающими породами являются известняки, мергели и песчаники.

Мощные толщи известняков и мергелей широко распространены в бассейнах рр. Раздан, Веди и оз. Севан. Наибольшее распространение имеют известняки, сильно трещиноватые с пластовой, ромбoidalной, плитчатой и клинообразной отдельностью. Ширина трещин от долей мм до 20-50 мм, а в тектонических трещинах доходит и до 500 мм.

Трещины обычно сообщаются между собой и пронизывают толщу на большую глубину. Дебит родников обычно не превышает 5 л/сек.

Отложения мергелей характеризуются слабой, преимущественно приповерхностной трещиноватостью. Ширина трещин в них колеблется от долей мм до 10-20 мм.

Приуроченные к ним подземные воды распространены на небольшой глубине - в верхней зоне интенсивной трещиноватости пород. Дебиты родников обычно не превышают 1-1,5 л/сек.

Отложения песчаников характеризуются слабой трещиноватостью представленной тонкими, неглубокими трещинами, что обуславливает слабую их обводненность. Дебиты родников, приуроченных к этим отложениям, не превышают 1 л/сек. Фильтрационные свойства пород характеризуются коэффициентами фильтрации от 0,20 м/сут (мергели) до 89 м/сут (известняки).

Обследование водообильности источников, приуроченных к породам рассматриваемого водоносного комплекса, дало следующие результаты (табл.3)

Таблица 3

Водообильность осадочных пород различного возраста (по данным обследования 30 источников)

Дебит, л/сек	до 1	1-5	5-10	Более 10
Количество источников %	60	36	3	1

г) Трещинные и порово-трещинные воды вулканогенно-осадочных пород

Породы рассматриваемого комплекса слагают в пределах вулканического нагорья преимущественно предгорные его части. Пред-

ставлены они туфами, туфопесчаниками, туфоконгломератами мелового, эоценового, плиоцен-олигоценового возраста.

Малая водопроницаемость этих пород обусловлена их слабой трещиноватостью и малой пористостью, что объясняется кальматажем пустот продуктами выветривания. Величина удельного водопоглощения этих пород варьирует от 0,10 до 1,20 л/мин. Фильтрационные свойства пород характеризуются коэффициентами фильтрации 0,05 - 0,25 м/сут.

Обследование 30 источников, выходящих из пород рассматриваемого комплекса (табл.4), показало, что большая их часть обладает дебитами до 1 л/сек.

Таблица 4

Водообильность вулканогенно-осадочных пород
(по данным обследования 30 источников)

Дебит, л/сек	до 1	1-5	5-10	Более 10
Количество источников, %	60	30	6.6	3.4

д) Порово-пластовые воды озерно-речных отложений артезианских бассейнов

Рассматриваемая территория вулканического нагорья окружена межгорными впадинами и котловинами: Арагатской, Севанская, Ленинаканской, Апаранской и Верхне-Аршинской, являющимися артезианскими бассейнами различной величины.

Разведочными работами в пределах артезианских бассейнов установлено наличие нескольких водоносных горизонтов, приуроченных к озерно-речным отложениям.

Согласно исследованиям А.Е.Амрояна (1966), напорный горизонт в пределах Арагатского артезианского бассейна состоит из двух напорных водоносных подгоризонтов.

Первый напорный водоносный подгоризонт приурочен к озерно-речным отложениям. Озерные глины, играющие роль водоупора, прослеживаются на большой площади. Местами они изменяют свою мощность, а в ряде случаев становятся песчанистыми. Это создает благоприятные условия для проникновения вод из нижележащих водоносных пластов в вышележащие слои.

Буровые скважины, вскрывшие подземные воды первого напорного водоносного подгоризонта, фонтанируют дебитом от 0,5 до

100 л/сек, с высотой напора до 17 м над поверхностью земли.

Второй напорный водоносный подгоризонт приурочен к трещинам и порам ошлакованных андезито-базальтов, мощность которых колеблется от 6 до 350 м и более.

Воды второго подгоризонта характеризуются пьезометрическим напором, достигающим 20 атмосфер.

В пределах Севанского артезианского бассейна В.Т. Вегуни (1961, 1967) установлено наличие трех горизонтов напорных вод. Представлены они валунно-галечными и галечно-песчанистыми отложениями с песчано-суглинистым заполнителем.

Все горизонты в пределах абсолютных отметок 1900–2000 м фонтанируют с удельным дебитом от 0,40 до 8,50 л/сек.

Северо-западная часть рассматриваемого вулканического нагорья граничит с Ленинаканским артезианским бассейном. Согласно данным А.А. Адамян и Г.А. Александян (1965), разведочным бурением установлено наличие двух напорных водоносных горизонтов, приуроченных к породам озерного комплекса. Буровые скважины на глубине 70–76 м фонтанируют с дебитом 1,5–10 л/сек, с высотой установившегося напора до 4,5 м над устьем скважин.

Северо-западная часть массива Арагац граничит с Апаранским артезианским бассейном. Напорные воды в центральной части Апаранского артезианского бассейна вскрыты буровыми скважинами в валунно-галечных отложениях на глубине 66 м. Величина напора здесь составляла 40,8 м.

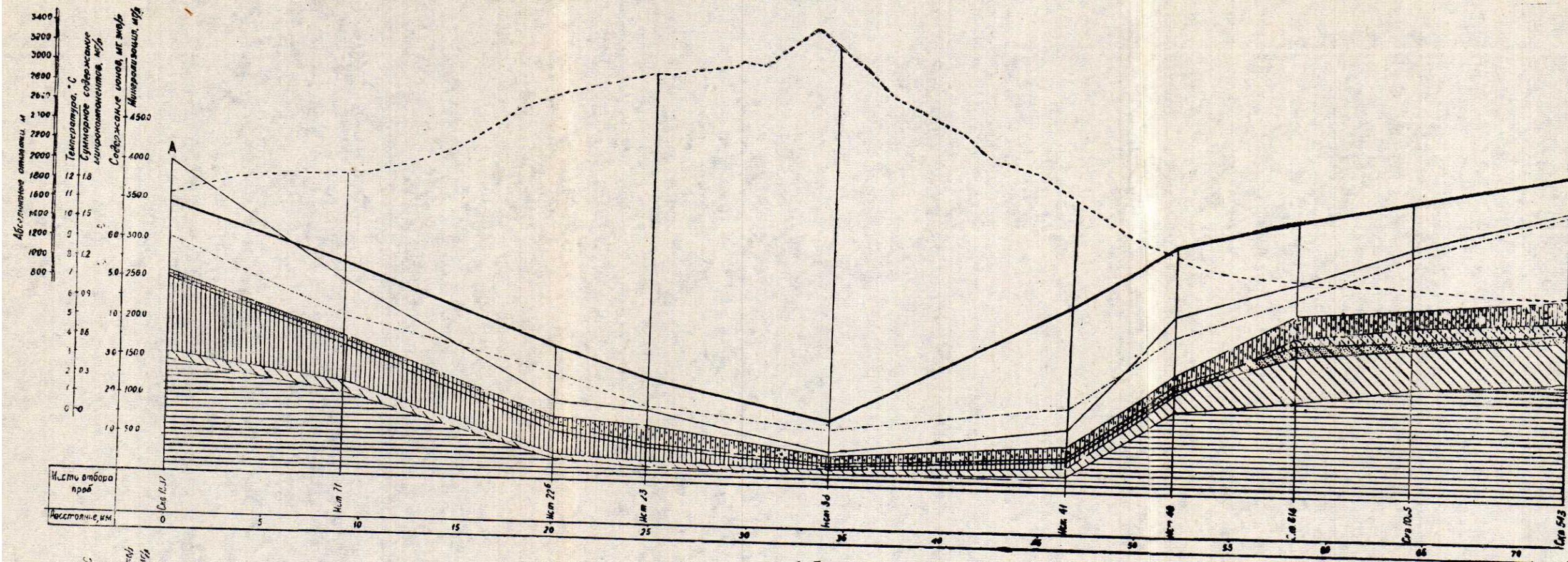
Юго-восточная часть рассматриваемого вулканического нагорья граничит с Верхне-Аршинским артезианским бассейном. Напорные воды вскрыты здесь буровыми скважинами в озерных отложениях (мощность до 20–75 м), заложенными между двумя покровами андезито-базальтов. Дебит скважин достигает 30–50 л/сек.

б. Физико-химическая характеристика

Основная масса подземных вод зоны свободного водообмена в пределах вулканического нагорья характеризуется отличными физическими свойствами, которые обычно не вызывают сомнений в пригодности вод для питьевых целей, ирригации и технического водоснабжения.

Температура подземных вод в пределах рассматриваемого региона неодинакова и изменяется от 1–2°C (весьма холодные) до

ПО ЛИНИИ А-Б



$13-14^{\circ}\text{C}$ (холодные). В основном она постоянна во времени, а максимальная величина амплитуды ее колебания не превышает $0,5^{\circ}\text{C}$.

Как видно из рис. 4, 5 температура подземных вод закономерно изменяется в направлении от центральных частей супербассейнов к краевым ее частям, что, следовательно, указывает на связь с гипсометрией местности. Эта связь наглядно иллюстрируется рис. 6, где по оси ординат отложены абсолютные отметки родников и скважин, а по оси абсцисс – соответствующие им величины температуры воды (рис. 6). Изменение температуры подземных вод в зависимости

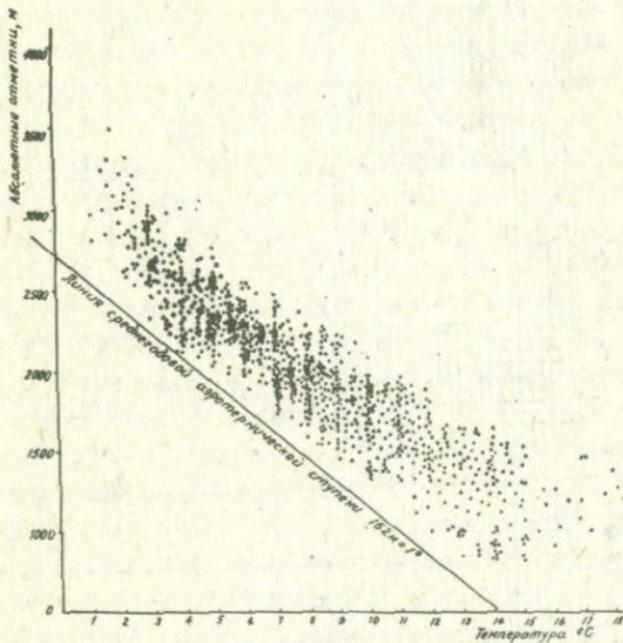


Рис. 6. Зависимость температуры подземных вод от гипсометрии их выходов.

от высоты их выхода на поверхность обусловлено наличием в вулканическом нагорье вертикальной климатической поясности. Величина аэродиаграммического градиента варьирует от $0,3$ до $0,8^{\circ}\text{C}/\text{м}$ и в среднем составляет $0,515^{\circ}\text{C}/\text{м}$. Подземные воды без цвета, без запаха и вкуса, прозрачные. Превосходными физическими свойствами вод издавна и по праву гордятся местные жители.

Изучение химического состава подземных вод вулканического нагорья началось еще с прошлого века, однако в 20-х годах этого

Распределение подземных вод
супербассейнов Центрального вулканического нагорья Арм. ССР по химическому составу.

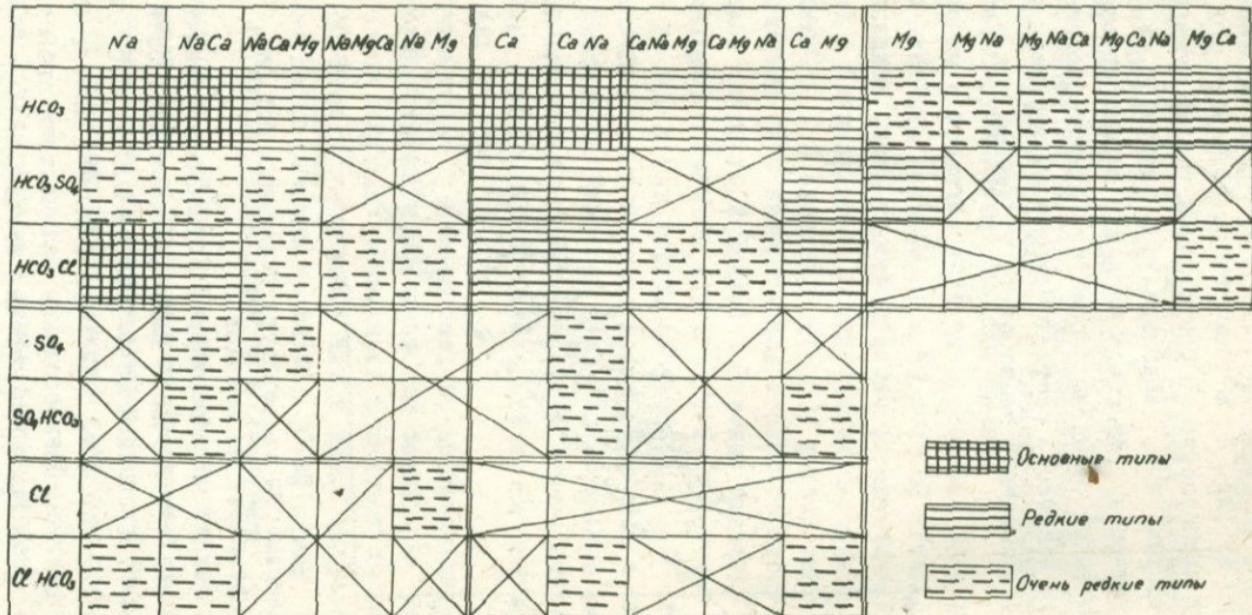


Таблица 5.

столетия количество химических анализов не превышало нескольких десятков. В последующие периоды с развертыванием гидрографических и инженерно-геологических работ большое внимание уделялось химизму вод, благодаря чему в настоящее время накопился значительный материал по гидрохимии нагорья.

На основании собранных нами проб воды, а также данных других исследователей, нам представилась возможность вскрыть определенные закономерности в гидрохимии вод зоны свободного водообмена описываемого региона.

Как видно из распределения химических типов подземных вод, табл. 5 подавляющее большинство их относится к гидрокарбонатным и сравнительно меньше к гидрокарбонатно-хлоридным водам^{x/}. Сульфатные и хлоридные воды являются не характерными для данного региона и представлены единичными пробами, генезис которых в основном обусловлен как процессом смешения пресных вод с минеральными, так и выщелачиванием соленосных отложений. Минерализация подземных вод региона (согласно классификации В.И.Вернадского, дополненной А.В.Шербаковым, 1962) варьирует от весьма пресных ($0,045-0,200$ г/л) до нормально пресных ($0,500-0,650$ г/л). Значительная амплитуда колебания минерализации подземных вод, достигающая $0,500$ г/л, а в ряде случаев и более, обусловлена главным образом наличием вертикальной климатической зональности.

Свободные газы в подземных водах зоны свободного водообмена, как правило, отсутствуют, за исключением небольшого количества кислорода и азота, имеющих чисто атмосферное происхождение, и углекислого газа ($9-44$ мг/л), поступающего по трещинам из глубин.

Немаловажная роль в химическом составе подземных вод рассматриваемого региона принадлежит кремнезему.

В литературе имеются весьма ограниченные сведения о наличии кремнезема в холодных пресных водах зоны свободного водообмена поствулканических районов, каким и является территория описываемого вулканического нагорья.

На основании собранных нами проб воды, а также данных других исследователей, нами была выявлена закономерность распределения кремнезема в подземных водах зоны свободного водообмена в пределах региона (рис.4).

Содержание кремнезема в подземных водах варьирует от $13,50$

^{x/} Наименование типа воды дается от большого компонента к меньшему (по формуле химического состава слева направо).

до 109,20 мг/л, что составляет от 5 до 30% общей минерализации.

Процентное содержание кремнезема, в зависимости от величины минерализации подземных вод, в пределах территории рассматриваемого региона подчинено определенной закономерности.

Так, сформировавшиеся в высокогорных частях нагорья подземные воды, по мере своего движения к областям разгрузки, выщелачивающей породы, легко насыщаются кремнеземом, содержание которого достигает 20-25% величины минерализации вод. При достижении определенного предела насыщения вод кремнеземом, интенсивность приращения его начинает резко падать, а, следовательно, и процент содержания его от минерализации подземных вод уменьшается.

Этим и объясняется тот факт, что содержание кремнезема в предгорных частях нагорья не превышает 5-10% минерализации вод, в то время, как в среднегорных районах оно составляет 15-30%.

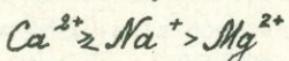
Рассмотрим особенности химического состава подземных вод, приуроченных к различным литолого-петрографическим комплексам пород.

а) Химический состав подземных вод комплекса рыхлых и слабо cementированных пород четвертичного возраста.

Многообразие природных условий создает благоприятную обстановку, способствующую формированию сравнительно разнообразного химического состава этих вод.

Данные анализов химического состава показывают, что воды рассматриваемого водоносного комплекса в основном гидрокарбонатного типа, сравнительно реже встречаются гидрокарбонатно-хлоридные, единичными анализами представлены гидрокарбонатно-сульфатные воды.

Если во всех подземных водах рассматриваемого водоносного комплекса присутствие анионов HCO_3^- и Cl^- является обязательным, то этого нельзя сказать об ионе SO_4^{2-} , который в ряде родников совсем отсутствует. Катионный состав вод весьма разнообразен. В целом имеем место следующее их соотношение:



Подавляющее большинство подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса характеризуется минерализацией от 50 до 120 мг/л.

Соотношение ингредиентов в зависимости от величины минерали-

Химический состав подземных вод различных водоносных комплексов
Центрального вулканического нагорья Арм.ССР

Таблица 6

Водоносный комплекс	Экстремальные значения (мин. - макс.) преобладающие значения										
	Na+K	Mg	Ca	Fe _{тот}	Al	Cl	SO ₄	HCO ₃	K ₂ SiO ₃	Общая минерализация.	pH
Рыхлых и слабо-сцепментированных четвертичных отложений	<u>1,50-90,00</u> 2,00-32,00	<u>0,50-56,00</u> 1,00-12,50	<u>2,50-118,00</u> 6,25-78,00	<u>0,11-2,22</u> 0,70-0,75	<u>0,01-1,25</u> 0,40-0,43	<u>3,50-110,25</u> 6,00-22,50	<u>Н.одн-32,00</u> 2,25-12,00	<u>12,00-353,00</u> 24,50-86,00	<u>6,50-56,00</u> 8,00-30,00	<u>92,50-419,00</u> 60,00-125,00	<u>6,2 - 7,7</u> 7,0 - 7,2
Третичных и четвертичных лавовых образований	<u>2,50-100,00</u> 3,00-23,00	<u>Н.одн-32,00</u> 1,00-12,00	<u>2,00-72,00</u> 4,00-35,00	<u>0,02-2,04</u> 0,20-0,40	<u>0,007-2,51</u> 0,25-0,63	<u>3,50-64,00</u> 4,00-20,00	<u>Н.одн-54,50</u> Н.одн-14,00	<u>12,50-287,00</u> 46,50-134,00	<u>12,50-58,50</u> 20,00-45,00	<u>52,00-620,00</u> 60,00-160,00	<u>5,5 - 8,7</u> 6,4 - 7,2
Осадочных пород различного возраста	<u>2,00-90,00</u> 7,00-34,00	<u>3,00-33,00</u> 4,00-16,00	<u>9,00-91,00</u> 25,00-70,00	<u>0,096-0,93</u> 0,10-0,32	<u>0,027-0,61</u> 0,15-0,30	<u>3,00-80,00</u> 5,00-22,00	<u>7,50-151,00</u> 10,00-49,00	<u>68,00-376,00</u> 146,00-284,00	<u>7,00-65,00</u> 8,00-40,00	<u>160,00-596,00</u> 265,00-410,00	<u>6,8 - 7,7</u> 6,9 - 7,5
Вулканогенно-осадочных пород	<u>3,00-37,00</u> 11,00-34,00	<u>2,00-22,00</u> 4,00-13,00	<u>4,00-76,00</u> 10,00-40,00	<u>0,054-1,46</u> 0,88-0,95	<u>0,19-1,68</u> 0,50-0,70	<u>5,00-26,00</u> 7,00-14,00	<u>2,00-68,00</u> 6,00-28,00	<u>20,00-292,00</u> 60,00-182,00	<u>32,00-74,00</u> 34,00-64,00	<u>60,00-410,00</u> III.00-217,00	<u>6,3 - 7,3</u> 6,4 - 7,2
Озерно-речных отложений артезианских бассейнов	<u>6,00-220,00</u> 10,00-52,00	<u>2,00-65,00</u> 5,00-30,00	<u>14,00-248,00</u> 22,00-55,00	<u>0,35-1,34</u> 0,55-0,90	<u>0,23-0,45</u> 0,26-0,32	<u>9,00-172,00</u> 12,00-45,00	<u>Н.одн-225,00</u> 8,00-50,00	<u>35,00-899,00</u> 110,00-295,00	<u>10,00-92,00</u> 15,00-52,00	<u>175,00-1340,00</u> 200,00-550,00	<u>6,2 - 8,1</u> 7,0 - 7,3

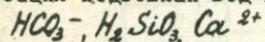
зации вод непостоянно.

Так быстро и прямо пропорционально минерализации подземных вод происходит возрастание содержания иона HCO_3^- , интенсивность приращения которого, начиная с минерализации 290-310 мг/л, резко сокращается.

Для SO_4^{2-} , Cl^- и Mg^{2+} наблюдается прямо пропорциональное, но сравнительно незначительное их возрастание концентрации ионов с увеличением минерализации.

Относительно сложно соотношение ионов Ca и Na . С увеличением минерализации подземных вод происходит рост содержания иона Na и уменьшение иона Ca . Экстремальные значения их отмечаются при минерализации воды около 150 мг/л. Дальнейшее увеличение минерализации вод обусловливает тенденцию к смене доминирующего катиона и, начиная с минерализации 220 мг/л, ион Ca преобладает над Na .

Из приведенного выше анализа можно заключить, что минерализация подземных вод в основном обусловлена содержанием:



Таким образом, воды описываемого комплекса пород весьма слабо минерализованы, кремнистые и имеют гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-натриево-магниевый состав (табл.6).

Спектральным анализом сухих остатков в подземных водах этого комплекса обнаружены различные микрокомпоненты (табл.7).

Для характеристики миграционной способности элементов в подземных водах мы воспользовались коэффициентом водной миграции (K_x) по А.И.Перельману (1955).

$$K_x = \frac{m_x \cdot 100}{\alpha \cdot n_x}$$

где

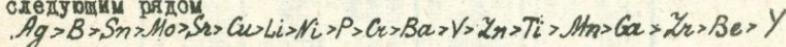
m_x - содержание элемента в природной воде, г/л /точка

n_x - то же в горных породах, в кларках,

α - сумма минеральных веществ, растворенных в воде в г/л.

В зависимости от величины коэффициента водной миграции среди микроэлементов различаются следующие 4 группы водных мигрантов (табл.8).

Миграционная активность микроэлементов в подземных водах рассматриваемого водоносного комплекса может быть представлена следующим рядом:



б) Химический состав подземных вод комплекса третичных и

Таблица 7

Встречаемость микроэлементов в подземных водах различных водоносных комплексов Центрального вулканического нагорья Арм. ССР

88

Водоносный комплекс	Встречаемость в подземных водах, % (по Е.Е.Беляковой, 1962)				
	Широко распространенные (более 80%)	Часто встречающиеся (50-80%)	Неравномерно распределяющиеся (25-50%)	Ограниченно распространенные (10-25%)	Редко встречающиеся (менее 10%)
Рыхлых и слабосцепментированных отложений четвертичного возраста	Mn, Ti, Cu, Ag, Sr, B, Ni Cr, Ba, Li	P, Sn, V, Mo, Zn	Zr, Ga	Y, Be	—
Третичных и четвертичных лавовых образований	Mn, Ti, Cu, Ag, Sr, B, V Cr, Mo, Ba, Li	Ni, P, Zn	Ga, Zr, Sn	Pb	Y, Be, Co
Осадочных пород различного возраста	Mn, Ti, Cu, Ag, Sr, Ni Cr, Ba, Li	B	—	Sn, V	—
Вулканогенно-осадочных пород	Mn, Ti, Cu, Ag, Sr, Ni Cr, Mo, Ba, Li	V, B, Zn, P	Zr, Ga, Be	Sn, Co, Pb	—

Таблица 8

Миграционная активность микроэлементов в подземных водах различных
водоносных комплексов Центрального вулканического нагорья Арм.ССР

Водоносный комплекс	Группы водных мигрантов (по А.И.Перельману, 1955)			
	Очень подвижные мигранты $K_x = \text{п.} \cdot 10 - \text{п.} \cdot 100$	Легко подвижные мигранты $K_x = \text{п.} \cdot \text{п.} \cdot 10 \quad (\text{п} < 2)$	Подвижные мигранты $K_x = 0 \cdot \text{п.} - \text{п}$ $(\text{п} < 5)$	Слабо подвижные мигранты $K_x = 0 \cdot 0\text{п}$ и менее
Рыхлых и слабо-сцепментированных отложений четвертичного возраста	Ag	Sr, B, Sn, Mo	Mn, Ti, Cu, Ni, Cr, Ba, Li, P, V, Zn	Zr, Ga, Y, Be
Третичных и четвертичных лавовых образований	Ag	B, Mo, Sn	Cu, Sr, Y, Cr, Ba, Li, Ni, P, Zn, Pb	Mn, Ti, Ga, Zr, Y, Be, Co
Вулканогенно-осадочных пород	Ag	Mo	Mn, Cu, Sr, Ni, Cr, Ba, Li, V, B, Zn, Pb, Sn	Ti, Zr, Ga, Be, Co, Pb
Осадочных пород различных возрастов	Ag	Sr, Sn	Mn, Cu, Ni, Cr, Li, B, Ba	Ti, V

четвертичных лавовых образований.

Подземные воды, приуроченные к трещиноватым третичным и четвертичным лавовым образованиям, имеют, как уже было сказано, основное распространение в пределах рассматриваемого региона.

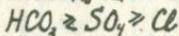
Интерпретация их химического состава до настоящего времени не получила широкой проработки — имеющиеся разрозненные, а в ряде случаев и несовершенные анализы вод, не имели нужного истолкования.

Собранный нами новый гидрохимический материал, а также данные других исследователей, позволили расширить и уточнить представления о подземных водах лавовых образований нагорья. Данные химического состава подземных вод рассматриваемого комплекса пород показали сравнительную однородность их анионного состава и разнообразие катионного.

Основная масса проб характеризуется гидрокарбонатным составом и лишь меньшая часть — смешанным.

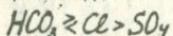
По характеру анионного состава вод, здесь можно выделить три своеобразные модификации. Воды первой модификации характеризуются отсутствием (или незначительным содержанием) сульфатов. Что касается остальных ионов, то здесь имеет место их следующее соотношение: $\text{HCO}_3 \geq \text{Cl}$.

Воды второй модификации характеризуются нормальным, а в ряде случаев повышенным содержанием сульфатов. Соотношение ионов в подземных водах имеет следующий вид:



Гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатные воды, как видно из гидрохимической карты (рис. 4), имеют крайне ограниченное, локальное распространение. Генезис этих вод обусловлен как процессами выщелачивания древних соленосных или гипсонасенных пород, так и процессами окисления сульфидных минералов.

Третья модификация анионного состава подземных вод рассматриваемого комплекса пород характеризуется гидрокарбонатно-хлоридным и, крайне редко, хлоридно-гидрокарбонатным составом вод с низкой величиной минерализации. Соотношение ионов в подземных водах имеет следующий вид:



Гидрокарбонатно-хлоридные воды характеризуются широким распространением в пределах региона, где они приурочены в основном к вершинам и привершинным частям.

Не останавливаясь подробно на генезисе этих вод, который рассмотрен нами в главе "Формирование подземных вод", следует лишь отметить, что низкая величина их минерализации (до 100 - 150 мг/л) в сочетании с высокими гипсометрическими отметками их распространения позволяет предполагать в основном золовый источник привноса хлоридных солей.

Что касается гидрокарбонатно-хлоридных и хлоридных вод, приуроченных к отдельным локальным участкам, расположенным на сравнительно низких гипсометрических отметках нагорья, то здесь имеет место смешение пресных гидрокарбонатных вод с солеными хлоридными.

Разнообразен характер катионного состава подземных вод рассматриваемого комплекса.

Основная масса этих вод характеризуется смешанным и реже натриевым, кальциевым или магниевым составом.

Катионный состав обусловлен главным образом процессами выщелачивания горных пород. Что же касается повышенного содержания Mg^{2+} в отдельных пробах, то оно объясняется подтоком и питанием этих родников водами оз. Севан (группы родников Ридамал, Атарбекян, Макраванские и пр.), а в ряде случаев и смешанием пресных вод с глубинными минерализованными магниевыми водами.

Подземные воды, приуроченные к зонам контакта эфузивов с осадочными породами, характеризуются повышенной минерализацией и неоднородностью ионного состава. В этом случае процесс обогащения вод отдельными ионами усложняется выщелачиванием солей из осадочных пород.

Немаловажную роль в процессе выщелачивания горных пород и разложения силикатов играет наличие в водах свободной углекислоты. Содержание свободной углекислоты в подземных водах рассматриваемого водоносного комплекса преимущественно варьирует от 6,6 до 30,8 мг/л.

Воды рассматриваемого комплекса пород характеризуются также широким диапазоном минерализации, варьирующим от 52 до 620 мг/л, причем соотношение главных ингредиентов непостоянное и изменяется в зависимости от величины минерализации.

С увеличением минерализации подземных вод наблюдается резкое возрастание содержания HCO_3^- , интенсивность приращения которого, начиная с минерализации более чем 400-425 мг/л, заметно падает.

Со сравнительно меньшей интенсивностью происходит также прямо пропорциональный рост содержания H_2SiO_3 и Mg^{2+} . Что касается ионов SO_4^{2-} и Cl^- , то здесь до минерализации подземных вод 400–425 мг/л наблюдается преобладание содержания хлоридов над сульфатами, с дальнейшим ростом минерализации вод это соотношение меняется на обратное.

Сложным соотношением характеризуется содержание ионов Ca и Na .

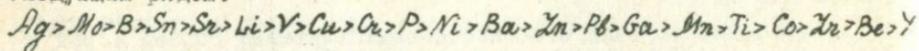
Так, до минерализации вод 170–180 мг/л имеет место преобладание Na^+ над Ca^{2+} . В интервале минерализации подземных вод от 170–180 мг/л до 480–490 мг/л Ca^{2+} становится доминирующим над Na^+ , а при минерализации более 480–490 мг/л Na^+ вновь становится преобладающим.

Из приведенного анализа следует, что увеличение минерализации подземных вод рассматриваемого комплекса пород в основном обусловлено содержанием ионов: HCO_3 , H_2SiO_3 , Na и SO_4 .

Таким образом, подземные воды комплекса третичных и четвертичных лавовых образований характеризуются как весьма пресные–пресные, гидрокарбонатно-хлоридные (для высокогорных районов), гидрокарбонатные (для среднегорья и предгорья) с различным катионным составом (табл.6).

Спектральным анализом сухих остатков в подземных водах этого комплекса обнаружены различные микрокомпоненты (табл.7), характеристика миграционной способности которых приведена в табл.8.

Миграционная активность микроэлементов в подземных водах рассматриваемого водоносного комплекса может быть представлена следующим рядом:



в. Химический состав подземных вод комплекса осадочных пород различного возраста

Рассматриваемый водоносный комплекс пород в пределах региона имеет крайне ограниченное распространение. Основная масса вод характеризуется гидрокарбонатным и реже гидрокарбонатно-сульфатным составом. Соотношение анионов в подземных водах имеет следующий вид: $HCO_3 > SO_4 > Cl^-$

По содержанию катионов воды преимущественно кальциевого, кальциево-натриевого и реже кальциево-натриево-магниевого состава. Соотношение катионов в этих водах: $Ca > Na > Mg$

Минерализация подземных вод варьирует от 160 мг/л до 596 мг/л.

С ростом величины минерализации подземных вод наблюдается изменение соотношения ионов. Так, наиболее быстро и прямо пропорционально минерализации подземных вод происходит увеличение HCO_3^- сравнительно медленно Ca^{2+} , H_2SiO_3 , Na^+ и Mg^{2+} . Что касается содержания SO_4^{2-} и Cl^- , то здесь до минерализации вод 200-210 мг/л SO_4^{2-} преобладает над Cl^- , в интервале от 200-210 мг/л до 420-425 мг/л Cl^- доминирует над SO_4^{2-} , а с дальнейшим увеличением величины минерализации подземных вод SO_4^{2-} вновь приобретает доминирующее положение.

Изменение минерализации подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса в основном обусловливается содержанием ионов: HCO_3^- и Ca^{2+} .

В целом химический состав подземных вод комплекса осадочных пород различного возраста представлен гидрокарбонатно-кальциевым, гидрокарбонатно-кальциево-натриевым (характерным преимущественно для песчано-глинистых и карбонатных отложений), гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевым, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевым и реже гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниевым (характерными для соленосно-гипсонасных отложений) типами (табл. 6).

Спектральными анализами сухих остатков подземных вод обнаружен ряд микроэлементов (табл. 7), характеристика миграционной способности которых приведена в табл. 8.

Миграционная активность микроэлементов в подземных водах рассматриваемого водоносного комплекса может быть представлена следующим рядом: $Ag > Sr > Sn > Ba > Ge > M > Cu > Li > Mn > V > Ti$

г) Химический состав подземных вод комплекса вулканогенно-осадочных пород

Рассматриваемый водоносный комплекс пород имеет локальное распространение преимущественно в предгорных и среднегорных частях вулканического нагорья, где литологически представлен туфами, туфоконгломератами, туфобрекциями, туфопесчаниками.

Воды, циркулирующие в этих породах, формируются в высокогорных частях нагорья, сложенного третичными и четвертичными лавовыми образованиями. Следовательно, значительная роль в формировании химического состава подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса пород принадлежит их первоначальному составу.

По химическому составу воды характеризуются как гидрокарбо-

нативные, в ряде случаев бессульфатные. Воды, обогащенные сульфатами, не характерны для рассматриваемого комплекса пород, а их формирование происходит в результате выщелачивания осадочных фаций.

Здесь имеет место следующее соотношение анионов: $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4$.

По катионному составу воды кальциевые, натриевые и смешанные. В соотношении катионов наблюдается следующая зависимость: $\text{Ca} > \text{Na}$.

Величина минерализации подземных вод рассматриваемого комплекса пород варьирует в большом интервале от 60–65 мг/л до 400–410 мг/л.

Наиболее быстро и прямо пропорционально минерализации подземных вод происходит увеличение содержания иона HCO_3 , сравнительно медленнее H_2SiO_3 и весьма медленно Mg . Сложная зависимость имеет место в соотношении ионов Ca и Na . До минерализации 100 мг/л наблюдается преобладание содержания иона Ca над Na в интервале от 100 до 185 мг/л ион Na доминирует над Ca . В последующем росте минерализации подземных вод ион Ca вновь становится доминирующим.

В соотношении ионов Cl и SO_4 имеет место следующая зависимость.

До минерализации подземных вод 250–255 мг/л ион Cl является доминирующим, в интервале от 250–255 мг/л до 350 мг/л ион SO_4 преобладает над Cl , а при дальнейшем росте минерализации ион Cl вновь становится доминирующим.

Таким образом, рост минерализации вод в основном обусловлен содержанием ионов: HCO_3 , H_2SiO_3 , Ca , Na . Наиболее широко распространенным типом вод в пределах рассматриваемого водоносного комплекса пород являются гидрокарбонатные натриевые или кальциевые воды.

Химический состав подземных вод этого комплекса характеризуется данными, приведенными в табл. 6.

Спектральным анализом сухих остатков обнаружен ряд микроэлементов (табл. 7), миграционная способность которых приведена в табл. 8.

Миграционная активность микроэлементов в подземных водах рассматриваемого водоносного комплекса может быть представлена следующим рядом:

$\text{Ag} > \text{Mo} > \text{Sr} > \text{B} > \text{Sn} > \text{V} > \text{Cr} > \text{Cu} > \text{Li} > \text{P} > \text{Ni} > \text{Ba} > \text{Zn} > \text{Mn} > \text{Ga} > (\text{Ti}, \text{Pb}) > \text{Co} > \text{Xr} > \text{Be}$

д. Химический состав подземных вод озерно-речных
отложений артезианских бассейнов

Арагатская, Севанская, Ленинаканская, Апаранская и Верхне-
Аршинская межгорные впадины и котловины, расположенные в перифе-
рийных частях вулканического нагорья, не входят в пределы час-
тей рассматриваемого нами региона. Однако тот факт, что они являются
районами разгрузки подземных вод, сформированных в пределах су-
пербассейнов (Арагац, Гегамского и Варденисского) побудил нас
кратко рассмотреть химический состав и этих вод.

Как было отмечено выше, подземные воды, сформированные в пре-
делах высокогорных – среднегорных частей рассматриваемых супер-
бассейнов, движутся к периферийным его частям, где они частично
выклиниваются в виде мощного родникового стока, а остальная
часть их разгружается в рыхлые и слабо cementированные озерные
и озерно-речные отложения межгорных впадин и котловин, образуя
регионально выраженные водоносные горизонты.

Химический состав этих вод рассматривается нами по данным
опробования буровых скважин.

Данные химических анализов показывают сравнительное разнооб-
разие химического состава этих вод.

В анионном составе вод доминирующим является ион HCO_3^- , в ряде
случаев наблюдается повышенное содержание ионов SO_4^{2-} и Cl^- . Катион-
ный состав еще более неоднороден. Основная масса подземных вод
имеет смешанный катионный состав, при общем доминирующем положе-
нии иона Ca^{2+} .

Сложный и пестрый в литолого-петрографическом отношении ха-
рактер водовмещающих пород рассматриваемого комплекса несомненно
сказался на особенностях химического состава циркулирующих в них
подземных вод (табл.6).

В целом подземные воды характеризуются гидрокарбонатным
(гидрокарбонатно-сульфатным, гидрокарбонатно-хлоридным) и реже
сульфатным и хлоридным типами, при самом разнообразном их катион-
ном составе. Величина общей минерализации вод колеблется в широ-
ких пределах от 175 до 1340 мг/л и связана в основном с содержа-
нием ионов: HCO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} , Na^+ .

Изменение величины общей минерализации и состава подземных
вод в вертикальном и горизонтальном направлениях очевидно объяс-
няется как гидродинамическими особенностями водоносных горизон-

Таблица 9

Изменение химического состава и минерализации подземных вод
в зависимости от высотной поясности Центрального вулканического
нагорья Арм.ССР

76

П о я с н о с т ь		Минерализация мг/л			
		менее 100	100 - 300	300 - 500	более 500
Высоко- горье	Привершинные лавовые плато	$\frac{HCO_3}{Na+K}$	—	—	—
	Слоны щитовидных массивов	$\frac{HCO_3}{Na+K}$	$\frac{HCO_3}{Na+K+Ca}$	—	—
Среднегорье	Низкогорные лавовые плато	$\frac{HCO_3}{Na+K-Ca}$	$\frac{HCO_3}{Ca-Na+K}$	$\frac{HCO_3}{Ca-Na+K}$	—
		—	$\frac{HCO_3}{Ca}$	$\frac{HCO_3}{Ca-Na+K}$	$\frac{HCO_3}{Ca-Mg}$
Протеро- е	Аллювиально-проло- вильные, озерные и озерно-речные равнины	—	—	$\frac{HCO_3}{Ca-Na+K}$	$\frac{HCO_3}{Ca-Mg}$

тов (наличие застойных и хорошо проточных участков), так и характером литологического и химического состава водо-вмещающих пород, а также длительностью циркуляции вод. Вместе с тем немаловажная роль в формировании химического состава вод, особенно минерализованных хлоридных и сульфатных, принадлежит подтоку глубинных высокоминерализованных вод.

Спектральным анализом сухих остатков подземных вод обнаружено содержание следующих микроэлементов:

Ti, Cu, Ag, Sr, B, O, Ba, Li, Mn, Mo, Xn, Sn, Mn.

Из всего изложенного видно, что характер макрокомпонентного состава и минерализации подземных вод вулканического нагорья в определенной степени обусловлен литолого-петрографическим составом пород водоносных комплексов (табл.6).

Вместе с тем, как видно из гидрохимической карты (рис.4), большое значение в распространении макрокомпонентов в подземных водах региона принадлежит ландшафтно-поясной зональности. По мере снижения абсолютных отметок вулканического нагорья происходит увеличение минерализации подземных вод и изменение их солевого состава (табл.9).

В целом подземные воды региона в основном гидрокарбонатного состава, а в районе привершинного лавового плато они гидрокарбонатно-хлоридные. Вместе с тем, в пределах региона имеются отдельные, сравнительно небольшие участки, где распространены гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатно-сульфатные и сульфатно-гидрокарбонатные подземные воды. Генезис этих азональных вод обусловлен интенсивностью процессов выщелачивания и растворения водовмещающих пород и подтоком вод из нижней гидродинамической зоны.

Катионный состав подземных вод весьма разнообразен и изменяется от натриевого в пределах привершинных лавовых плато до кальциево-магниевого в аллювиальных, пролювиальных, озерных и озерно-речных равнинах. Преобладающие и фоновые значения макрокомпонентов подземных вод в зависимости от высотной поясности региона, приведены в табл.10.

Как видно из таблицы, здесь имеет место определенная закономерность в содержании макрокомпонентов, выраженная в возрастании их концентрации от высокогорных частей нагорья к предгорью. Для характеристики миграционной способности катионов в подземных во-

Таблица 10

Содержание макрокомпонентов в подземных водах
вулканического нагорья в зависимости от высотной
поясности

Поясность Макро- компоненты	Высокогорье	Среднегорье	Предгорье
<i>Na+K</i>	<u>5.60-18.00</u> 10.30	<u>8.00-24.00</u> 14.40	<u>10.00-52.00</u> 27.80
<i>Mg</i>	<u>0.75-2.40</u> 1.60	<u>2.10-5.20</u> 4.20	<u>5.00-30.00</u> 19.70
<i>Ca</i>	<u>2.60-7.80</u> 5.90	<u>6.70-26.0</u> 17.70	<u>22.0-98.5</u> 49.1
<i>Fe обн.</i>	<u>0.10-0.35</u> 0.25	<u>0.20-0.50</u> 0.44	<u>0.51-1.17</u> 0.75
<i>Nl</i>	<u>0.09-0.28</u> 0.18	<u>0.19-0.49</u> 0.35	<u>0.40-0.99</u> 0.62
<i>Cl</i>	<u>5.70-12.50</u> 9.20	<u>7.10-15.00</u> 11.10	<u>12.00-45.00</u> 27.30
<i>SO₄</i>	<u>1.40-3.80</u> 1.80	<u>3.80-13.30</u> 5.40	<u>8.00-50.00</u> 27.90
<i>HCO₃</i>	<u>24.00-48.00</u> 40.00	<u>47.00-122.00</u> 94.60	<u>110.00-295.00</u> 236.00
<i>H₂SiO₃</i>	<u>26.00-45.00</u> 35.00	<u>30.00-73.00</u> 48.00	<u>45.00-86.00</u> 58.00
Минерализация	<u>42.00-90.00</u> 70.00	<u>90.00-161.00</u> 148.00	<u>280.00-550.00</u> 388.00
<i>pH</i>	<u>7.00-7.6</u> 7.4	<u>7.4-8.0</u> 7.6	<u>7.0-7.8</u> 7.6

Примечание: в числителе - преобладающие значения,
в знаменателе - фоновые концентрации.

Таблица II

Изменение коэффициента водной миграции в зависимости
от вертикальной поясности

Поясность \ Коэффициент водной миграции	<i>Na+K</i>	<i>Mg</i>	<i>Ca</i>	<i>Fe общ.</i>	<i>Al</i>
Высокогорье	<u>2.667-4.000</u> 2.942	<u>0.961-1.426</u> 1.073	<u>2.091-2.942</u> 2.667	<u>0.051-0.084</u> 0.077	<u>0.027-0.038</u> 0.032
Среднегорье	<u>1.770-2.981</u> 1.945	<u>1.247-1.727</u> 1.438	<u>2.515-5.455</u> 4.090	<u>0.047-0.070</u> 0.064	<u>0.026-0.037</u> 0.029
Предгорье	<u>0.714-1.891</u> 1.443	<u>1.337-2.918</u> 2.776	<u>2.653-6.050</u> 4.260	<u>0.038-0.046</u> 0.041	<u>0.018-0.023</u> 0.019

Примечание: в числителе – преобладающие значения
в знаменателе – фоновые концентрации

дах рассматриваемого региона, нами подсчитаны коэффициенты водной миграции по формуле А.М.Перельмана (табл. II).

Миграционная активность элементов в подземных водах региона в зависимости от вертикальной поясности, может быть представлена следующими рядами:

для высокогорья: $\text{Na} > \text{K} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{Fe} > \text{Al}$

среднегорья: $\text{Ca} > \text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Fe} > \text{Al}$

предгорья: $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{K} > \text{Fe} > \text{Al}$

Из всего изложенного видно, что в распределении макрокомпонентов в подземных водах вулканического нагорья наблюдается гидрохимическая зональность, проявляющаяся в перераспределении макрокомпонентов по мере понижения абсолютных отметок рельефа.

Миграционная активность одних компонентов (Ca, Mg) возрастает, других же ($\text{Na}, \text{Fe}, \text{Al}$) уменьшается.

Сказанное наглядно иллюстрируется гидрохимической картой и гидрохимическими профилями (рис. 4,5).

Аналогичная картина наблюдается и в изменении микрокомпонентного состава в подземных водах региона. По мере снижения абсолютных отметок местности, смены ландшафтов и гидрохимических зон, происходит изменение экстремальных и фоновых концентраций микроэлементов. В основном почти все микроэлементы, обнаруженные в подземных водах региона, по мере снижения абсолютных отметок местности, имеют тенденцию к возрастанию своего содержания. Исключением являются P , Zn и Be у которых происходит уменьшение концентрации.

Что же касается $\text{Ga}, \text{Y}, \text{Co}$, то в распределении их не выявлено четких региональных закономерностей.

По интенсивности миграционной способности микроэлементов в пределах различных высотных поясов нагорья различаются следующие группы водных мигрантов (табл. I2).

В целом миграционная активность микроэлементов в подземных водах вулканического нагорья может быть представлена следующими рядами:

высокогорья: $\text{Ag} > \text{Mo} > \text{V} > \text{Li} > \text{Sn} > \text{Sr} > \text{Cu} > \text{Ni} > \text{Y} > \text{P} > \text{Cr} > \text{Be} > \text{Ba} > \text{Zn} > \text{Pb} > \text{Mn} > \text{Ti} > \text{Ga} > \text{Ba} > \text{Zn}$

среднегорья: $\text{Ag} > \text{Mo} > \text{Sn} > \text{V} > \text{Sr} > \text{Cu} > \text{Li} > \text{Ni} > \text{Sr} > \text{Ba} > \text{Y} > \text{P} > \text{Zn} > \text{Mn} > \text{Ga} > \text{Ti} > \text{Pb} > \text{Y} > \text{Be} > \text{Zn} > \text{Al}$

предгорья: $\text{Ag} > \text{V} > \text{Sr} > \text{Li} > \text{Sn} > \text{Cu} > \text{Mo} > \text{Cr} > \text{Y} > \text{Ni} > \text{Ba} > \text{Pb} > \text{Ti} > \text{Mn} > \text{Co} > \text{Zn} > \text{P} > \text{Zn}$

Установленные особенности водной миграции микрокомпонентов, проявляющиеся в тесной связи с гидрохимической и климатической зонами

Таблица 12

Миграционная способность микроэлементов в подземных водах вулканического нагорья в зависимости от высотной поясности

Поясность Группы водных мигрантов	Высокогорье	Среднегорье	Предгорье
Очень подвижные мигранты $K_x = \text{по-п.} 100$	Ag	Ag	Ag, B
Легко подвижные мигранты $K_x = \text{п-п.} 10 (\text{п} < 2)$	Mo, Cu, Sn, Sr, B, Li	Mo, Cu, Sn, Sr, B, Li и др.	Mo, Cu, Sn, Sr, Li
Подвижные мигранты $K_x = 0, \text{п-п} (\text{п} < 5)$	Mn, Y, Ce, Zn, Ba, P, Be	Y, Ce, Zn, Ba, P	Ni, V, Ce, Ba, Pb
Слабо подвижные и инертные мигранты $K_x = 0, \text{Op}$ и менее	Mn, Ti, Zn, Ga, Pb	Mn, Ti, Zn, Ba, P, Y, Ce, Ba	Mn, Ti, Zn, Ce, Zn, P

нольностью, подтверждают мнение ряда исследователей (А.В.Шербакова, Е.А.Понаморева, С.Г.Бадулина, Н.И.Долухановой, В.М.Степанова, П.И.Иванова и др.) о необходимости раздельного определения фоновых концентраций для территорий, резко различных по природным условиям.

В. Режим подземных вод

Систематические наблюдения за режимом подземных вод проводятся с 1944 г. гидрорежимной станцией Армянского геологического управления, которая занимается планомерным изучением основных закономерностей режима подземных вод, с целью выявления возможности водоснабжения населенных пунктов, осушения заболоченных участков, прогноза изменения уровня подземных вод (в районе Севанского, Артезианского бассейна) в связи с понижением уровня оз. Севан, установления гидродинамической связи подземных вод с водами оз. Севан и пр.

В настоящее время в пределах рассматриваемого региона наблюдения за режимом подземных вод проводятся в 124 пунктах.

В процессе наблюдений фиксируются изменения дебита родников, температуры, уровня подземных вод и химического состава.

Изменения дебита родников

Рассматриваемое вулканическое нагорье богато выходами многочисленных родников, дебиты которых характеризуются различной степенью изменчивости в течение года.

В вершинной зоне вулканического нагорья (абс.отм. более 3200-3300 м) большая крутизна склонов и характер фильтрационных свойств пород обуславливает преобладание поверхностного стока над подземным. То малое количество воды, которое инфильтруется в период положительных температур воздуха, выходит в пределах зоны в виде нескольких малодебитных, сезонно действующих родников.

Зона структурно-декудационных привершинных лавовых плато (абс.отм. 2500-3300 м) имеет более благоприятные условия для формирования подземного стока. Меньшая крутизна склонов и сильная трещиноватость пород благоприятствуют интенсивной инфильтрации и инфильтрации вод. В пределах этой зоны распространены преимущественно сезонно действующие родники, режим которых характеризуется быстрыми и резкими подъемами и спадами дебитов и большой амплитудой последних (рис.7а).

Положительная температура воздуха дает начало таянию снежного покрова, а, следовательно, и питанию родников. Дебит последних резко возрастает в это время до максимума (в мае-июне), после чего наступает спад и полное иссякание родников. Время циркуляции подземных вод от областей питания до их выходов находится в зависимости от их удаленности и исчисляется днями и месяцами. Период действия сезонных родников обычно колеблется от 4 до 6 месяцев.

Непостоянство действия сезонных родников объясняется незначительной площадью водосбора, неглубокой циркуляцией подземных вод и инфильтрацией их в более глубокие горизонты.

Кроме сезонно действующих родников, в пределах этой геоморфологической зоны имеется ряд постоянно действующих родников, расход которых регулируется как за счет большой области питания, так и питания талыми водами снегников и фирновых ледников, на-

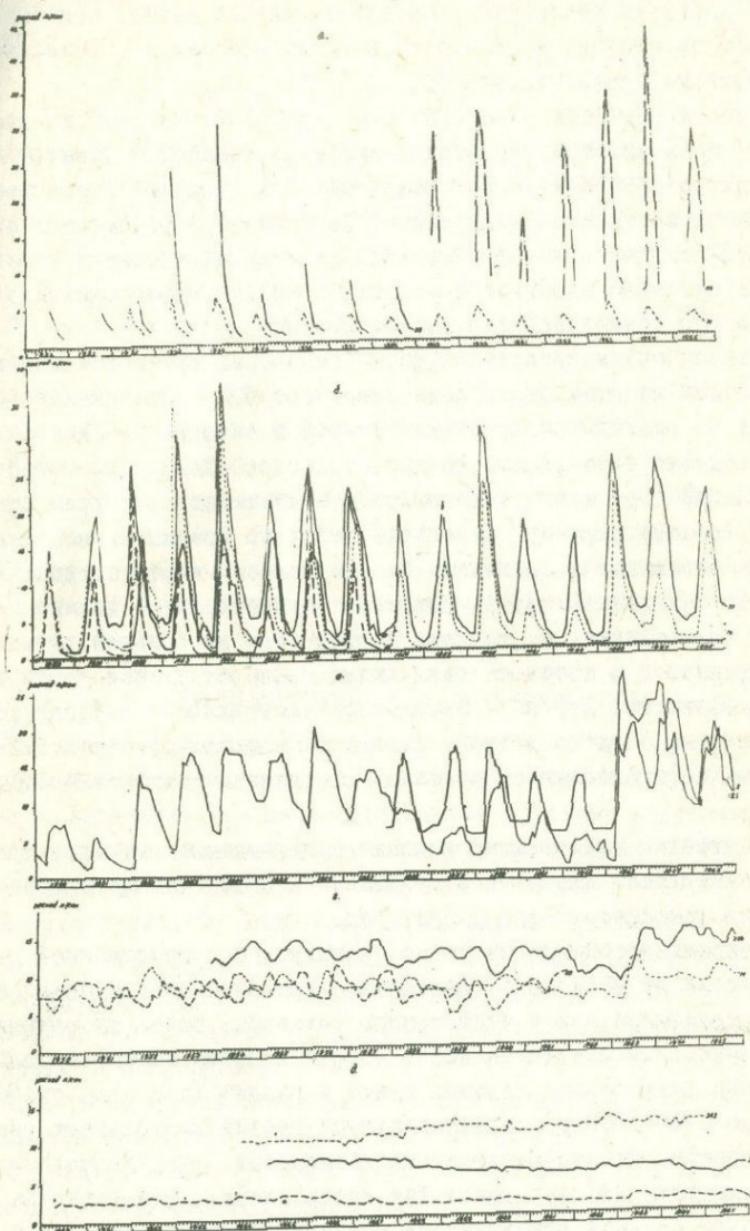


Рис.7 Графики колебания расхода родников.

ходящихся почти круглый год среди осыпей и россыпей. Отсутствие круглогодичных наблюдений за их режимом лишает возможности выявить характер последнего. Однако имеющиеся данные показывают, что они по степени постоянства расхода относятся к родникам с переменными дебитами (рис.7б).

Гипсометрически ниже (абс.отм. 1400–1900 до 2500 м) располагается зона склонов щитовидных массивов, наиболее богатая выходами родников. В отличие от предыдущих зон, родники здесь преимущественно постоянно действующие. По характеру режима они подразделяются на две группы: постоянно действующие родники с интенсивным сезонным питанием и постоянно действующие родники с переменным (по синусоиде) характером питания.

Первая группа родников (рис.7б, в) характеризуется весьма не-постоянным дебитом (колебание превышает 50%). Постоянная составляющая их расхода остается неизменной в течение 4–6 холодных месяцев, после чего расход резко возрастает. Данные многолетних наблюдений показывают, что максимальный расход родников приурочен к летнему периоду (май–июль), т.е. ко времени интенсивного таяния снежников и ледников. Это дает возможность предполагать, что питание данной группы родников осуществляется двояко. Постоянная составляющая их расхода формируется на большом расстоянии от родников и в процессе циркуляции приобретает некоторую зарегулированность. Другая – переменная составляющая расхода родников обязана наличию второй, близко расположенной области питания, которая и обуславливает сезонно – выраженные максимальные расходы.

Постоянно действующие родники с переменным питанием (рис.7г) характеризуются плавными изменениями дебита, вследствие чего графики приобретают форму синусоид.

Степень устойчивости дебита родников рассматриваемой группы колеблется от 25 до 50%. Вследствие сравнительно глубокой циркуляции подземных вод у этой группы родников, связь их режима с климатическими факторами менее четкая и более зарегулированная.

Зона низкогорных лавовых плато и равнины (абс.отм. от 900 – 1000 до 1400–1900 м) характеризуется весьма постоянными расходами родников. Данные многолетних наблюдений (рис.7д) показывают, что колебания дебита происходят очень плавно. Это является результатом большой удаленности областей питания и глубокой циркуляции.

куляции подземных вод. Влияние климатических факторов на режим подземных вод данной зоны сильно сглажено уравновешенным расходом фильтрационного потока, имеющего сравнительно постоянный характер.

Изменения уровня подземных вод

Характерной особенностью вулканического нагорья является отсутствие единого регионально выдержанного водоносного горизонта и наличие многоэтажных водоносных потоков, которые, разгружаясь в озерно-речные и другие отложения межгорных котловин, образуют сплошное зеркало подземных вод.

Глубина залегания уровня подземных вод в предгорных частях межгорных котловин весьма разнообразна и объясняется влиянием литологического состава водовмещающих пород, геоморфологическим строением, характером гидрографической сети и др.

В годовом ходе наиболее высокий уровень наблюдается в осенне-зимний, а наименьший в весенне-летний периоды. Амплитуда уровня грунтовых вод не везде одинакова. Наибольшей величиной она достигает в районах с высоким стоянием уровня грунтовых вод, а наименьшей - в районах с глубоким залеганием зеркала подземных вод.

Температурный режим подземных вод

Изучение температурного режима подземных вод неглубокой циркуляции в зоне активного теплообмена в пределах вулканического нагорья показало, что он соответствует годовому ходу температуры воздуха (естественно в значительной мере сглаженной), но с запаздыванием прохождения теплых волн от 1 до 3 месяцев (рис.8). Амплитуда колебания температуры подземных вод в течение года составляет $0,2-2^{\circ}\text{C}$ и в значительной степени зависит от длительности циркуляции подземных вод, а, следовательно, от продолжительности геотермического воздействия. Среднегодовые значения величины температурного коэффициента (K_{t^0}) в пределах зоны активного теплообмена колеблются от 0,7 до 0,9, а коэффициент амплитуды температур ($K_{\Delta t^0}$) от 0,008 до 0,07.

С увеличением глубины циркуляции подземных вод происходит ослабление влияния геотермического фактора, в то время, как доминирующую роль в формировании температур приобретают геотер-

мические условия территории. Вместе с тем, немаловажное значение имеет и продолжительность циркуляции подземных вод. Подземные воды глубокой циркуляции характеризуются преимущественно постоянной температурой и встречающиеся колебания температуры воды родников не превышают $+0,5^{\circ}\text{C}$. Многочисленные наблюдения за температурным режимом грунтовых вод выявили закономерность в понижении температуры воды родников в зависимости от возрастания их расходов.

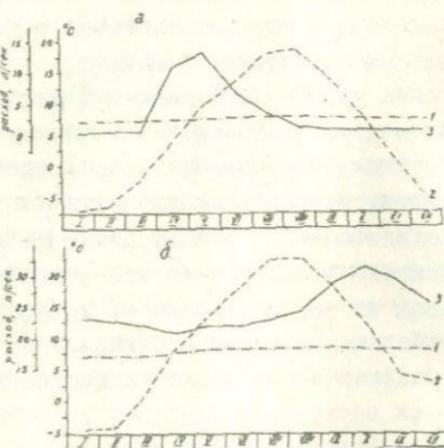


Рис.8. Годичный ход изменения температуры подземных вод по среднемноголетним данным. /а-родник в с.Кошабулаг, б-родник в с.Гарни, 1-расход, 2- T° воды, 3- T° возд./.

Это явление объясняется нарушением установленвшегося движения грунтового потока и увеличением скорости водообмена, вследствие

возрастания гидростатического давления в периоды пополнения запасов подземных вод.

Изменения минерализации и химического состава подземных вод

Данными многочисленных наблюдений установлено, что с повышением расхода родников имеет место уменьшение общей минерализации воды, а при понижении – ее увеличение (рис.9). Среднее значение амплитуды колебания минерализации подземных вод в течение года варьирует от 0,01 до 0,12 г/л для территории самого

нагорья и от 0,05 до 0,25 г/л и более для предгорных районов и межгорных котловин.

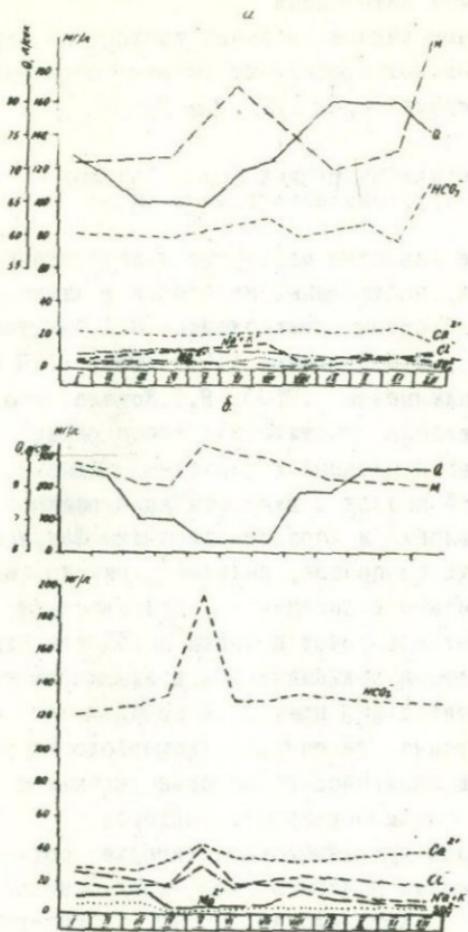


Рис.9. Годичный ход изменения химического состава и минерализации подземных вод по среднемноголетним данным.
/а-родник №47, б-родник №110/

Высокие величины амплитуд минерализации подземных вод объясняются высокой степенью воздействия климатических факторов. Вследствие неглубокой циркуляции, подземные воды подвергаются процессам испарения, что обуславливает повышение степени их минерализации.

Изменение минерализации подземных вод в течение года характеризуется абсолютным максимумом в зимний период и абсолютным минимумом в период лета-осени.

Как показывают данные режимных наблюдений, изменение минерализации подземных вод происходит главным образом в результате изменения содержания ионов HCO_3^- , Ca^{+2} , Na^+ , K^+ .

Классификация режима подземных вод вулканического нагорья

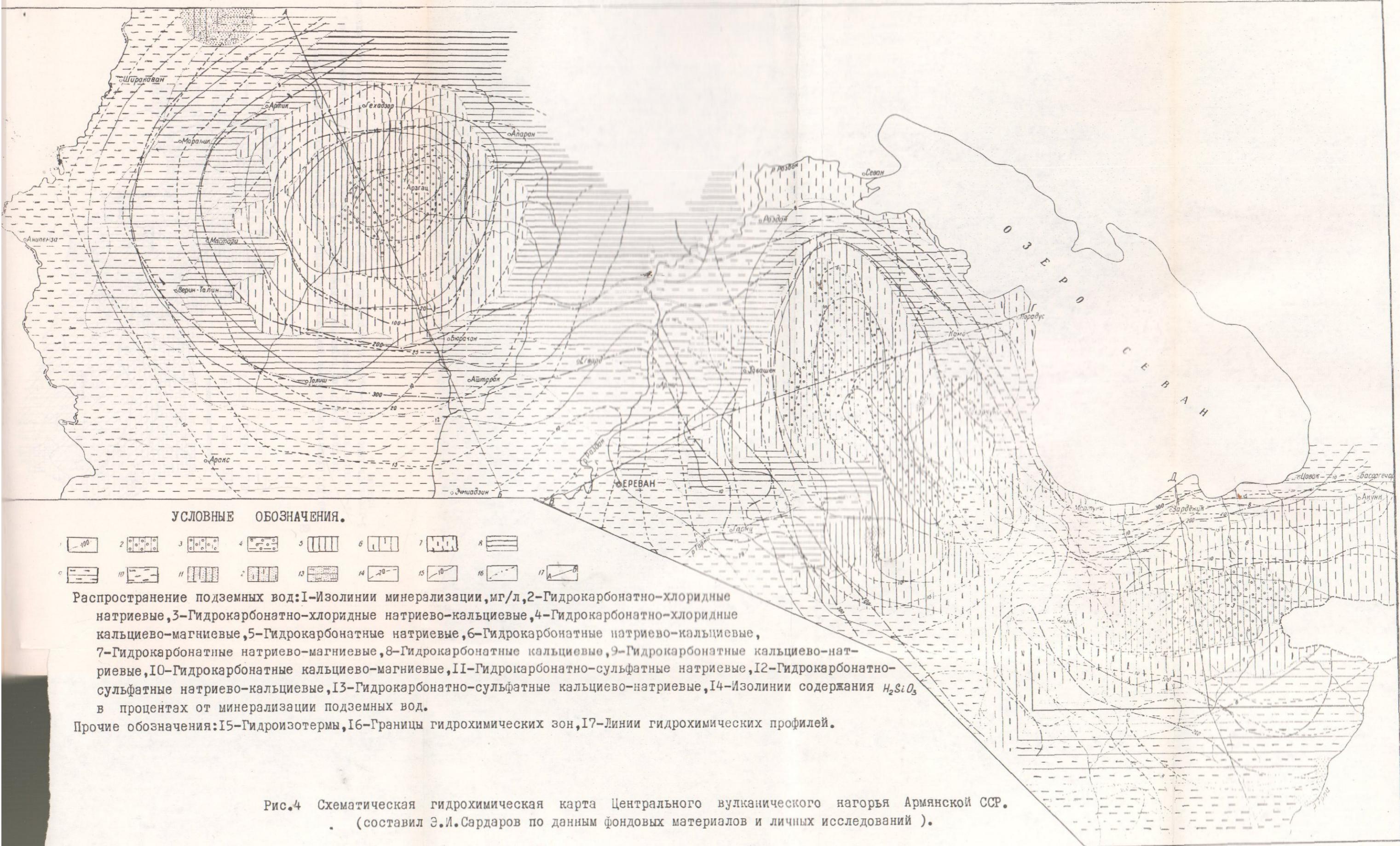
В литературе известно множество классификационных схем режима подземных вод, построенных на основе различных принципов. Классификационные схемы, предложенные М.А.Шмидтом (1938, 1940), В.А.Ковда (1946), М.М.Крыловым (1952, 1955), Г.И.Каменским (1953, 1955), А.А.Коноплянцевым (1959), В.С.Ковалевским (1959) и др. основаны на выделении генетических типов режима подземных вод с учетом основных приходных и расходных элементов баланса подземных вод. Такой подход к классификации режимов подземных вод учитывает направление и характер динамики баланса подземных вод и гидрохимических процессов, выявляет причины, определяющие сезонные и многолетние колебания, а, следовательно, и изменения запасов подземных вод. Этот принцип и положен нами в основу классификации режима подземных вод вулканического нагорья.

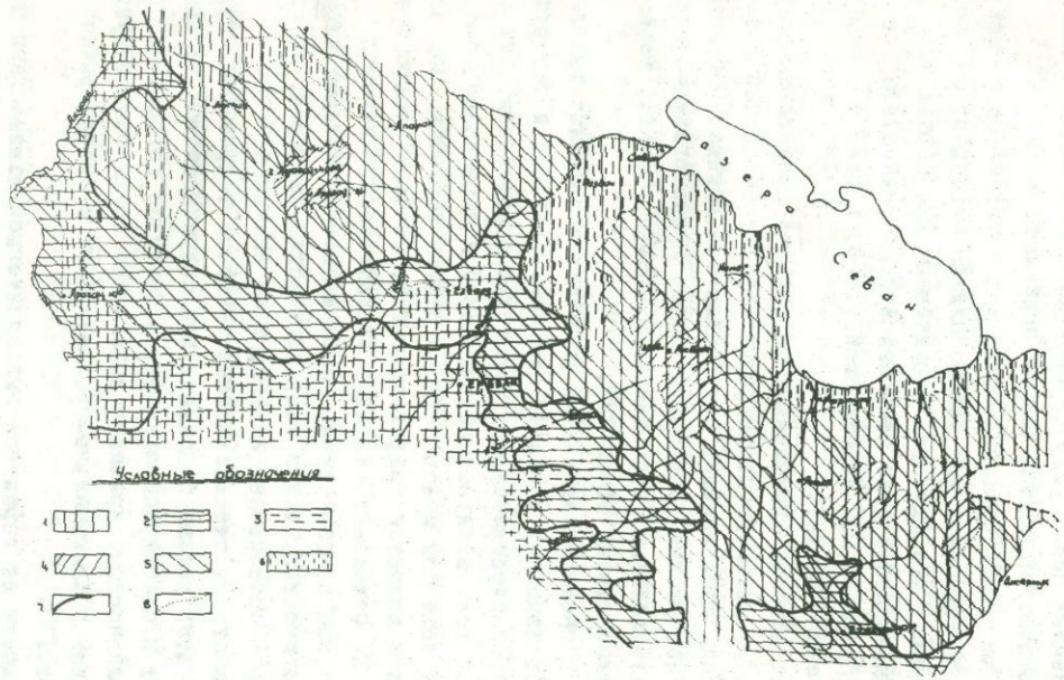
Наличие вертикальной природной зональности, сложность геологического строения, тектоники, геоморфологии и гидрогеологических условий вулканического нагорья указывают на необходимость учета различных режимообразующих факторов.

Подземные воды вулканического нагорья, согласно классификационной схеме режима подземных вод, предложенной А.А.Коноплянцевым (1959) и В.С.Ковалевским (1959), характеризуются сезонным и искусственным типом режима (табл. I3).

Тип неизмененного режима сезонного питания

Рассматриваемый тип режима подземных вод характеризуется тем, что породы зоны аэрации в зависимости от их гипсометрического положения промерзают на срок от 2-3 до 8-9 месяцев. В этот период питание подземных вод резко уменьшается, а атмосферные осадки, сконцентрированные в виде снежного и ледяного покрова, интенсивно инфильтруются и инфильтруют лишь после оттаяния.





88

Рис.10. Схематическая карта районирования территории Центрального вулканического нагорья АрмССР по характеру режима подземных вод.

1-обильное питание, 2-умеренное питание, 3-скудное питание, 4-сильно дренированные р-ны,
5-дренированные р-ны, 6-слабо дренированные р-ны, 7-границы подтипов режима, 8-границы классов
режима /.

вания пород (в весенне-летний период). По величине и характеру питания подземных вод (по соотношению количества осадков и испарения) рассматриваемый тип режима подразделяется на три подтипа: 1) обильного, 2) умеренного и 3) скучного питания, которые сменяют друг друга по мере понижения гипсометрических отметок вулканического нагорья. Вместе с тем наличие взаимосвязи поверхностных и подземных вод в ряде районов нагорья позволило выделить и гидрологический подтип режима подземных вод.

Как видно из карты (рис.10) смена зон с различной степенью дренированности подземных вод весьма близко совпадает со сменами зон увлажнения, что является характерным для горных областей. Подобная закономерность была отмечена А.А.Коноплянцевым, С.М.Семеновым, А.Г.Голубь и С.С.Каратыевой (1964) в районе северного склона Заилийского Алатау.

В пределах классов (выделенных по степени дренированности) в зависимости от литолого-петрографических особенностей водоемещающих пород, нами выделен ряд подклассов режима: эфузивных пород горных сооружений, осадочных пород, вулканогенно-осадочных пород, аллювиальных, промывальных, озерно-речных, террасовых и флювиоморганических отложений.

Различие в геоморфологических условиях в пределах выделенных подклассов изменяет характер питания, транзита и разгрузки подземных вод, а следовательно, формирует определенный вид режима подземных вод: междуречный, склоновый и террасовый (табл. I3).

Четвертым подтипов неизмененного режима подземных вод сезона пития является гидрологический, который распространяется спорадически на отдельных площадях вулканического нагорья. Режим подземных вод в этом случае обуславливается воздействием как метеорологических, так и гидрологических факторов, причем последний порой приобретает доминирующее значение.

В зависимости от степени дренированности территории, гидрологический подтип режима подземных вод подразделяется на классы дренированные и слабодренированные, в пределах которых по литолого-петрографическому признаку выделяются подклассы: эфузивных образований и аллювиально-промывальных и озерно-речных отложений (табл. I3).

В зависимости от характера гидравлической взаимосвязи поверхностных и подземных вод здесь различаются два вида режима:

приречной и приозерный. В обоих видах режима подземных вод значительная приходная часть баланса обусловлена инфильтрацией поверхностных вод (реки, озера).

Тип искусственного режима

Большое развертывание гидротехнического и ирригационного строительства является важным фактором в нарушении естественного режима подземных вод. Так, планомерный спуск вековых запасов оз. Севан (начатый в 1933г.) сыграл большую роль в преобразовании естественного режима подземных вод. Вследствие гидравлической связи подземных вод с водами оз. Севан произошло снижение уровня подземных вод и дебита родников. В зависимости от характера искусственного воздействия на режим подземных вод различают следующие режимообразующие факторы: 1) осушающий, приводящий к уменьшению расхода родников и 2) обводняющий, приводящий к увеличению дебита и запасов подземных вод.

Участие того или иного фактора в пределах рассматриваемого вулканического нагорья позволило нам выделить подтип режима искусственного дренирования (с классом - эксплуатационный) и подтип режима искусственного подпитывания (с классами: ирригационный и приводохранилищный) подземных вод (табл. I3).

Некоторые закономерности многолетнего режима подземных вод вулканического нагорья

В литературе известен ряд примеров установления ритмичности в режиме подземных вод.

Если формирование сезонного режима грунтовых вод непосредственно связано с основными источниками питания, литогенетической средой, где они циркулируют и условиями разгрузки, то закономерности многолетнего режима связаны с изменениями в условиях питания, происходящими вследствие различного проявления солнечной активности. Анализ материалов многолетних режимных наблюдений на вулканическом нагорье позволяет выявить ритмичность в расходе его родников.

Наличие ритмичности в климатических условиях и поверхностном стоке естественно сказывается на режиме подземных вод вулканического нагорья.

Многолетние колебания расхода родников представляют собой суммарную синусоиду, состоящую из годовых синусоид (рис. П) с

абсолютными максимумами и минимумами. Всего за 33 года режимных наблюдений (с 1944 по 1967 гг.) установлено наличие трех абсолютных минимумов (1949–1951, 1958–1959, 1961–1962) и двух абсолютных максимумов (1953–1955, 1964–1966) расхода родников, образующих два полных законченных средних гидрологических цикла с периодом колебания в среднем около 11 лет. Отставание экстрем

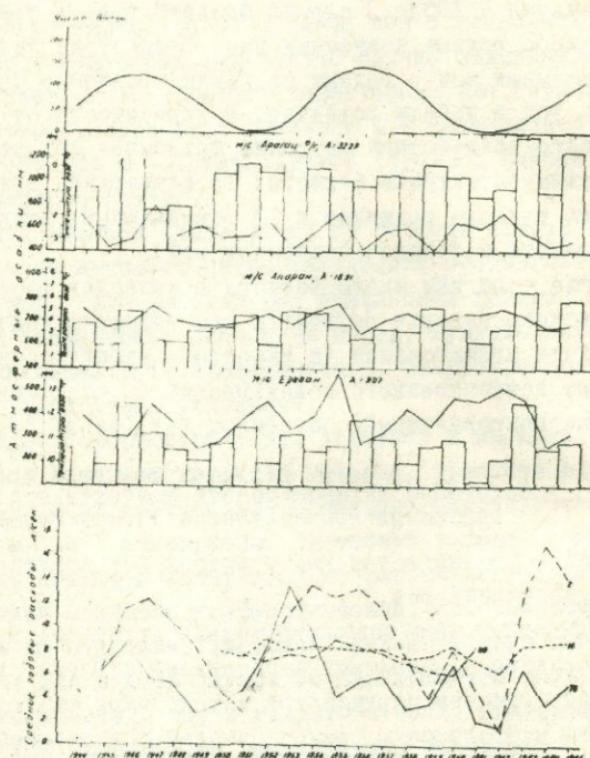


Рис. II. Зависимость средних многолетних расходов родников от интенсивности солнечной активности.

мальных значений расхода родников в многолетнем разрезе от соответствующих значений солнечной активности составляет 2–3 года, причем последовательность их проявления подчинена местным физико-географическим условиям.

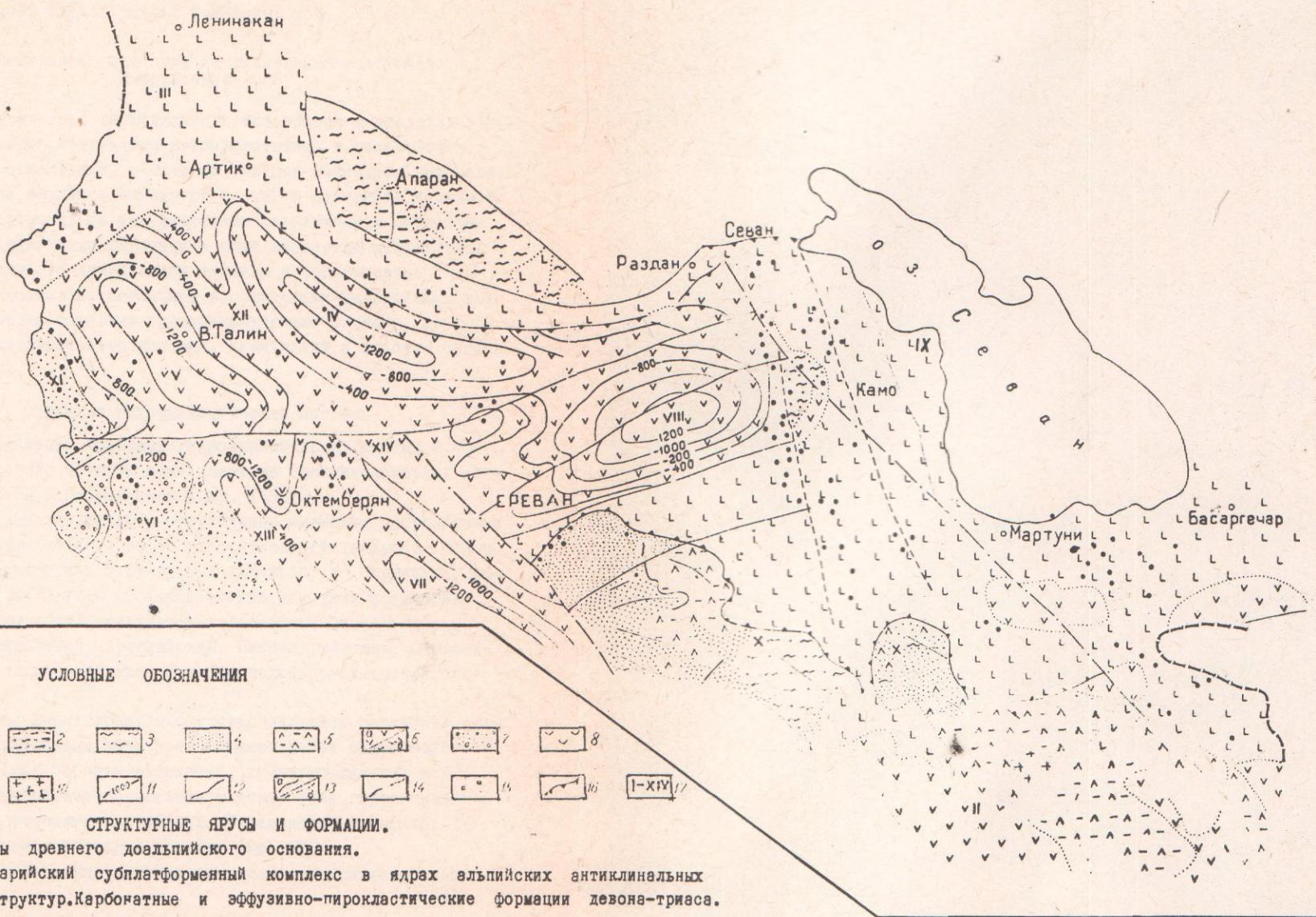


Рис.12 Схематическая карта основных гидрологических структур.(Геологическая основа дана по А.А.Габриеляну и др.,1968).

Вместе с тем, чередование примерно через 1 год повышения и понижения суммарного количества атмосферных осадков в многолетнем режиме родников обуславливает наличие коротких, преимущественно 2-4 годичных ритмов режима подземных вод.

3. Подземные воды зоны затрудненного водообмена (Минеральные воды)

Подземные воды зоны затрудненного водообмена в пределах вулканического нагорья приурочены преимущественно к мезозойским и нижнетретичным отложениям, в которых они под действием гидростатического напора медленно мигрируют к очагам разгрузки и выходят на дневную поверхность по тектоническим нарушениям и контактам интрузивов с окружающими породами в виде множества минеральных источников различного химического состава и температуры.

Не останавливаясь на детальном рассмотрении минеральных вод региона, рассмотрим основные гидродинамические системы, геотермические и гидротермические условия, химический и газовый состав минеральных вод.

a. Основные гидродинамические системы

В основу выделения основных гидродинамических систем в пределах вулканического нагорья нами положена геотектоническая схема, предложенная А.А.Габриеляном и др. (1968).

Несомненно, многие геолого-структурные элементы, погребенные под мощным лавовым чехлом, носят гипотетический характер. Основными гидрогеологическими структурами являются: а) структуры, характеризующиеся развитием преимущественно напорных пластовых вод, представляют собой артезианские бассейны. Это Азаванский, Аюцдзорский, Ширакский, Артенийский, Никнеахурянский, Октемберианский, Арташатский, Ереванский и Севанский артезианские бассейны (рис.12).

б) Структуры, характеризующиеся преобладанием различных трещинных, трещинно-жильных вод, представляют собой гидрогеологические массивы (или массивы трещинных, трещинно-жильных вод). В пределах рассматриваемого региона к этому типу гидрогеологических структур относятся: Анийский, Мараликский и Паракар-Енгиджинский гидрогеологические массивы (рис.12).

Артезианские бассейны в пределах рассматриваемого региона

связаны преимущественно с известковисто-мергельной толщей верхненемелового возраста и в сравнительно меньшей мере с палеозойской карбонатной толщей и осадочными отложениями миоценена.

Севанский артезианский бассейн занимает котловину и гидро-графический бассейн одноименного озера. В геоструктурном отношении он представляет неогеновый синклинальный прогиб, наложенный на верхненемеловой-эоценовый структурный ярус.

Выполнен прогиб миоценовыми, плиоценовыми и постплиоценовыми морскими, пресноводно-озерными и вулканогенно-проливиальными образованиями, собранными в ряд мелких антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, осложненных разрывными нарушениями (А.А.Габриелян, 1964).

Основной напорный водоносный горизонт приурочен к миоценовым отложениям, представленным известняками - ракушечниками, мергелями и песчаниками с прослойками диатомитовых глин и пепловых песков.

Выходы порово-пластовых и трещинно-пластовых артезианских вод происходят по молодым разломам, проходящим вдоль западного (месторождение района г.Камо) и юго-западного (Мартуниинское месторождение) побережья оз. Севан.

Минеральные воды района г.Камо связаны с крупным нарушением - Нор-Баязетским разломом, проходящим по руслу р.Гаварaget и нарушению, проходящему вкрест ему - вдоль р.Гриձор.

В пределах бассейна р.Гаварaget выходы минеральных вод конституированы на правом берегу реки, где они приурочены к контакту четвертичных андезито-базальтов с никелекающимися озерными глинами. На левом берегу буровыми скважинами вскрыто до 9 водоносных напорных горизонтов с максимальным дебитом до 5-6 л/сек, относящихся к различным потокам лав, а также к kontaktам андезито-базальтов с третичными глинами. Минеральные воды характеризуются как гидрокарбонатно-хлоридные натриево-кальциевые-магниевые, с общей минерализацией 2,9-3,5 г/л.

Минеральные воды Мартуниинского месторождения представлены источниками Личк I и Личк II, приуроченными к вулканогенной толще верхнего миоцена, а также скважинами, пробуренными в с.Мартуни, Геташен, Личк, Мухан, Гехаркуни, где вскрыто до 7 горизонтов минеральных вод, приуроченных к мощной толще осадочных отложений. Воды эти гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатные,

сульфатные и хлоридные со сложным катионным составом и общей минерализацией до 4,2 г/л.

Ширацкий артезианский бассейн охватывает долину среднего течения р.Ахурян.

В геоструктурном отношении он представляет собой прогиб, сложенный синклинально залегающими озерно-речными песчано-глинистыми отложениями и переслаивающими их лавами и туфовыми образованиями верхнего плиоцена и постплиоцена, мощностью более 350 м. Под озерными отложениями, согласно данным разведочного бурения, залегают вулканогенно-обломочные образования мио-плиоцена и песчано-глинистые отложения сармата. Локем всех этих отложений является вулканогенно-осадочная фация эоценена (А.А.Габриелян, 1959).

Напорные, фонтанирующие, порово-пластовые минеральные воды вскрыты буровыми скважинами на глубинах до 200 м в озерно-речных валунно-галечных и песчано-глинистых отложениях. Большинство скважин фонтанирует с дебитом до 15 л/сек, причем здесь имеет место резко выраженная пульсация.

Минеральные воды рассматриваемого артезианского бассейна (Баяндурские источники, скважины в с.Ахурник, Еразгаворс, Норабер, Исаакян и др.) характеризуются как углекисло-азотные и азотно-углекислые с высоким содержанием сероводорода и углеводородного газов.

По химическому составу это гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные воды со смешанным катионным составом и минерализацией до 5 г/л.

Наличие тектонических нарушений под покровом молодых лав, туфобрекций и озерных отложений, простираемых вдоль южного (А.Т.Асланян, 1958), северного и северо-восточного (А.А.Габриелян, 1968) бортов прогиба дает основание полагать, что они являлись "... путями проникновения из глубоких недр углекислого газа. Последний, поступая в гравелисто-галечные отложения основания озерной толщи, резко меняет и метаморфизирует первоначальный состав вод и увеличивает в них содержание карбонатов щелочных земель" (А.Т.Асланян, 1958).

Ереванский артезианский бассейн имеет овально-вытянутую форму и протягивается от Паракар-Енгиджинского погребенного горстового поднятия на юго-западе до западных отрогов Гегамского нагорья на северо-востоке.

В геотектоническом отношении рассматриваемый артезианский бассейн представляет собой крупный грабен-синклиниорий, выполненный песчано-глинистыми отложениями эоценена и олигоцена, гипсо-соленосными отложениями миоценена, пресноводно-серными вулканогенными образованиями плиоценена и антропогена с суммарной мощностью около 5000 м.

Ниже их вероятно залегают отложения даний-палеоценена.

Фундаментом Ереванского прогиба, по мнению А.А.Габриеляна (1968), служат отложения зопалеозойского метаморфического комплекса.

Основными группами углекислых минеральных вод рассматриваемого артезианского бассейна являются Авазан-Аргелская и Арзни - Кетранская.

Формирование минеральных вод Авазан-Аргелской группы связано как с дренированием подземных вод древней речной долиной и разгрузкой их на пониженных участках (Авазанские минеральные источники), так и с сильно трещиноватыми липаритовыми экструзиями, к трещинам которых приурочены выходы минеральных источников (Аргелские источники). Дебит минеральных источников Авазан-Аргелской группы не превышает 0,3-0,6 л/сек.

По химическому составу воды рассматриваемой группы хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с общей минерализацией до 19,8 г/л.

Арзни-Кетранская группа минеральных источников является более крупной. Формирование минеральных вод происходит в результате движения их через соленосные глины, мергели и песчаники третичного возраста, подстилающие лавовые покровы.

В местах, где эти отложения обнажаются из-под новейших лав - в глубоко врезанном каньоне р.Раздан, находятся естественные выходы высокоминерализованных (до 23,4 г/л) хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых вод.

Разведочным бурением (скв. № 4р, II-р, I5-р) в мощных толщах осадочных, вулканогенно-осадочных отложений миоценена, олигоцена и эоценена обнаружен ряд водоносных горизонтов углекисло-азотных и азотно-углекислых термальных вод, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого и хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 55 г/л.

Разгрузка этих вод осуществляется по зонам дробления, а также посредством перетекания их вверх из одного горизонта в другой.

Нижнеахурянский и Арташатский артезианские бассейны расположены

жены в пределах среднеараксинской впадины. В геотектоническом отношении это унаследованные прогибы, сложенные пестроцветными молассовыми образованиями верхнего олигоцена - нижнего миоцена, гипсонасно-соленосными отложениями среднего миоцена и песчано-глинистыми отложениями среднего и верхнего миоцена. Суммарная мощность отложений 2500-3000 м.

Данными разведочного бурения (скв. №15-р, I-оп, Каракала и др.) в песчано-глинистых отложениях эоцен и олигоцена, а также в карбонатных породах дат-палеоцена, установлено наличие порово-пластовых и трещинно-пластовых подземных вод.

Основное питание подземных вод осуществляется со стороны вулканических массивов Арагац и Гегамского, а также в некоторой степени в результате инфильтрации вод р.Аракс.

Однако эти воды, вследствие уменьшения пористости пород (16,7 до 6,9% по А.А.Садояну), не могут проникать в глубокие горизонты артезианских бассейнов, а поэтому не исключена возможность, как полагает и Р.Г.Арутюнян (1966), что в нижних слоях разреза (олигоцен?) находятся метаморфизованные воды древних морских бассейнов, отжатые в водоносные коллекторы на разных стадиях диагенеза осадков.

Подземные воды рассматриваемых артезианских бассейнов характеризуются как термальные (до 80°C), азотно-метановые, хлоридно-натриево-кальциевые с минерализацией до 50 г/л. Разгрузка подземных вод осуществляется по зонам тектонических разломов, а также в результате перетекания вод снизу вверх, из одного горизонта в другой.

Айоцдзорский артезианский бассейн расположен в пределах среднего течения р.Арпа. В геотектоническом отношении это крупный синклиниорий, состоящий из ряда линейно вытянутых антиклинальных и синклинальных структур общекавказского простиранния.

Бассейн сложен карбонатными и терригенно-вулканогенными образованиями верхнего мела, эоцен, олигоцена и миоплиоцен.

Основными водовмещающими породами рассматриваемого бассейна являются известняки, песчаники, туфобрекции и туфоконгломераты палеоген-неогенового возраста. Что же касается карбонатной толщи верхнего мела, то, будучи погруженной на большую глубину, она, по-видимому, характеризуется наличием весьма замедленного подземного стока.

Многочисленные тектонические нарушения, внедрения интрузий

и расчлененность территории глубокими долинами р. Арпа, Гергер и др., способствуют выходу глубоких углекислых вод на земную поверхность в виде многочисленных локальных или линейно-вытянутых групп источников с дебитом от 0,1 до 3-5 л/сек (ист. Джермук, Кечут, Саят-Нова, Артабун, Горбатех и др.). Трещинно-пластовые воды Айоцдзорского артезианского бассейна характеризуются как гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные, хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые или натриево-кальциевые с минерализацией до 13 г/л и температурой до 64°C.

Адаванский артезианский бассейн расположен на участке от юго-западных отрогов Гегамского хребта до р. Азат. В геотектоническом отношении это синклиниорий, в строении которого участвуют карбонатные, терригенные и терригенно-вулканогенные образования верхнего мела и палеогена с суммарной мощностью до 4000 м.

В пределах рассматриваемого артезианского бассейна выделяется верхнемеловой-эоценовый водоносный комплекс пород, представленный вулканогенно-осадочными и карбонатными фациями.

Воды рассматриваемого водоносного комплекса характеризуются как слабоминерализованные (0,9-3,3 г/л) гидрокарбонатные (ист. Гарни), гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные (ист. Соцграх) и гидрокарбонатно-хлоридные (ист. Гохт, Мец-Гиланлар) со сложным катионным составом. Присутствие в водах сульфатов и хлоридов связано с загипсованностью и соленостью водовмещающих пород.

Кроме описанных выше структур, данными геофизических и общеgeологических исследований предполагается наличие Артенийского прогиба.

Другой основной гидрогеологической структурой, получившей распространение в пределах региона, являются гидрогеологические массивы, представляющие собой сложные системы напорных трещинных вод.

В пределах рассматриваемого региона установлено наличие следующих гидрогеологических массивов: Паракар-Енгиджинского, Анийского и Маралинского.

Подземные воды указанных гидрогеологических массивов приурочены к карбонатным, терригенным, метаморфическим породам и характеризуются как трещинные, трещинно-жильные и пластово-трещинные. Весьма незначительное количество выходов минеральных вод, приуроченных к рассматриваемым гидрогеологическим массивам,

и отсутствие достаточного материала по бурению не позволяют нам охарактеризовать эти воды.

б) Геотермические и гидротермические условия

Согласно проведенному А.А.Аветисьянцем (1969) геотермическому районированию Армянской ССР, территория описываемого вулканического нагорья принадлежит следующим районам:

1. Район с высоким значением величин плотности теплового потока от $1,70 \cdot 10^{-6}$ до $2,32 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек (территория массива Арагац, Гегамского, Варденисского нагорий).

2. Район со средними величинами плотности теплового потока от $1,20 \cdot 10^{-6}$ до $1,70 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек (предгорные части региона).

Низкие значения величины плотности теплового потока характерны для района с отсутствием интрузивных проявлений четвертичного вулканизма и наличием чехла молодых осадочных образований.

Температура минеральных вод (глубокой циркуляции) в значительной степени зависит от регионального теплового поля земной коры, влияния местных очагов тепла и гидродинамических условий подземных вод. Преобладающая часть минеральных вод региона является холодной, причем температура их несколько выше среднегодовой температуры воздуха (рис. I3).

Столь невысокие значения температуры углекислых минеральных вод региона указывают на небольшую глубину их формирования. Вместе с тем отсутствие водоупоров в зонах дробления структур обуславливает непосредственный контакт с грунтовыми потоками, образуя с ними единую гидравлическую систему, в результате чего происходит значительное охлаждение восходящих гидротерм, их разбавление и дегазация.

В сложных геоструктурных условиях описываемого вулканического нагорья формирование углекислых терм возможно благодаря влиянию двух основных взаимосвязанных факторов – процессов термометаморфизма горных пород, вызывающих образование углекислоты, и повышенным геотермическим режимом.

Месторождения термальных вод приурочены как к зонам дробления изверженных, метаморфических горных пород, так и к kontaktам интрузивных тел с вмещающими толщами. Контуры этих месторождений четко отбиваются по выходам восходящих источников,

отложениям травертинов и охристых железистых осадков в пределах участков разгрузки углекислых гидротерм. Основными месторождениями углекислых термальных вод в пределах рассматриваемого региона являются Джермукское, Саят-Нова и Ереванский артезианский бассейн.

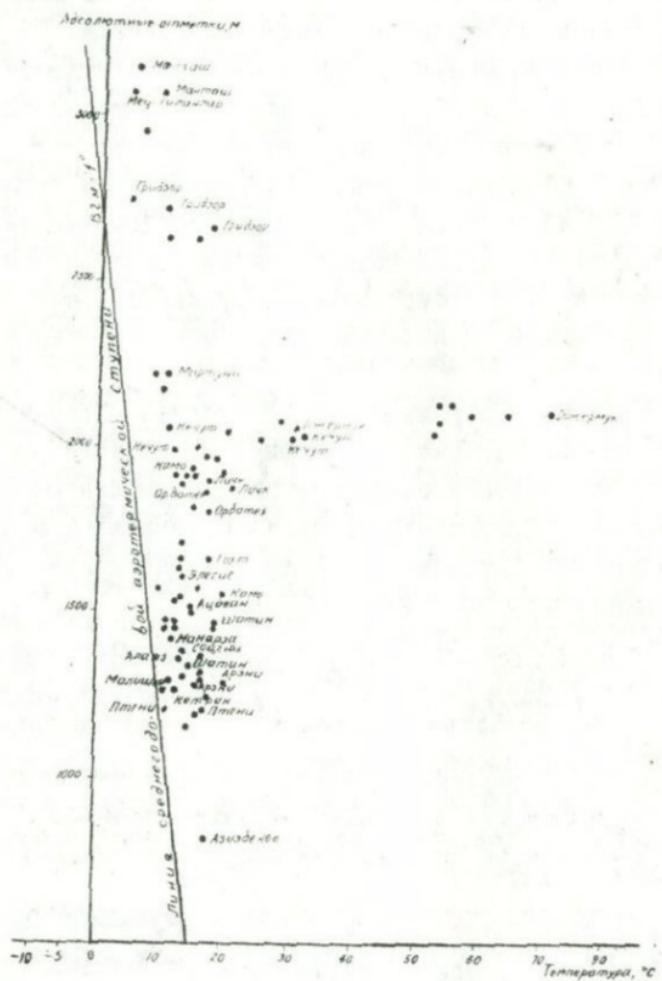


Рис. I3. Изменение температуры минеральных вод Центрального вулканического нагорья АрмССР в зависимости от высоты их расположения над уровнем моря.

а) Джермукское месторождение расположено в верховье р. Арпа, на участке развития четвертичных андезито-базальтов и подсти-
100

дающих их изверженных пород эоцен-олигоценового возраста. Приурочены гидротермы к зоне сочленения Аршинского и Джермукского разломов, пересекающих на участке месторождения гранодиоритовые интрузии.

В пределах месторождения разведочными гидрогеологическими работами установлено наличие двух основных гидротермальных зон - одна на участке плато, где температура углекислых терм на выходе доходит до 63°C , другая в ущелье с температурой гидротерм до 55°C .

Восходящие термальные воды, растекаясь по трещиноватой коре выветривания гранодиоритов и порфиритов, а также по валунно-гальчным четвертичным отложениям долины р.Ария, интенсивно прогревают породы на значительной площади, вследствие чего происходит снижение температуры вод до 33°C .

Согласно данным А.Л.Ананяна (1967), по термометрированию скважин, средняя геотермическая ступень до глубины 200 м составляет $5,6\text{ м/}^{\circ}\text{C}$ (плато) и $7,5 \text{ м/}^{\circ}\text{C}$ (ущелье). С увеличением глубины величина геотермической ступени быстро нарастает и на глубине 500-640 м составляет $10,2-12,4 \text{ м/}^{\circ}\text{C}$ (плато). Усредненная величина теплового потока в пределах Джермукской термоаномалии составляет $3,75 \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \text{ сек}$ (М.П.Хаджоян, С.Б.Паносян, 1968).

б) Месторождение термальных вод Саят-Нова расположено в средней части ущелья р.Дара-юрт. Выходы минеральных вод приурочены к тектоническому нарушению северо-восточного простирания, имеющему характер сброса с крутым падением плоскостей сбросывающегося и генетически связанных с сильно разрушенными порфиритами среднего зоцена.

Основная гидротермическая зона расположена в средней части месторождения, где на глубине 120 м напорные воды имеют температуру $27-35^{\circ}\text{C}$.

Средняя геотермическая ступень по скважинам до глубины 310 м составляет $27-35 \text{ м/}^{\circ}\text{C}$, а в краевых частях месторождения геотермическая ступень возрастает до $20 \text{ м/}^{\circ}\text{C}$.

в) К месторождению термальных вод Ереванского артезианского бассейна относятся многочисленные выходы Арзинских минеральных вод в долине р.Раздан.

Формирование коренных струй Арзинских минеральных вод про-

исходит в результате движения инфильтрационных атмосферных вод через соленосные глины, мергели и песчаники третичного возраста подстилающие лавовые покровы.

Вследствие высокого гидростатического напора минерализованная вода накапливается в погребенной долине, а далее по трещинам поступает в покровы базальтов, где смешивается с пресными водами лав. Температура минеральных вод доходит до 21,5°С.

Согласно результатам глубокого бурения, в толще кайнозойских осадочных пород Ереванского прогиба термальные воды вскрыты скв. 5-р (Птгни), 4-р (Раздан), I5-р (Давидашен), II-р, I3-р, I6-р (Егвард) на глубинах 900-2500 м в водоносных комплексах миоцен-олигоцена и эоцена.

Температура вод варьирует от 40-43°С (в миоценовых отложениях) до 46,8-70,0°С (в отложениях эоцена). Средняя геотермическая ступень рассматриваемого прогиба составляет 47 м/°С.

в. Химический и газовый состав

Все минеральные воды описываемого вулканического нагорья в различной степени насыщены газами. Исследования природных газов в минеральных источниках, проведенные А.Флоренским (1932), В.М.Левченко (1948), М.Г.Гуревич и Г.В.Кац (1959), О.А.Бозояном (1954) и др., показали, что основным в составе газов является углекислый газ. На этом общем фоне выделяется небольшая группа минеральных вод, которые содержат в значительном количестве азот, редкие газы и метан. Эти воды обычно приурочены к палеозойским отложениям.

Таким образом, минеральные воды рассматриваемого региона по газовому составу подразделяются на углекислые (Мантаг, Амберт, Джермук и др.), углекисло-азотные (азотно-углекислые) (Айрида Раздан скв.4-р и др.) и азотно-метановые (Давидашен скв.I5-р и др.).

Минеральные воды вулканического нагорья характеризуются большим разнообразием химического состава, который отображает всю сложность геологической и гидрохимической обстановки их формирования.

Согласно корреляционной таблице, составленной по принципу преобладающего иона, всего здесь констатируется 30 различных комбинаций основных компонентов химического состава, из коих

Таблица 15

Классификация минеральных вод Центрального вулканического нагорья Армянской ССР.
(основные выходы)

Классы вод	Подклассы вод	Минерализация, мг/л					
		до 2		2-5	5-15	15-35	35-150
		менее I	I-2				
I. HCO_3	1. Ca			Атташ Агаракадзор			
	2. Ca-Mg-Na	Манташ Амберт					
	Ca-Na		Кишлик Арени				
	3. (Ca-Na-Mg)	Геташен					
	4. Na		Гехаркуни		Малишка Мамарза		
	5. Na-Ca	Мец-Гиланлар	Ацаван	Зовашен Гарни	Азатек		
	6. (Na-Mg-Ca)		Мартуни Гохт				
II. HCO_3-SO_4 (HCO_3-SO_4-Cl)	1. Ca-Mg			Голгат			
	2. Na				Кечут Джермук		
	3. Na-Ca			Дайлахли			
	4. Na-Mg		Соцюх				
	5. Ca-Mg		Мухан				
III. SO_4	2. Na-Ca		Советашен		Нор-Баридашен		
	1. Na-Ca			Джрашен Агамазалу			
IV. SO_4-Cl ($Na-Ca-Mg$)	1. Ca-Na			Салли			
	2. Na-Ca			Камо Элегис Шатин			
	3. Na-Mg			Личк			
	1. Na				Раздан-20р	Птгни-5р Раздан-4р	
	2. Na-Mg					Девидашен-15р	
V. Cl (рассолы)	1. Na						Егвард-11р
	2. Na-Mg						
	3. Na-Ca						
VI. Cl-HCO ₃	1. Na				Кетран Артабун Саят-Нова	Авазен Аргел Арзни	
	2. Na-Ca			Каладара Шорджрадзор			
	3. (Na-Ca-Mg)						
VII. SO ₄ -HCO ₃ (SO_4-HCO_3-Cl)	1. Ca-Na			Гриձзор			
	2. Na-Mg	Варсер					
	3. Cl-SO ₄		Гехадзор				
	3. Na-Mg						

Таблица 14.

Распределение минеральных вод Центрального вулканического нагорья Арм ССР
по химическому составу

	Ca	Ca Mg	Ca Mg Na	Ca Na Mg	Ca Na	Na	Na Ca	Na Ca Mg	Na Mg Ca	Na Mg
HCO_3	Атташ Агаракадзор		Манташ Баянтур Амберт	Арени Нетанту	Гемашен Шугайд Гишилат	Гехарунчи Моллишка Мамарза	Горыкванк Горы Азотин Азован, Меч Гиломлар		Гехт	Мартуни
HCO_3 SO_4		Голгот				Кечум Дали-Кечум Джедонук	Доилахлу			
HCO_3 SO_4 Cl										Соцгюх
HCO_3 Cl SO_4										Шатин
HCO_3 Cl				Широкаван Нородер	Галли		Булажлар Ехевис Варденик	Намо Исадакан		Личк
SO_4	Сарчали	Мухан				Советашен Нор-Бачиришен				
SO_4 HCO_3					Гриձор					
SO_4 Cl							Агамзалу	Джкашен		
Cl						Раздан Птичи Шор Джордзор, Мичан				Егвард Вахар
Cl HCO_3						Сагат-Нова Димитрово, Ардел, Кенса Ли, Кюни Городочек	Аришодун	Коладара Кепран Абазан		
Cl SO_4										Гехадзор

5 типов вод являются наиболее распространенными, 10 - со сравнительно редким химическим составом вод, а остальные 15 типов характеризуются единичными выходами (табл. I.4).

Наиболее минерализованными водами являются хлоридно-натриевые с величиной минерализации более 35 г/л. Наименьшую минерализацию имеют гидрокарбонатные воды, где величина минерализации менее 1 г/л. Преобладающее количество основных выходов минеральных вод характеризуется минерализацией от 1 до 5 г/л. В основу химической классификации минеральных вод вулканического нагорья нами положен принцип, предложенный В.В.Ивановым и Т.А.Невраевым (1965) с некоторыми изменениями, характерными для условий рассматриваемого региона.

Согласно этой классификации, минеральные воды региона по химическому составу подразделяются на 8 классов (табл. I.5).

I. Углекислые, реже углекисло-азотные (азотно-углекислые) холодные, гидрокарбонатные минеральные воды. Рассматриваемый тип минеральных вод является наиболее обширным по количеству выходов минеральных источников. По катионному составу воды этого класса весьма разнообразны. Здесь различаются 6 подклассов минеральных вод с минерализацией до 15 г/л.

Наиболее распространеными водами в пределах рассматриваемого класса являются гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды. Углекислые минеральные воды рассматриваемого класса приурочены преимущественно к вулканогенным, вулканогенно-осадочным и осадочным породам мезозоя и третичного возраста.

К азотно-углекислым, гидрокарбонатным кальциевым водам относится ист. Атташ, формирование которого связано с отложениями палеозоя.

II. Углекислые холодные и термальные, гидрокарбонатно-сульфатные (гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридные) минеральные воды.

По разнообразию катионного состава минеральные воды рассматриваемого класса подразделяются на 4 подкласса, наиболее многочисленным из которых является подкласс натриевых вод. Воды этого подкласса субтермальные - термальные.

В остальных подклассах минеральные воды холодные, с величиной минерализации от 2 до 15 г/л. Повышение содержание ионов SO_4 и Cl в основном обусловлено выщелачиванием загипсованных и соленоносных отложений.

Минеральные воды рассматриваемого класса приурочены к вулканогенно-осадочным и осадочным породам мезозой-третичного возраста. Разгрузка их происходит по тектоническим трещинам и контактам интрузий с вмещающей породой.

III. Углекислые холодные, сульфатные минеральные воды. К этому классу относятся 3 источника, которые по катионному составу подразделяются на 2 подкласса: кальциево-магниевых (ист. Мухан) и натриево-кальциевых (ист. Советален, Нор-Барцратен) вод с минерализацией от I до 15 г/л.

Генетически воды рассматриваемого класса связаны с выщелачиванием пестроцветных, гипсоносных, соленоносных осадочных толщ.

IV. Углекислые холодные, сульфатно-хлоридные минеральные воды представлены двумя выходами натриево-кальциевого (ист. Агамзали) и натриево-кальциево-магниевого (ист. Джранен) составов с минерализацией от 2 до 5 г/л.

Химизм этих вод связан с выщелачиванием гипсоносно-соленоносной толщи.

V. Углекислые холодные, гидрокарбонатно-хлоридные (гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатные) минеральные воды. Минеральные воды рассматриваемого класса по характеру содержания катионов подразделяются на три подкласса: кальциево-натриевых (ист. Салли), натриево-кальциевых (ист. Камо, Злегис, Шатин) и натриево-магниевых (ист. Личк) вод с величиной минерализации 2-5 г/л. Генетически формирование минеральных вод рассматриваемого класса связано с выщелачиванием осадочных и вулканогенно-осадочных пород верхнемелового и палеогенового возраста.

VI. Углекисло-азотные (азотно-углекислые), азотно-метановые, субтермальные - термальные, хлоридные минеральные воды (рассоль). Углекисло-азотные (азотно-углекислые), субтермальные - термальные воды вскрыты буровыми скважинами в пределах Ереванского артезианского бассейна. Эти хлоридно-натриевые и хлоридно-натриево-магниевые воды характеризуются минерализацией более 35 г/л и приурочены к осадочным и вулканогенно-осадочным породам миоцена, зоцена и олигоцена.

Азотно-метановые, хлоридные натриевые, субтермальные - термальные воды с минерализацией более 3,5 г/л вскрыты буровыми скважинами в пределах Ереванского и Нижнеахурянского артезианских бассейнов. Генетически эти воды связаны с песчано-глини-

стыми отложениями эоцена и олигоцена, а также карбонатными породами дат-палеоценом.

Разгрузка вод рассматриваемого класса происходит по зонам тектонических разломов, а также в результате перетекания снизу вверх, из одного горизонта в другой.

УП. Углекислые холодные и термальные, хлоридно-гидрокарбонатные минеральные воды.

Минеральные воды рассматриваемого класса по катионному составу подразделяются на два подкласса: натриевых с минерализацией 5-35 г/л и натриево-кальциевых (натриево-кальциево-магниевых) с минерализацией от 2 до 5 г/л.

Минеральные воды рассматриваемой группы генетически связаны с выщелачиванием соленосной глинистой толщи миоплиоценом.

УIII. Углекислые холодные минеральные воды различного анионного и катионного составов.

Этот класс объединяет очень редкие для рассматриваемого вулканического нагорья минеральные воды, представленные единичными выходами. Сюда относятся сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые (ист.Гридзор), хлоридные натриево-магниевые (ист.Варсер) и хлоридно-сульфатные натриево-магниевые (ист.Гехадзор) воды с минерализацией до 5 г/л.

Минеральные воды рассматриваемого класса приурочены к контакту андезито-базальтов с подстилающими породами (ист.Гехадзор, Гридзор), а также к осадочной толще (ист.Варсер).

Г л а в а IV

ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

I. Подземные воды зоны свободного водообмена

Изучение условий формирования подземных вод зоны свободного водообмена территории вулканического нагорья имеет важное народнохозяйственное значение, ибо именно в пределах этой зоны формируются основные запасы пресных подземных вод, используемых в коммунальном, техническом и сельскохозяйственном водоснабжении. Проблема формирования подземных вод охватывает два основных вопроса: а) выявление источников питания подземных вод и б) формирование химического состава.

а. Источники питания

Основным источником питания подземных вод вулканического нагорья являются атмосферные осадки, участие которых в питании подземных вод в зависимости от физико-географических и геологогидрологических условий региона весьма различное.

Так, в пределах вершинной части вулканического нагорья значительное количество атмосферных осадков (800–1000 мм/год и более) и сильная расчлененность рельефа создают благоприятные условия для формирования поверхностного стока. То небольшое количество атмосферных осадков, которое инфильтруется вглубь, формирует спорадически распространенные неглубокозалегающие подземные водотоки.

Основной областью питания подземных вод являются зоны структурно-денудационного лавового плато и склонов щитовидных массивов.

Сравнительно спокойный характер рельефа, значительное количество атмосферных осадков (500–800 мм), при сильной трещиноватости пород и широком распространении обширных площадей каменных россыпей, создают благоприятные условия питания подземных вод.

В формировании запасов подземных вод, помимо основного источника питания – атмосферных осадков, немаловажную роль играют процессы конденсации водяных паров воздуха в зоне аэрации. Зна-

чительная влажность воздуха, большая амплитуда суточного колебания температуры, сильная трещиноватость эфузивных пород и пористость каменных россыпей благоприятствуют образованию конденсационной влаги.

Так, по мнению В.И.Попова (1929), "... конденсационные процессы протекают исключительно энергично и дают значительное количество влаги на камнях осыпей, растительности, на почве, в порах и трещинах лавы".

В результате взвешивания куска лавы (в районе с.Амберт) в разное время суток, им установлено увеличение веса туфа за ночь до 30% с последующим уменьшением веса после восхода солнца.

В кратком гидрометеорологическом очерке Арагаца С.И.Каплан (1932) величину конденсации в вершинном поясе определил в размере 0,20 мм/сутки.

На основании анализа метеорологических данных и проведения опытных исследований на массиве Арагац, С.А.Хачатуряном (1954) установлено наличие конденсации водяных паров воздуха в зоне аэрации от 0,8 до 1,1 мм/сутки.

Г.Г.Оганезов (1962), в результате проработки метеорологических данных, пришел к выводу, что величина интенсивности конденсации составляет 0,5 мм/сутки.

В целях выявления количественной характеристики этого процесса, в 1963 г. Институтом геологических наук АН АрмССР, а в 1964 г. Управлением геологии Совета Министров АрмССР были сооружены искусственные конденсаторы. Последними установлено, что в летние и осенние месяцы величина сконденсированной влаги при рабочей площади конденсатора в 20 кв.м, варьирует от 60 до 170,8 г/сутки, причем максимальные ее значения отмечаются в летний период. В процессе проведения гидрогеологической съемки вулканического нагорья, нам неоднократно приходилось наблюдать наличие в пещерах насыщенных водой пород, из которых местами имел место небольшой капеж. Наблюдали мы и выходы родников, расположенных в краевых частях каменных россыпей, осыпей и делювиальных шлейфов. Все это лишний раз констатирует тот факт, что процессы конденсации являются одним из источников формирования подземных вод нагорья.

Немаловажная роль в формировании подземных вод принадлежит фильтрации речных вод и вод оросительной сети.

Явление взаимосвязи поверхностных и подземных вод на тер-

ритории описываемого нагорья отмечалось рядом исследователей. В 1927-1937 гг. Ф.А.Захаровым на основании проведенных гидрометрических замеров р.Раздан была установлена некоторая утечка воды из реки.

Позднее исследованиями А.Н.Назаряна (1952) были выделены вдоль р.Раздан характерные участки с различными значениями. В 1957-1958 гг. замеры расходов на некоторых участках рек были проведены сотрудниками Лаборатории гидрогеологических проблем им.Ф.П.Саваренского, М.А.Сунцовыми и В.А.Грабовниковым при исследовании подземной составляющей бассейна оз.Севан (табл. I6).

Таблица I6

Результаты гидрометрических замеров

Наименование реки	Длина участка, км	Потери воды на 1 км длины, л/сек	Потери воды на участке, л/сек
Варденис	0,5	50	25
Цаккар	1,0	20	20
Алучалу	0,5	15	7,5

Интенсивность процесса инфильтрации зависит от многих факторов - геолого-литологической характеристики пород, степени засалывания русла, гидрологической характеристики реки и пр.

Взаимосвязь поверхностного стока с подземными водами непостоянна и изменяется по длине реки. На одних участках реки отмечается питание подземными водами, на других потери поверхностного стока. Интенсивные потери поверхностного стока приурочены, в основном, к верхней части реки, т.е. к участкам с глубоким залеганием грунтовых вод.

Большое количество поверхностных вод, протекающее по многочисленным каналам, арыкам, канавам и бороздам, расходуется на инфильтрацию. По определению Армянского управления Водопроект, эта величина потерь в зависимости от технического состояния оросительной сети составляет от 30 до 50% забираемой воды.

Немаловажная роль в пополнении запасов подземных вод Гегамского нагорья принадлежит фильтрации вод из оз.Севан. Исследования А.П.Соколова (1929,1934), А.А.Турцева (1931),

В.К.Давыдова (1938), а позднее Г.А.Осипова (1949), В.А.Грабовникова (1958, 1961) и др. указывали на гидравлическую связь вод озера с подземными водами северной части Гегамского нагорья.

А.П.Соколов (1934), а позднее В.А.Грабовников (1961) установили, что воды Атарбекянских и Рнданальских родников представляют собой смесь инфильтрационной и озерной воды в соотношениях соответственно 1:1,4±1,7.

В последнее время эта концепция была подтверждена геофизическими исследованиями и разведочным бурением, согласно которым установлено существование утечки воды из озера в районе от гор. Севан до с.Чкаловка. Этот подземный поток движется в северо-западном направлении, где, смешиваясь с инфильтрационными водами нагорья, выклинивается на левом берегу р.Раздан в виде мощных групп родников Макраванских, Атарбекянских и др.

Количественная оценка источников питания подземных вод рассматриваемого вулканического нагорья приводится нами в главе VI "Оценка ресурсов подземных вод".

б. Формирование химического состава

Рассматривая формирование химического состава подземных вод зоны свободного водообмена вулканического нагорья, мы старались дать наиболее приближенную к действительности характеристику обстановки, определив при этом те факторы, которые являются наиболее решающими.

Эти факторы можно подразделить на следующие группы: физико-географические, геолого-гидрогеологические и биологические.

Физико-географические факторы

К рассматриваемой группе относятся: климатические условия, химизм рек, процессы выветривания и характер почвенного покрова.

Климатические условия. Долгое время в гидрогеологии существовало мнение, что химический состав подземных вод формируется только в результате выщелачивания растворимых солей зоны аэрации и водовмещающих пород и совершенно не принималась во внимание роль химического состава гидрометеоров.

Придавая большое значение гидрометеорам, В.И.Вернадский (1933-1936) указывал на то, что формирование как поверхности, так и подземной гидросфера начинается еще в атмосфере, а

Таблица I7

Средний химический состав атмосферных осадков по различным вертикальным поясам Центрального вулканического нагорья Армянской ССР

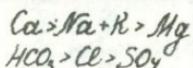
Пояс	Коли-чество проб	р _H	Форма выраже-ния	Содержание компонентов, мг/л						H_2SiO_3 мг/л	Общая минераль- ная запасы мг/л
				Na·K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Высокогорный (выше 2000м)	33	6,7	мг/л	3,97	0,49	4,97	2,22	I,91	25,14	2,57	40,20
			мг/экв%	27,69	8,34	56,25	I2,30	6,15	81,25		
			мг/экв%	(I0,91)	(2,44)	(0,47)	(I2,30)	(I,27)	(0,04)		
Среднегорный (1200-2000м)	62	6,8	мг/л	4,15	0,93	7,63	2,98	2,04	32,12	6,69	52,00
			мг/экв%	35,41	I0,77	6I,54	I2,50	6,25	81,55		
			мг/экв%	(I0,74)	(2,40)	(0,46)	(I2,50)	(I,28)	(0,03)		
Предгорный (менее 1200м)	25	6,8	мг/л	4,89	1,86	I2,68	6,29	4,87	44,05	II,78	85,40
			мг/экв%	2I,44	I5,30	63,26	I7,35	I0,2I	72,44		
			мг/экв%	(I5,I5)	(3,37)	(0,65)	(I7,35)	(I,77)	(0,05)		
Среднее	I20		мг/л	4,25	0,99	7,9I	3,44	2,58	32,60	6,80	58,50
			мг/экв%	29,03	I2,38	58,59	I3,50	7,64	78,86		
			мг/экв%	(II,79)	(2,64)	(0,50)	(I3,50)	(I,39)	(0,04)		

Примечание: В скобках указана доля солей морского происхождения.

"... состав метеорной воды - такой же основной констант в геохимии, как и состав океанической воды".

Влияние химического состава гидрометеоров особенно сказывается на формировании солевого состава пресных - ультрапресных вод, такими являются подземные воды вулканического нагорья. В связи с изучением генезиса солевого состава подземных вод нагорья, нами в период 1965-1974 гг. были собраны и проанализированы 65 проб атмосферных осадков (дождь, снег, град) с 22 пунктов нагорья. При обобщении результатов наших наблюдений и данных других исследователей (Г.К.Габриелян и О.А.Бозоян, 1964) нами был подсчитан средний химический состав и минерализация атмосферных осадков, выпадающих над различными вертикальными поясами вулканического нагорья (табл. Г7).

Как видно из табл. Г7, соотношение отдельных компонентов в химическом составе атмосферных осадков всех гипсометрических поясов постоянное и схематически может быть представлено следующими рядами, составленными в порядке убывания концентраций:



По химизму атмосферные осадки в основном гидрокарбонатного, гидрокарбонатно-сульфатного натриево-кальциевого состава с величиной общей минерализации от 20 до 170 мг/л.

Согласно концентрации водородных ионов в атмосферных осадках все они представляют собой слабокислую ($\text{pH}=6,6-6,8$) или нейтральную ($\text{pH}=7-7,4$) среду, обусловленную способностью гидрометеоров адсорбировать из воздуха углекислый газ, кислород и азот.

В общей сумме солей, растворенных в атмосферных осадках, кроме основных компонентов, в малых количествах содержатся: Fe (0, Г7-0,82 мг/л), Al (0, Г7-0,44 мг/л), H_2SiO_3 (2,57-II, 78 мг/л), NO_2 (следы - 0,02 мг/л), NO_3 (следы - 3,00 мг/л), NH_4 (0,30 - 3,00 мг/л), HPO_4 (следы - 0,09 мг/л), а спектральным анализом выявлено наличие ряда микрокомпонентов (табл. Г8).

Констатировано, что повышение минерализации гидрометеоров наблюдается в теплое полугодие, когда в воздухе содержится много пылеватых частиц. Сравнительно меньшая их минерализация отмечена зимой.

Большое влияние на солевой состав гидрометеоров оказывает их физическое состояние (дождь, град, снег), что видно на рис. Г4.

Таблица 18

Микрокомпонентный состав атмосферных осадков, в мг/л.

Место отбора Элементы	снег Арагац в/г I/XII-65г.	дождь Арагац в/г 22/VI-65г.	снег северный склон Арага- ца 6/JI-65г.	снег Апаран 31/I-66г.	снег Гюлидуз 31/III-66г.	снег Ереван 14/III-68г.	снег Ереван 20/I-69г.	снег Ереван 23.XII 1970г.	снег Ереван 14.XII 1971г.
Mn	0,0570	0,2400	0,0232	0,3360	0,2060	0,0100	0,1020	0,0105	0,0080
Ni	0,0020	0,0190	0,0145	0,0090	0,0103	0,0023	0,0102	0,0010	-
Co	-	0,0038	0,0008	0,0022	0,0026	0,0005	0,0010	0,0010	-
Ti	0,0170	0,0950	0,0580	0,0448	0,0309	0,0050	0,0306	0,0031	0,0600
V	-	0,0057	0,0058	0,0017	0,0010	0,0040	0,0010	-	-
Cr	0,0020	0,0095	0,0174	0,0034	0,0082	0,0065	0,0102	-	0,0004
Mo	0,0010	0,0014	0,0006	0,0336	0,0021	0,0005	не опр.	-	-
Zr	-	0,0076	0,0023	0,0045	не опр.	-	-	-	0,0020
Cu	0,0110	0,0285	0,0035	0,0112	0,0103	0,0100	0,0306	0,0031	0,0030
Pb	0,0060	0,0570	0,0017	0,0112	0,0103	0,0007	0,0030	-	0,0020
Ag	0,0010	0,0009	0,0002	0,0009	0,0004	0,0002	0,0010	-	-
Zn	0,0060	не опр.	0,0230	не опр.	не опр.	0,0200	не опр.	-	-
Cd	-	0,0240	-	0,0220	0,0040	-	-	-	-
Sn	0,0340	не опр.	0,0017	0,0090	0,0008	-	-	-	0,0060
Ga	-	0,0009	0,0017	0,0007	0,0003	0,0003	0,0102	0,0003	-
Sr	0,0570	0,1900	0,0145	0,1680	0,2060	0,0400	0,2040	0,2040	0,0200
Ba	0,0570	не опр.	0,0170	0,2240	0,1030	0,0200	0,0306	0,0105	0,0300
Li	0,0030	0,0015	0,0230	0,0070	0,0080	0,0050	не опр.	0,0031	0,0600
P	-	0,0900	0,0800	0,1120	0,3090	-	-	-	-
Be	-	0,0002	0,0001	0,0001	-	-	0,0003	-	-
B	0,0060	0,0056	0,0017	0,0150	0,0150	0,0050	0,0102	-	-
Y	-	0,0028	0,0006	-	не опр.	-	-	-	-
La	-	0,0090	0,0046	0,0090	0,0103	0,0020	-	-	-

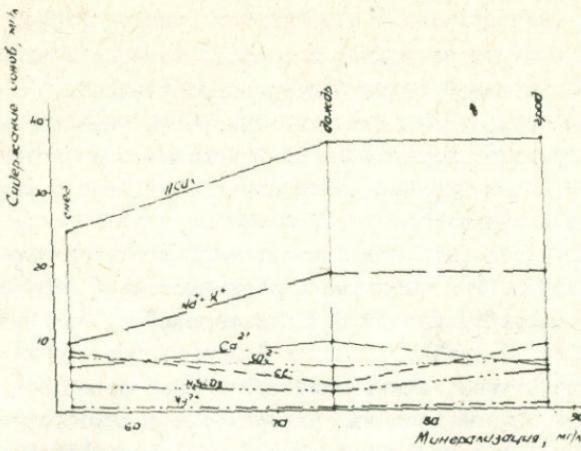


Рис. 14. Изменение химического состава атмосферных осадков в зависимости от их характера.

С другой стороны, с увеличением высоты местности наблюдается изменение содержания ингредиентов и уменьшение величины общей минерализации (рис. 15).

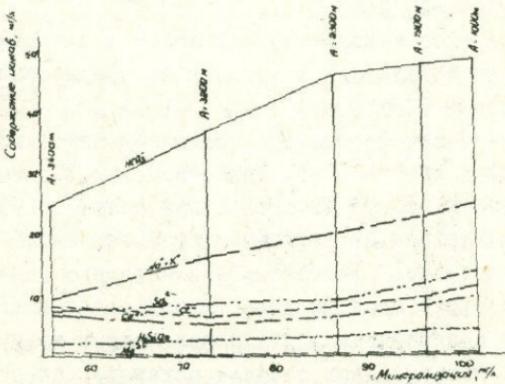


Рис. 15. Изменение химического состава атмосферных осадков в зависимости от гипсометрического положения.

Из всего приведенного выше следует, что химический состав

и степень минерализации атмосферных осадков формируются под влиянием местных природных факторов, которые и обуславливают наличие вертикальной гидрохимической зональности.

Источниками минерализации атмосферных осадков вулканического нагорья могут быть: пыль континентального происхождения, морские соли, промышленное загрязнение атмосферы и космическая пыль.

Содержание солей континентального происхождения в атмосферных осадках СССР по данным Г.А.Максимовича (1953) составляет 67%, а данными С.А.Дурова и Н.Е.Федоровой (1955) оценивается в 80% и более.

Мировой океан, занимавший 5/8 земной поверхности, представляет собой важный источник поступления в атмосферу морских солей в результате как "истинного", так и "механического" испарения.

Л.К.Блинов (1950) считает возможным перенос таким путем морских солей на расстояние 1000-4000 км.

Влияние современного мирового океана на солевой состав атмосферных осадков оценивается средней величиной около 20% (С.А.Дуров, Н.Е.Федорова, 1955), которая естественно уменьшается с удалением от морского бассейна от 30% для Черноморского побережья (В.П.Зверев, 1962) до 5% для района г.Воронежа (К.Б.Маггар, М.И.Холодова, 1961).

Для определения доли морских солей в атмосферных осадках нагорья мы воспользовались методикой, предложенной С.А.Дуровым и Н.Е.Федоровой (1955).

Содержание солей морского происхождения (хлориды) в атмосферных осадках нагорья, как видно из табл.Г7, уменьшается с высотой местности от 1% (в предгорной зоне) до 13,6% (в высоко-горной) и в среднем по региону составляет около 15% всех солей атмосферных осадков. Участие солей морского генезиса в формировании химического состава атмосферных осадков личный раз подтверждается содержанием в них ионов йода в количестве 0,001-0,025 мг/л, который, как следует полагать, принесен ветром со стороны морского бассейна. Что касается солей, образовавшихся исключительно в континентальных условиях (бикарбонаты, сульфаты), то они составляют основную массу. Немаловажным источником минерализации гидрометеоров является космическая пыль, постоянно поступающая в атмосферу в результате сгорания метеоритов.

Плотность космической пыли в мировом пространстве, по данным А.Х.Хригиана (1958), составляет значительную величину. Однако отсутствие в настоящее время точных данных не позволяет количественно оценить ее роль в формировании солевого состава гидрометеоров.

Влияние промышленного загрязнения атмосферы здесь следует полагать весьма незначительным ввиду отсутствия крупных источников загрязнения. К ним может быть отнесено лишь повышенное содержание ионов SO_4 и Mg в четырех пробах атмосферных осадков, отобранных в районе метеостанций Апаран и Раздан.

По нашим подсчетам на 1 кв.км земной поверхности ежегодно вместе с атмосферными осадками поступает следующее количество солей: $NaCl$ от 2,5 до 3,9 т, Na_2SO_4 от 0,8 до 1,9 т, $CaSO_4$ от 1,2 до 1,7 т, $Ca(HCO_3)_2$ от 14,1 до 16,9 т, $Mg(HCO_3)_2$ от 2,0 до 4,0 т. Количество отдельных компонентов, выпадающих с атмосферными осадками на единицу площади нагорья в различных ее гипсометрических поясах представлено в табл. 19.

Таблица 19

Годовое поступление растворимых солей (в ионной форме) с атмосферными осадками на 1 кв.км земной поверхности вулканического нагорья

Пояс	Среднее количество осадков мм/год	Содержание компонентов, т/км ²							Итого т/км ²
		$Na+K$	Mg	Ca	HCO_3	SO_4	Cl	H_2SiO_3	
Высокогорный	696	2,76	0,34	3,46	17,50	1,33	1,54	1,79	28,72
Среднегорный	490	2,03	0,46	3,74	15,74	1,00	1,45	3,28	27,70
Предгорный	368	1,80	0,68	4,67	16,21	1,79	2,31	4,33	31,79
Среднее	550	2,34	0,54	4,35	17,93	1,42	1,89	3,74	32,21

Сравнивая химический состав подземных вод с таковым атмосферных осадков, можно констатировать следующее.

В привершинной зоне имеющиеся водопроявления характеризуются гидрокарбонатно-хлоридным натриевым или натриево-кальциевым составом со средней величиной минерализации 70 мг/л.

Анализ атмосферных осадков, выпавших в пределах рассматриваемой зоны нагорья, показал, что они преимущественно гидрокарбонатно-хлоридного натриевого или кальциевого состава со сред-

ней величиной общей минерализации 40,2 мг/л. Следовательно, общая минерализация атмосферных осадков составляет до 57,4% (нередко достигает 70–80%) минерализации подземных вод.

В условиях рассматриваемой зоны нагорья, где интенсивный процесс водообмена обусловил хорошую промытость пород, ионы хлора так же, как и значительная часть других ионов, могут иметь преимущественно атмогенное происхождение.

Подземные воды, выходящие в виде родников, в пределах зоны склонов щитовидных массивов характеризуются гидрокарбонатным кальциево-натриевым или кальциевым составом со средней величиной минерализации 148 мг/л. Химический состав атмосферных осадков, собранных в пределах рассматриваемой зоны, показал, что воды эти гидрокарбонатного кальциевого состава с величиной минерализации 52 мг/л.

Следовательно минерализация атмосферных осадков рассматриваемой зоны составляет до 35,1% общей минерализации подземных вод.

Зона низгорных лавовых плато и равнина является преимущественно зоной разгрузки подземных вод, сформированных в пределах супербассейнов. Незначительное количество атмосферных осадков (до 400 мм), выпадающих в пределах зоны, при большой величине их испарения не позволяют им участвовать в пополнении запасов подземных вод. Следовательно, формирование солевого состава этих вод начинается еще в зоне склонов щитовидных массивов – области питания подземных вод. Минерализация атмосферных осадков, выпавших в пределах области питания супербассейна, составляет до 13,4% общей минерализации подземных вод (средняя минерализация подземных вод равна 388 мг/л) в рассматриваемой зоне.

Что же касается влияния температуры воздуха на химический состав и степень минерализации подземных вод, следует лишь отметить, что изменение температуры воздуха как в сезонном, так и в годовом и многолетнем разрезах, оказывающее существенное влияние на расход родников, в то же время оказывается на минерализации и химическом составе вод. Здесь имеет место наличие обратной зависимости между расходами родников (величина которых прямо пропорциональна среднемесячной температуре воздуха) и величиной минерализации подземных вод.

Химизм рек и озер. Участие поверхностных вод в формировании

Таблица 20

Средний многолетний химический состав и ионный сток некоторых рек
Центрального вулканического нагорья Армянской ССР.

Река - пункт наблюдения	р ^H	Содержание компонентов, мг/л									Минерализация мг/л Суммарный сток ионов тыс. т/год	Модуль ионного стока т/км ² год		
		Годовой сток ионов, т/год.												
		Na + K	Mg	Ca	Fe	Cl	SO ₄	HCO ₃	Si	P				
Касах-Варденис	6,2	7,1 190,3	3,9 104,5	21,7 581,7	0,18 4,8	2,6 69,6	9,6 257,3	66,3 1777,2	6,9 184,9	0,07 1,8	118,4 3,17	7,6		
Касах-Зовуни	7,5	9,4 985,5	5,8 584,0	19,9 2080,5	-	27,2 2810,5	14,0 1423,5	80,0 8285,5	10,0 1022,0	-	166,3 17,19	28,1		
Касах-Аштарак	7,5	14,0 2847,0	7,2 1460,0	22,0 4453,0	0,08 14,6	13,0 2628,0	13,4 2701,0	96,5 19564,0	9,0 1825,0	0,04 7,3	175,2 35,50	38,1		
Арпа-Джермук	6,7	8,9 280,7	3,3 104,1	10,3 324,8	0,12 3,8	1,6 50,4	11,5 362,7	46,1 1453,8	6,1 192,3	0,03 0,9	87,9 2,77	15,3		
Арпа-Кечут	6,8	10,0 1861,5	4,2 766,5	13,4 2482,0	0,13 21,9	4,5 839,5	11,6 2153,5	63,6 11826,0	6,2 1131,5	0,03 3,6	113,6 21,08	87,4		
Арпа-Ехегнадзор	7,9	11,0 4051,5	7,5 2774,0	31,4 11570,5	0,17 62,0	7,0 2591,5	23,2 8541,0	125,0 46136,0	7,6 2810,5	0,06 21,9	214,3 78,55	64,7		
Азат-Зовашен	7,4	14,6 3358,0	7,1 1642,5	23,6 5438,5	0,11 25,5	6,9 1569,5	20,5 4708,5	101,3 23323,5	8,8 2007,5	0,05 10,9	182,9 42,08	80,2		
Веди-Карабахляр	7,7	11,7 693,5	7,5 474,5	33,5 2080,5	0,23 14,6	2,2 146,0	21,4 1314,0	137,4 8468,0	8,1 547,5	0,05 3,6	222,1 13,74	41,7		
Варденис-Варденик	6,8	7,2 401,5	3,5 182,5	8,9 474,5	0,12 7,3	1,8 109,5	10,3 547,5	42,0 2299,5	6,1 328,5	0,07 3,6	79,9 4,35	41,8		
Аргичи-В.Геташен	7,1	8,4 1314,0	6,2 949,0	16,7 2591,5	0,12 18,2	2,1 328,5	11,8 1825,0	76,2 11826,0	6,7 1022,0	0,13 18,2	128,3 19,89	52,2		
Гаварагет-Норадуз	7,1	15,0 1788,5	10,3 1204,5	21,6 2555,0	0,09 10,9	12,0 1423,5	15,4 1825,0	115,7 13687,5	7,6 912,5	0,20 21,90	197,9 23,43	50,2		
Элегис-Шатин	7,6	14,3 4197,5	6,9 2044,0	32,6 9599,5	0,13 36,5	10,6 3139,0	19,6 5767,0	128,9 37996,5	7,8 2299,5	0,05 14,6	220,9 65,09	139,3		
Салигет-Шатин	7,6	13,0 328,5	6,7 182,5	48,3 1241,0	0,09 3,65	4,5 109,5	24,7 620,5	171,4 4307,0	6,4 146,0	0,05 1,1	275,1 6,93	50,5		

химического состава подземных вод является одним из наиболее интересных, но слабо изученных вопросов. Имеющийся большой материал по гидрохимии поверхностных вод региона до сего времени не был обобщен. Это побудило нас обработать его для выявления средних многолетних значений.

На основании данных 1870 химических анализов (имеющихся по 1967г.), нами были рассчитаны средние значения химического состава вод некоторых рек рассматриваемого региона и ионный сток (табл.20). Приведенные данные показывают, что подавляющее большинство речных вод имеет гидрокарбонатный кальциевый состав с общей минерализацией от 79,9 мг/л (р.Варденис - п.Варденик) до 496,8 мг/л (р.Севджур - п.В.Зейва).

В общей минерализации вод наблюдается наличие вертикальной зональности. Так, в высокогорной зоне минерализация вод не превышает 100-120 мг/л, в среднегорье она доходит до 200-220 мг/л, а в предгорных районах достигает 500 мг/л и более. Суммарная величина ионного стока речного бассейна варьирует от 2,77 тыс. т/год (р.Варденис) до 268,02 тыс.т/год (р.Севджур).

Имеющиеся данные гидрометрических замеров ряда рек нагорья показывают, что величина фильтрационных потерь достигает 12-15% величины их расхода.

Если с осторожностью допустить, что эта величина для рек региона составит в среднем лишь только 5%, то это обусловит ежегодное поступление в подземную гидросферу ионного стока с одного речного бассейна от 0,14 до 13,4 тыс.тонн.

Несомненно, влияние этого процесса на химический состав подземных вод будет весьма различным. В зависимости от характера минерализации подземных вод, в одних случаях фильтрат обусловлит повышение минерализации вод, в других же - их опреснение.

Большое влияние на формирование химического состава подземных вод северной части Гегамского нагорья имеют воды, фильтрующиеся из оз. Севан.

Приведенные на диаграмме (рис.16) данные химического состава вод оз.Севан и генетически связанных с ним родников Атарбекия и Ридамал показывают существенное значение озерных вод в формировании химического состава этих родников.

На фоне химического состава вод зоны свободного водообмена нагорья (т.е. сравнительно с водами Катнахпюрских родников и др., гидравлически не связанных с озером), воды этих родников

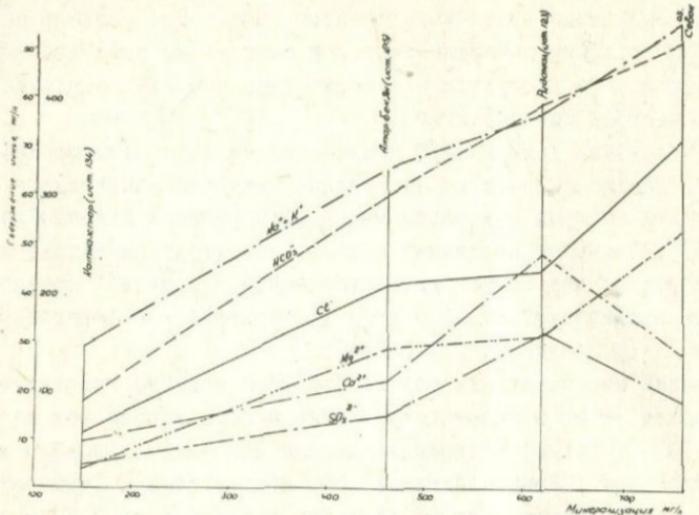


Рис. I6. Влияние вод оз. Севан на химический состав подземных вод.

выделяются по повышенной величине минерализации и пестрому химическому составу как аномалии.

Процессы выветривания. В пределах рассматриваемого вулканического нагорья наиболее распространенным типом выветривания является физическое. Наряду с ним в процессе формирования химического состава подземных вод немаловажную роль играют процессы химического и биологического выветривания.

Интенсивность проявления химического выветривания горных пород обусловлена совокупностью ряда факторов: количеством атмосферных осадков, продолжительностью активного периода выветривания, реакцией среды, химическим и минералогическим составом горных пород и пр.

Неравномерная миграция химических компонентов сказывается на коэффициенте изменчивости (по терминологии С.И.Алешина, 1952).

Для выявления степени влияния характера выветрелости пород на процесс формирования химического состава подземных вод нами были проделаны вытяжки из тонкорастертых грунтов с соотношением фаз Т:Ж равным 1:10; результаты приведены в табл. 21.

Таблица 21

Изменение химического состава водных вытяжек в зависимости от характера выветрелости пород.

Порода	И н г р е д и е н т ы мг / 100 гр.						Минера- лизация мг/л	Тип воды
	Na+K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Базальт	/обр. I04/ свежий	I9.55	2.29	I7.00	I2.07	40.93	42.70	I34.50
	/обр. I00/ выветрелый	II.73	нет	I0.20	9.23	7.40	36.60	75.16
	коэффициент изменчивости	0.60	0.00	0.60	0.76	0.18	0.86	0.56
Андерзито-базальт	/обр. 8/ свежий	35.88	3.08	2I.87	2I.78	28.29	I04.39	2I5.29
	/обр. I8/ выветрелый	26.45	2.08	I7.00	7.10	7.82	I03.80	I64.25
	коэффициент изменчивости	0.74	0.67	0.77	0.32	0.27	0.99	0.76
ТуФ	/обр. 9/ свежий	99.36	I.02	II.77	24.57	I6.27	24I.32	394.30
	/обр. 9а/ выветрелый	33.I2	нет	6.73	I2.65	II.40	72.46	I36.36
	коэффициент изменчивости	0.30	0.00	0.57	0.5I	0.70	0.30	0.29

Наиболее активным в процессе формирования химического состава подземных вод является углекислое выветривание. Интенсивность этого вида выветривания определяется концентрацией CO_2 в водах.

Проведенные нами экспериментальные исследования выветривания горных пород в результате обработки их дистилятом, содержащим CO_2 в количестве 10 мг/л, 25 мг/л и 55 мг/л, показали, что с увеличением концентрации CO_2 в водах интенсивность выщелачивания пород увеличивается (рис. Г7).

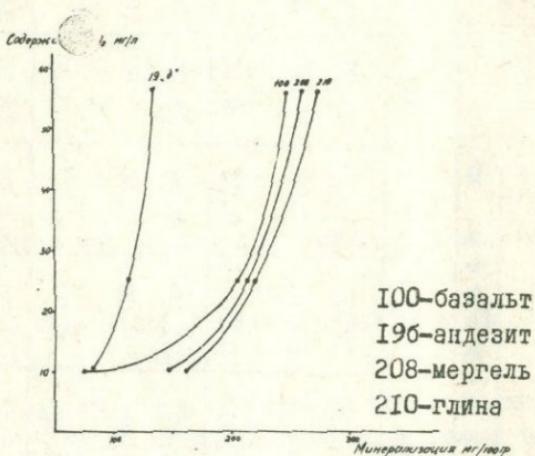


Рис. Г7. Влияние концентрации углекислоты в подземных водах на интенсивность выщелачивания горных пород.

Наиболее податливы выветриванию следующие минералы эфузивных пород: основные плагиоклазы, оливин, пирит, амфиболы, пироксены, а средне устойчивыми являются кислые плагиоклазы, натриево-калиевые полевые шпаты и кварц.

В характере проявления процесса химического выветривания горных пород нагорья наблюдается наличие вертикальной зональности.

Высокогорные части (свыше 3400 м) характеризуются литогенным (обломочным) типом коры выветривания. Здесь широко распространены каменные поля — "чингины", доминирующим типом выветривания является физическое. Низкие температуры воздуха и короткие

периоды активного выветривания пород (3-4 месяца) замедляют процесс выщелачивания горных пород.

В пределах горнолуговой и горнолесной зон (2200-3400) развит сиалитно-глинистый, ненасыщенный основаниями тип коры выветривания.

Сильная увлажненность зоны и сравнительно длительный период активного выветривания (5-7 месяцев) благоприятствуют разложению растительных остатков. Создающаяся при этом в почвах кислая среда обуславливает энергичное разложение горных пород и минеральных частей почв, чему содействуют воды, постоянно просачивающиеся сверху. Продукты выветривания, интенсивно выщелачиваясь нисходящими токами, поступают в грунтовые воды.

Горностепная зона (1400-2200 м) характеризуется сиалитно-карбонатным типом коры выветривания. Широкое распространение почвенного покрова снижает интенсивность термического выветривания горных пород. Вследствие этого доминирующим типом выветривания здесь является химическое. Длительность периода активного выветривания (6-8 месяцев) и умеренное увлажнение поверхности нагорья благоприятствуют проявлению биологического выветривания горных пород. В результате процесса выветривания здесь имеет место разложение первичных и синтез новых минералов. При этом в процессе выщелачивания наиболее легко мигрирующими элементами являются: *Ca, S, Cl, Na* и др., которые и поступают в грунтовые воды.

Зона полупустынь (800-1400 м) характеризуется карбонатным типом коры выветривания. По мнению Г.К.Габриеляна (1966) в генезисе ее принимает участие целый комплекс факторов как химических, так и биологических. Значительная роль в образовании коры выветривания здесь принадлежит процессу импульверизации карбонатов.

Легко подвижными элементами в пределах рассматриваемой зоны являются *Cl, Na* и частично *S*.

Характер почвенного покрова. В настоящее время вряд ли можно оспаривать роль процесса почвообразования в формировании химического состава и степени минерализации подземных вод. Влияние почвенного покрова заключается не только в увеличении минерализации фильтрующихся через него атмосферных осадков, но также в метаморфизации уже сложившегося химического состава грунтовых вод при их взаимодействия с почвами.

Влияние почвенного покрова на процесс формирования химического состава и степени минерализации подземных вод зоны свободного водообмена весьма различно и зависит от характера почв. Для выявления характера метаморфизации химического состава атмосферных осадков в процессе их взаимодействия с почвенным покровом нами были проделаны серии водно-атмосферных вытяжек, где в качестве растворителя использовались атмосферные осадки.

Преимущество этих вытяжек заключается в том, что они наиболее полно позволяют судить об изменении состава растворителя в условиях статического взаимодействия жидкой и твердой фаз и лучше имитируют естественный процесс.

Методика проведения водно-атмосферных вытяжек следующая: анализированные образцы почв слегка растираются и просеиваются через сито с диаметром отверстий в 1 мм. Растворенные образцы заливаются атмосферными осадками (с соотношением фаз $T : X$ равным 1:10) и выдерживаются в течение суток, после чего измеряется pH среды, а отфильтрованные растворы анализируются.

Проведенные водно-атмосферные вытяжки из альпийских горнолуговых почв, имеющих широкое распространение в пределах привершинного плато нагорья, характеризуются значениями, приведенными в табл. 22.

Из данных табл. 22 видно, что в результате взаимодействия атмосферных осадков с почвой фильтрат приобретает слабо кислую реакцию, а выщелоченные компоненты из почв в значительной степени преобразуют его, делая более минерализованным.

Исключением являются ионы Na^+ , K^+ , которые уходят из раствора в результате обменной реакции на ион водорода, вследствие чего pH уменьшается с 7 до 6,8.

Сравнивая химический состав подземных вод с таковым водно-атмосферных вытяжек, находим, что обе воды характеризуются кислой реакцией и гидрокарбонатно-хлоридным составом.

При средней минерализации подземных вод, циркулирующих в пределах рассматриваемой зоны, равной 70 мг/л, количество компонентов, извлекаемых атмосферными осадками из почв, составляет до 35% от их минерализации.

В пределах обширной области склонов щитовидных массивов, представляющей собой основную область питания подземных вод вулканического нагорья, широкое развитие имеют субальпийские горно-

Таблица 22

Химический состав водоатмосферной вытяжки из альпийских горнолуговых почв.

Наименование воды	рН	Содержание компонентов мг/экв						Минерализация мг/л	Тип воды
		Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Исходный раствор-атмосферные осадки	7.0	0.63	0.38	не обн.	0.16	0.05	0.80	79.11	<u>HCO₃</u> <u>Na-Ca</u>
Водноатмосферная вытяжка	6.8	0.32	0.38	0.76	0.32	0.14	1.00	103.66	<u>HCO₃-Cl</u> <u>Na-Ca</u>
Компоненты, извлекаемые атмосферной водой		-0.31	0.00	+0.76	+0.16	+0.09	+0.20	+24.55	

Примечание: знак /-/ означает уменьшение, /+/ увеличение компонента.

Таблица 23

Химический состав водоатмосферной вытяжки из субальпийских горнолуговых почв.

Наименование воды	рН	Содержание компонентов мг/экв						Минерализация мг/л	Тип воды
		Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Исходный раствор-атмосферные осадки	7.0	0.63	0.38	не обн.	0.16	0.05	0.80	79.11	<u>HCO₃</u> <u>Na-Ca</u>
Водноатмосферная вытяжка	7.6	0.64	1.04	0.76	0.60	0.34	1.60	182.80	<u>HCO₃-Cl</u> <u>Ca-Mg-Na</u>
Компоненты извлекаемые атмосферной водой		+0.01	+0.66	+0.76	+0.44	+0.29	+0.80	+103.69	

Таблица 24

Химический состав водоатмосферных вытяжек из бурых карбонатных почв.

Наименование воды	рН	Содержание компонентов мг/экв						Минерализация мг/л	Тип воды
		Na+K	Ca	Mg	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Исходный раствор-атмосферные осадки	7.0	0.66	0.16	0.19	0.28	0.13	0.60	74.31	<u>HCO₃-Cl</u> <u>Na</u>
Водноатмосферная вытяжка	7.4	2.16	0.72	0.24	0.86	0.26	2.00	232.14	<u>HCO₃-Cl</u> <u>Na-Ca</u>
Компоненты извлекаемые атмосферной водой		+1.50	+0.56	+0.05	+0.58	+0.13	+1.40	+157.83	

луговые, горнолесные, а в нижних частях зоны горно-черноземные почвы. Проведенная серия водно-атмосферных вытяжек из субальпийских горнолуговых почв (табл.23) показала, что в щелочных растворах происходит интенсивное растворение и выщелачивание солей.

Основное обогащение вод при этом осуществляется, главным образом, за счет ионов HCO_3 , Mg и Ca .

Сопоставляя средние значения химического состава водно-атмосферных вытяжек из почв с таковыми подземных вод, находим, что оба раствора имеют щелочную реакцию, с преобладанием в анионном составе иона HCO_3 , а в катионном иона Ca .

При средней величине минерализации подземных вод, циркулирующих в пределах рассматриваемой зоны, равной 148 мг/л, количество компонентов, извлекаемых атмосферными осадками из почв в среднем составляет до 70% их минерализации. Влияние каштановых и бурых карбонатных почв, развитых в пределах низкогорных лавовых плато, на процесс формирования химического состава подземных вод весьма незначительно.

Поскольку рассматриваемая территория является преимущественно областью разгрузки подземных вод супербассейнов, то влияние почвенного покрова на химический состав и степень минерализации подземных вод осуществляется в местах выхода родников, где они нередко выступают из-под задернованных почвенных образований, и в результате капиллярно-восходящих токов в случае неглубокого залегания подземных вод.

Для выявления потенциальной возможности влияния почвенного покрова на степень минерализации подземных вод, нами проделаны серии водно-атмосферных вытяжек из бурых карбонатных почв (табл.24).

При средней минерализации подземных вод, циркулирующих в пределах рассматриваемой зоны, равной 388 мг/л, доля компонентов, извлекаемых атмосферными осадками из почв составляет до 40%.

Большая роль в формировании микрокомпонентного состава подземных вод нагорья принадлежит также почвенному покрову.

В процессе почвообразования микрокомпоненты, вследствие проявления реакции катионного обмена, аккумулируются в почвах. Однако их воднорастворимые соединения легко выщелачиваются из почв нисходящими токами вод.

Геолого-гидрологические факторы

К рассматриваемой группе факторов относятся: геологическая структура, тектонические движения и постмагматические проявления, геоморфология, литолого-петрографический состав горных пород и гидродинамика подземных вод.

Геологическая структура. В пределах рассматриваемого региона подземные воды связаны с двумя типами геологических структур: вулканическими сооружениями, в гидрологическом отношении представляющими вулканогенные супербассейны, сложенные третичными и четвертичными магматическими образованиями в пределах которых формируются преимущественно трещинные воды, и межгорными впадинами — артезианскими бассейнами, выполненными современными отложениями, в которых распространены преимущественно порово пластовые воды.

Подземные воды, циркулирующие в пределах супербассейнов, характеризуются большой динамичностью, гидрокарбонатно-хлоридным, гидрокарбонатным натриевым натриево-кальциевым составом с величиной минерализации до 250–300 мг/л. Воды же, циркулирующие в пределах артезианских бассейнов, сравнительно менее динамичны и характеризуются гидрокарбонатным кальциевым, кальциево-магниевым составом с величиной минерализации более 250–300 мг/л.

Тектонические движения и постмагматические проявления. Тектонические нарушения, наложенные на гидрологические структуры, обусловливают более или менее совершенную связь между различными водоносными комплексами, гидродинамическими зонами.

Рассматриваемая территория рассечена множеством глубинных разломов, которые являются путями миграции летучих соединений постмагматических продуктов и подземных вод, поступающих с больших глубин. Пресные воды, циркулирующие в эфузивной толще, встретив эти восходящие струи минерализованных вод, смешиваются с ними и, тем самым, метаморфизуют свой прежний химический состав.

Большое влияние на характер этой связи оказывает возраст тектонических нарушений. Так, трещины, образованные в дотретичный период, как правило, в настоящее время заполнены отложившимся в них минеральным веществом или рыхлыми более молодыми осадками. Более молодые тектонические проявления, наоборот, характеризуются наличием открытых трещин, являющихся путями сво-

бодной циркуляции подземных вод. В целом влияние тектонических нарушений на химию подземных вод нагорья имеет место лишь на отдельных локальных участках, которые четко выделяются в виде аномалий на общем гидрохимическом фоне.

Геоморфология. Рассмотрим значение геоморфологических зон в формировании химического состава и степени минерализации подземных вод.

1. Привершинная зона рассматриваемого вулканического нагорья характеризуется сильно расчлененным рельефом, где происходит пассивное выщелачивание и эрозия. Подземные воды здесь характеризуются неглубокой циркуляцией, большой динамичностью, гидрокарбонатно-хлоридным натриевым составом с величиной минерализации до 100 мг/л.

2. Зоны структурно-денудационного лавового плато и склоны щитовидных массивов характеризуются активной эрозией, выщелачиванием и транспортировкой эрозионного материала. Подземные воды, циркулирующие в пределах этих зон, характеризуются более глубокой циркуляцией, гидрокарбонатным натриево-кальциевым, кальциевым составом с величиной общей минерализации до 300 мг/л.

3. Зона низкогорных лавовых плато и равнин характеризуется рассеиванием подземных вод в накосные отложения артезианских бассейнов. Слабая расчлененность рельефа и незначительная величина динамичности подземных водотоков обусловливают дальнейшее изменение характера их химического состава.

Подземные воды этой зоны преимущественно гидрокарбонатного кальциевого или кальциево-магниевого состава с общей минерализацией более 300 мг/л. В ряде случаев на сравнительно небольших участках нагорья с мезо- или микрорельефом местные геоморфологические условия определяют внутризональное изменение гидрохимических фаций. Так в пределах геоморфологических зон - склонов щитовидных массивов и низкогорных лавовых плато, в местах повышения рельефа и хорошей дренированности эрозионной сетью, подземные воды бывают настолько опресненными, что стоят ближе к водам расположенных выше геоморфологических зон.

Подобные явления азональности подземных вод, вызванные характером геоморфологии территории, были отмечены Ф.П.Саваренским в районах Заволжья, В.А.Ковда в Средней Азии и др.

Литолого-петрографический состав горных пород. Важным факто-

ром, участвующим в формировании химического состава подземных вод, является литолого-петрографический состав как водовмещающих пород, так и пород, через которые фильтруются эти воды.

Атмосферные осадки, являясь основным источником формирования запасов подземных вод региона, обогащенные углекислотой воздуха (15-30 мг/л), приобретают большую растворяющую способность, благодаря которой они в процессе инфильтрации и движения в трещиноватых горных породах сильно метаморфизуются.

Для выявления характера влияния рассматриваемого фактора на формирование химического состава и минерализации подземных вод, нами была проведена серия экспериментальных работ с наиболее распространенными в пределах региона породами.

Принятая нами методика проведения экспериментальных исследований заключалась в следующем: исследуемые образцы пород дробились до размера частиц менее 0,3-0,2 мм (что обеспечивало извлечение до 70-80% воднорастворимого комплекса) и выдерживались в течение 1 часа в дистилляте. При этом соотношение Т : Ж принималось соответственно как 1 : 10, а температура проведения опытов составляла 16-18°C.

В отфильтрованных растворах определялись: HCO_3 , Cl , SO_4 , Ca , Mg , $Na+K$ и pH (табл. 25).

Химический состав воднорастворимого комплекса изверженных пород характеризуется преимущественно гидрокарбонатно-сульфатным, натриево-кальциевым составом. Сравнительно небольшое количество анализов показывает сульфатный или гидрокарбонатно-хлоридный кальциевый или кальциево-натриевый состав. Что же касается осадочных пород, имеющих в пределах рассматриваемого региона ограниченное распространение, то химический состав вытяжек характеризуется как гидрокарбонатный кальциево-натриевый.

Значительный интерес в познании истинного состава воднорастворимого комплекса пород представляют выполненные нами комплексные водно-атмосферные вытяжки (методика которых была изложена выше), которые сравнительно лучше имитируют естественный процесс взаимодействия пород с инфильтрующей водой.

Результаты комплексных водно-атмосферных вытяжек приведены в табл. 26, из которой видно, что наибольшей растворимостью обладают базальты, за которыми следуют туфы, а затем андезиты.

Результаты проведенных вытяжек показали, что доминирующими

Воднорастворимый комплекс пород Центрального вулканического нагорья Арм.ССР

Компоненты	ВУЛКАНОГЕННЫЕ (30 анализов)			ВУЛКАНОГЕННО - ОСАДОЧНЫЕ (6 анализов)			ОСАДОЧНЫЕ (6 анализов)		
	мг/100г	мг/экв.	% экв.	мг/100г	мг/экв.	% экв.	мг/100г	мг/экв.	% экв.
Na+K	I,61-67,39	0,07-I,19	4,04-87,40	33,12-99,36	I,44-4,32	77,54-86,74	I6,10-57,27	0,70-2,49	43,08-61,44
	23,26	I,01	64,86	55,27	2,43	81,90	32,50	I,41	51,08
Ca	3,40-39,10	0,17-I,95	9,54-79,90	6,73-II,77	0,33-0,58	II,64-22,46	I3,05-33,59	0,65-I,67	37,58-48,40
	I0,63	0,53	3I,28	9,00	0,44	I7,58	2I,65	I,08	4I,82
Mg	0 -3,I2	0 -0,25	0 -15,72	0 -I,02	0 -0,08	0 -I,60	0 -3,09	0 -0,25	0 -II,60
	0,77	0,06	3,86	0,34	0,02	0,52	I,69	0,14	7,I0
Cl	4,97-2I,00	0,13-0,59	7,50-36,20	I2,65-24,57	0,35-0,69	I3,86-24,60	7,I0-2I,78	0,20-0,56	I2,54-2I,00
	II,24	0,3I	22,08	I7,8I	0,50	I9,40	I3,69	0,38	I4,46
SO ₄	3,08-83,30	0,06-I,73	4,70-69,64	I0,34-I6,27	0,2I-0,34	6,82-I3,56	5,33-30,89	0,II-0,64	7,28-20,00
	23,66	0,49	27,40	27,20	0,26	I0,58	I8,I8	0,38	I3,84
HCO ₃	I2,20-I80,62	0,20-2,96	I2,56-78,72	72,46-24I,3I	I,18-3,95	64,2-78,30	73,20-I80,80	I,20-2,96	59,00-79,40
	49,0I	0,80	50,52	I28,99	2,II	70,02	II4,I9	I,87	7I,70
pH	6,8 - 7,8			7,0 - 7,2			7,5 - 7,6		
	7,I			7,I			7,6		
Минерализация	62,60-296,40			I36,40-394,30			I16,80-322,50		
	II4,07			236,40			20I,90		

ПРИМЕЧАНИЕ: в числителе экстремальные значения (мин. - макс.)

в знаменателе среднее значение

Таблица 26

Средние значения комплексных водноатмосферных вытяжек

Наименование воды	рН	Химические компоненты, мг/экв						Минерализация, мг/л	Тип воды
		Na+K	Mg	Ca	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Исходный раствор - атмосферная вода. водно-атмосферная вытяжка из почв (фильтрат - I)	7.0	0.63	н/обн.	0.38	0.16	0.05	0.80	79.II	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Mg-Na}$
	7.6	0.32	0.38	0.57	0.30	0.17	0.80	182.8	
	Базальт	7.5	0.99	0.28	1.00	0.25	0.98	272.4	$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca-Na-Mg}$ $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$
	Андезит	7.6	0.40	0.34	0.67	0.24	0.16	208.0	
	Туф	7.6	0.73	0.19	0.67	0.26	0.13	242.6	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ Na-Ca
	Среднее	7.6	0.71	0.27	0.78	0.25	0.42	241.0	
Разность фильтратов (z - 1)		+0.39	-0.11	+0.21	-0.05	+0.25	+0.28	+58.2	

Таблица 27

Средние значения химического состава совмещенных комплексных водно-атмосферных вытяжек

Наименование воды	рН	Химические компоненты, мг/экв						Минерализация, мг/л	Тип воды
		Ca	Mg	Na+K	Cl	SO ₄	HCO ₃		
Исходный раствор - атмосферная вода	7.0	0.38	-	0.63	0.16	0.05	0.80	79.I	$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na-Ca}$
Фильтрат	7.6	0.35	0.07	0.89	0.08	0.87	0.36	191.0	
Разность		-0.03	+0.07	+0.26	-0.08	+0.82	-0.44	+III.9	

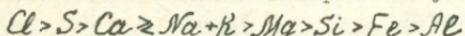
анионом в растворах является HCO_3^- , а катионом Ca или $Na+K$.
Здесь наблюдаются следующие соотношения:

Базальты $Ca > Na+K > Mg$ $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$

Анdezиты $Ca > Na+K > Mg$ $HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$

Туфы $Na+K > Ca > Mg$ $HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$

Учитывая содержание элементов в исходной породе и приведенные выше соотношения, можно установить следующий ряд подвижности химических элементов в гипергенных условиях региона:



Сопоставляя значения химического состава и минерализации подземных вод, циркулирующих в пределах зоны склонов щитовидных массивов (зона питания и транзита подземных вод) с данными комплексных водно-атмосферных вытяжек, находим в них большое сходство:

Средний химический состав подземных вод зоны склонов щитовидных массивов

$\underline{HCO_3^{\text{785}}} \underline{Cl^{\text{157}}} \underline{SO_4^{\text{5,8}}}$

$\underline{Ca \text{ 4,7}} \underline{Na+K \text{ 3,9}} \underline{Mg \text{ 2,4}}$

Средний химический состав комплексных водно-атмосферных вытяжек из пород.

Базальт $\underline{HCO_3^{\text{52,6}}} \underline{SO_4^{\text{31,9}}} \underline{Cl^{\text{25,5}}}$

$\underline{Ca \text{ 42,7}} \underline{Na+K \text{ 34,3}} \underline{Mg \text{ 23,0}}$

Анdezит $\underline{HCO_3^{\text{71,5}}} \underline{Cl^{\text{21,6}}} \underline{SO_4^{\text{6,9}}}$

$\underline{Ca \text{ 47,8}} \underline{Na+K \text{ 27,7}} \underline{Mg \text{ 24,5}}$

Туф $\underline{HCO_3^{\text{754}}} \underline{Cl^{\text{184}}} \underline{SO_4^{\text{16,2}}}$

$\underline{Na+K \text{ 45,8}} \underline{Ca \text{ 42,2}} \underline{Mg \text{ 21,0}}$

Степень участия литологического состава пород в формировании минерализации подземных вод, согласно проведенным опытам, составляет до 39% ее минерализации.

Весьма интересные данные получены нами при проведении совмещенных комплексных водно-атмосферных вытяжек. Для этого в стеклянный сосуд, в нижней части которого засыпалась тонкорастертая порода, а в верхней тонкорастертая почва, постоянно подавалась дождевая вода, которая, фильтруясь через всю эту толщу грунтов, собиралась в колбу. Результаты химических анализов фильтрата приведены в табл. 27.

Сравнивая минерализацию подземных вод и полученной вытяжки, находим, что она допустима для зоны склонов щитовидных массивов. Доля минерализации за счет выщелачивания почвогрунтов составляет 75% средней минерализации подземных вод зоны. Скорость выщелачивания грунтов непостоянна и с увеличением времени она заметно убывает (рис. 18).

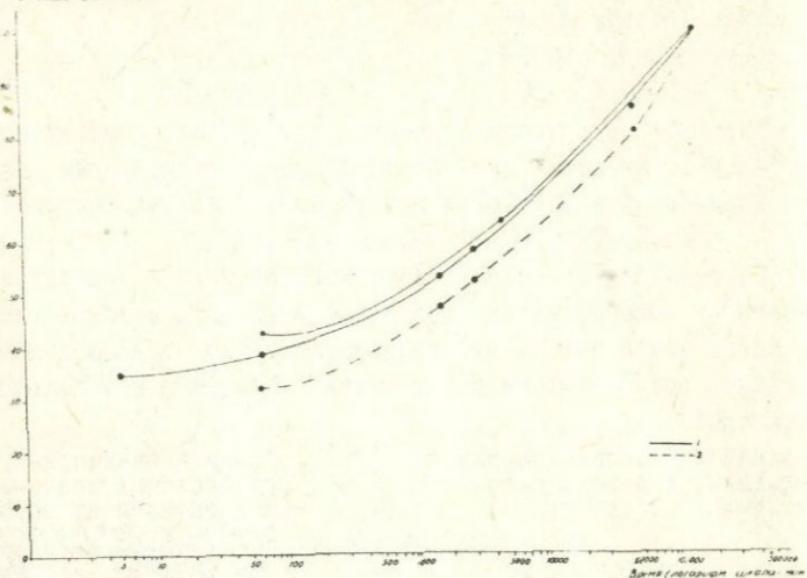


Рис. 10. Зависимость удельной растворимости горных пород от времени взаимодействия с водой.

/ 1-Базальт; 2-Ангезит./

Так, в течение первых пяти минут в результате процесса выщелачивания формируется 35% и более ее минерализации, в течение часа до 43%. Следовательно, можно констатировать тот факт, что минерализация подземных вод в основном формируется в течение первого периода взаимодействия воды с грунтами, в последующее время этот процесс затухает. Это объясняется тем, что частицы горных пород обволакиваются продуктами реакции, что в значительной степени замедляет процесс дальнейшего взаимодействия породы с раствором. С удалением этой корки механическим путем, процесс выщелачивания вновь возобновляется (А.Кушман, Р.Хуббарт, 1908; К.К.Корренс, 1938). В природных условиях такое удаление корки возможно происходит при растрескивании пород и ее размельчении в результате тектонических проявлений.

Спектральным анализом сухих остатков фильтратов водных вытяжек из пород установлено присутствие следующих микрокомпонентов (табл. 28).

Приведенные выше данные показывают, что наибольшее количе-

Содержание микрокомпонентов в фильтратах
водных вытяжек из пород

Порода Элемент в мг/л	Базальт		Андезит		Дацит обр.5
	обр.8	обр.9	обр.1	обр.4	
I	2	3	4	5	6
Mn	0,0001	0,0402	0,0530	0,1500	0,1456
Ni	-	-	-	-	0,0014
Ti	0,0003	0,0001	0,0069	0,0844	0,0455
V	-	-	не опр.	не опр.	0,0014
Cr	-	-	-	-	0,0015
Mo	-	0,00001	-	-	0,0044
Cu	0,0001	0,0402	0,0053	0,0274	0,0441
Pb	-	-	-	-	0,0044
Ag	-	0,0040	0,0005	0,0008	0,0044
Zn	0,0011	не опр.	не опр.	не опр.	-
Sr	-	-	-	-	0,0001
Se	0,0110	0,2278	0,2226	0,4726	0,1495
Ba	-	0,0804	0,1696	0,8440	0,8190
Li	-	0,0225	0,0017	0,0027	0,8190
P	-	не опр.	-	-	0,1495
B	-	0,0169	0,0053	0,0169	0,0195
Общее содержание микрокомпонентов	0,0126	0,4321	0,4649	1,5988	2,2083

ство микрокомпонентов выщелачивается из дациев (2,2083 мг/л), а наименее из базальтов (0,0126-0,4321 мг/л).

Все это позволяет констатировать тот факт, что литолого-петрографический состав пород оказывает существенное влияние на формирование макро- и микрокомпонентного состава подземных вод вулканического нагорья.

Гидродинамический фактор. В специфических условиях вулканического нагорья уменьшение уклонов поверхностей подземных водотоков от привершинной зоны к предгорью, естественно, сказывается на характере скоростей подземных вод. Вследствие больших скоростей подземных водотоков в высокогорной и среднегорной зонах нагорья, процессы выщелачивания пород не успевают завершиться, а сформированные при этом весьма пресные - пресные воды слабо отображают литологические особенности водовмещающих пород.

Сравнительно пониженные скорости водотоков в пределах предгорной зоны нагорья (в областях разгрузки подземных вод) обусловливают повышение минерализации вод и лучше отображают связь солевого состава с литологией водовмещающих пород. Весьма наглядно это изменение химического состава и минерализации подземных вод прослеживается в пределах рассматриваемого региона (рис.5).

Из гидрохимического профиля, составленного по линии с.Гехадзор - г.Арагац - с.Бюракан, видно, что в высокогорных частях нагорья, где подземные воды наиболее динамичны, в гидрохимическом отношении они характеризуются малой величиной минерализации и преобладанием в солевом составе ионов HCO_3^- и Na^+K в пределах северных склонов ионов HCO_3^- , Ca и Na^+K на южном.

По мере движения подземных вод к областям разгрузки, скорость их постепенно уменьшается, а минерализация вод увеличивается. В солевом составе происходит увеличение содержания ионов HCO_3^- , Ca и снижение Na^+K , Cl^- и SO_4^{2-} . Все изложенное позволяет констатировать, что химизм подземных вод описываемой зоны четко реагирует на изменения гидродинамических условий.

Биологические факторы.

В течение длительного времени влияние биологических факторов на формирование химического состава подземных вод не учитывалось и до настоящего времени роль этих факторов изучена сравнительно слабо.

К рассматриваемой группе относится влияние растительности и микроорганизмов.

Растительность. По мере отмирания и гумификации растения отдают в почву все те минеральные вещества, которые были взяты ими из подземных вод. Вероятно при этом часть ионов, образуя нерастворимые соединения, удерживается почвой, другая же вновь поступает в подземные воды.

Влияние растительности на формирование солевого состава подземных вод нагорья достаточно наглядно иллюстрируется проведенными нами лабораторными экспериментами.

Сущность указанных экспериментов заключалась в следующем: два одинаковых конических сосуда засыпались в равном количестве тонко растертым грунтом (андезито-базальтового состава) и поверх него слегка размельченной почвой, причем в один из сосудов помещалось некоторое количество размельченного разнотравья.

Подаваемая сверху в оба сосуда дождевая вода фильтровалась через почву и размельченный грунт, а собранный фильтрат подвергался химическому анализу (табл. 29).

Приведенные выше результаты анализов показывают, что химический состав и минерализация фильтрата, полученного в результате проведения опыта I (с растениями), отличаются от таковых фильтрата опыта II, причем минерализация первого больше второго примерно на 30%.

Несомненно, что кроме макрокомпонентов в воднорастворимом комплексе растений содержится также ряд микрокомпонентов, которые также переходят в подземные воды.

Влияние микроорганизмов. Вопросы биохимического метаморфизма подземных вод в результате деятельности микроорганизмов изучены крайне недостаточно.

Исследованиями В. С. Шайдурова и С. Г. Нариняна (1964) в толщах снежников описываемого нагорья обнаружена богатая микрофлора, представленная водорослями, грибками и пр.

Все это указывает на то, что процессы биометаморфизма подземных вод начинаются еще в условиях наземной атмосферы.

Открытая структура рассматриваемого региона обуславливает большое распространение разнообразных микроорганизмов, благодаря которым интенсивно протекают биохимические процессы, что приводит к значительной изменчивости химического состава подземных вод. В этих водах возможно наличие как анаэробных бак-

Таблица 29

Химический состав воднорастворимого комплекса

132

Наименование фильтрата	p^H	Химические компоненты мг/экв.						Минерализация мг/л	Тип воды
		Ca	Mg	Na+K	Cl	SO_4	HCO_3		
Опыт I (с растениями)	7.6	0.68	0.52	0.50	0.20	0.58	0.92	123.27	$\frac{HCO_3 - SO_4}{Ca - Mg - Na + K}$
Опыт II (без растений)	7.6	0.35	0.07	0.89	0.08	0.87	0.36	95.53	$\frac{SO_4 - HCO_3}{Na + K - Ca}$
Разность		+0.33	+0.45	-0.39	+0.12	-0.29	+0.56	+27.74	

терий (сульфатовосстанавливающие и денитрофицирующие), так и аэробных. Последние в присутствии молекулярного кислорода способны разлагать окисленные органические соединения до углекислоты и воды.

Большая роль в увеличении содержания иона HCO_3 в подземных водах, приуроченных к изверженным породам, по мнению Е.В.Посохова (1969), принадлежит биохимическим процессам. Следовательно, не исключена возможность, что в высоком содержании иона HCO_3 в подземных водах нагорья, наряду с другими факторами, немаловажная роль принадлежит деятельности микроорганизмов.

Вместе с тем незначительное изменение содержания иона SO_4 в зависимости от минерализации подземных вод позволяет полагать и возможное участие в формировании солевого состава десульфредирующих бактерий.

Резюмируя все изложенное, следует сказать, что формирование подземных вод зоны свободного водообмена описываемого нагорья представляет собой сложный процесс, обусловленный совместным воздействием целого ряда взаимосвязанных и взаимообусловленных факторов, изменяющихся как во времени, так и в пространстве.

На современном этапе гидрогеологического развития главными из них являются атмосферные осадки, почвы, литолого-петрохимический состав водовмещающих пород и гидродинамические условия. В различных конкретных условиях сочетания этих факторов весьма различное. Так, если в высокогорных частях региона главным являются атмосферные осадки, то в пределах среднегорья и предгорья — почвы, характер водовмещающих пород и гидродинамические условия. В целом анализ химического состава подземных вод региона и условий их формирования показал, что наличие четко выраженной ландшафтно-поясной зональности в пределах региона и предопределило высотную гидрохимическую зональность подземных вод, проявляющуюся в изменении минерализации и химического типа вод в направлении от высокогорных частей супербассейнов к предгорным.

2. Подземные воды зоны затрудненного водообмена

Основную роль в формировании минеральных вод региона играют инфильтрационные воды, которые поступают как с супербассейнов и артезианских бассейнов зоны свободного водообмена, так и с

участков выхода водоносных пород на земную поверхность.

Существующие в недрах региона магматические очаги по-видимому являются источником питания и обогащения подземных вод углекислым газом, химическими ингредиентами, а также глубинной водой, возможно газевого происхождения. Основными водовмещающими породами подземных вод зоны затрудненного водообмена являются известняки, мергели и песчаники девона, карбона, мела и эоцене.

В условиях закрытых структур циркуляция вод осуществляется замедленно: воды, обогащаясь углекислотой, поступающей по трещинам снизу, приобретают агрессивные свойства. В зависимости от петрохимического состава горных пород и термодинамических условий, происходит насыщение воды теми или иными химическими ингредиентами. Разгрузка минеральных вод осуществляется в зонах тектонических нарушений на гипсометрически благоприятных участках. В ряде случаев, прежде, чем выйти на поверхность земли, струи минеральных вод, встретив на своем пути пресные грунтовые воды, смешиваются с ними, в результате чего опресняются.

Термический режим глубинных артезианских вод региона определяется, главным образом, глубиной их залегания, т.е. региональным тепловым полем недр. Вместе с тем, в ряде районов поступающее тепло с глубоких корневых частей молодых вулканов, накладываясь на региональное тепловое поле, вызывает значительное повышение температуры подземных вод. Об этом свидетельствует не угасающая до сего времени термальная деятельность источников Джермука, Кечута, Саят-Новы и др.

Подавляющее большинство минеральных вод региона углекислые. Формирование углекислоты в пределах региона связано как с процессами кристаллизации магматических пород, так и с явлениями термометаморфизма. По данным Л.Н.Барабанова (1961), в пределах территории Малого Кавказа благоприятные условия образования углекислоты в результате процессов термометаморфизма карбонатных пород, наблюдаются на глубинах до 5 км.

Указанные источники углекислоты являются непременным, однако недостаточным условием формирования углекислых минеральных вод.

Необходимым, как считает О.Н.Толстиков (1962), является наличие благоприятных условий накопления и сохранения углекислого газа в коллекторах горных пород (закрытые трещины и поры) в те-

Таблица 30

Основные типы месторождений подземных вод зоны затрудненного водообмена Центрального вулканического нагорья Арм.ССР

№ п.п.	Основные типы	Геологические условия формирования	Генетические типы вод	Минерализация, мг/л	Микроэлементы	Газовый состав %	Температура °C	Главнейшие представители
I	<i>HCO₃-Ca</i>	В промытых структурах вулканогенных и осадочных пород	Инфильтрационные воды выщелачивания изверженных пород	до 1	Mn, Ni, Ti, Co, Zn, Cu, Pb, Ag, Sr, Ba, B, реже Mo, Li, Zn	CO ₂ 83-87 N ₂ +реги 13-17	7-10	Амберт, Манташ
II			Инфильтрационные воды выщелачивания, приуроченные к контакту изверженных и осадочных пород	1-3	Cu, Ag, Li, Mo	CO ₂	10-12	Геташен, Артабун
III			Инфильтрационные воды выщелачивания вулканогенных и осадочных пород в условиях более замедленной их миграции	3-5	Mn, Ni, Ti, Cu, Pb, Zn, Ba, Sr, B, Co, Mo, Li, реже Ba, Zn, Li	CO ₂	10-19	Личк, Гехаркуни, Гохт, Гарни, Камо
IV	<i>Cl - Na</i>	Мезо-кайнозойских впадинах заполненных осадочными отложениями	Инфильтрационные воды растворения и выщелачивания соленосно-глинистой толщи третичного возраста	до 20	Mn, Cu, Pb, Se, Br, Li, Ag, Hg, Zn, реже I, Br, F	CO ₂ 95-98,4 N ₂ +реги 03-16 O ₂ 1/200-3 Нет Ar, N ₂ О-0,2	8-19	Арзни, Авазан, Аргел, Кетран, Варсер, Горбатех
V			Инфильтрационные воды выщелачивания третичной вулканогенной толщи с проявлением сульфидного оруденения	1-3	Mn, Cu, Ni, Ti, Cr, Sr, Ag, Br, B, Li, реже I, Br	CO ₂	6-17	Гриձзор, Мухан
VI	<i>HCO₃-Na</i>	К зонам разломов в осадочных толщах, прорванных молодыми интрузиями	Инфильтрационные, ювиальные воды растворения и выщелачивания верхнемеловых карбонатных пород	3-10	Sr, Li, B, F, Zn, As, Hg, реже Mo, Br	CO ₂ 98-99,8 N ₂ +реги 02-1,2 Нет He, N ₂ O, CO ₂	до 64,4	Джермук, Саят-Нова, Кечут
VII			Инфильтрационные воды выщелачивания и проявления биохим.процессов	до 89	Br, I, B	N ₂ 20-77 CH ₄ 25-75 CO ₂ до 10	40-80	скв. II-р; I5-р, I-оп
VIII	<i>Cl - Na</i>	В осадочных и вулканогенно-осадочных отложениях глубоких частей Ереванского, Ширакского и Нижнеахурянского артезианских бассейнов	Инфильтрационные воды выщелачивания осадочных и вулканогенно-осадочных пород	до 55	Br, I, B	CO ₂ 18-55 N ₂ 36-76 CH ₄ до 6	27-70	скв. II-р, скв. I5-р, скв. 4-р

чение длительного геологического времени. Резкое снижение давления, происходившее вследствие тектонических нарушений, обуславливает подъем углекислоты к поверхности и насыщение ею водоносных горизонтов.

Если поднимающаяся из глубоких недр углекислота концентрируется в каких-либо обводненных трещинах, то образуются локальные зоны распространения углекислых вод. В случае же разгрузки восходящих струй углекислоты в толще осадочных пород, вертикальная миграция ее уступает место горизонтальной - пластовой, что при обводнении этих пород создает благоприятные условия насыщения больших масс воды углекислотой и формирования артезианских углекислых водоносных горизонтов.

Углекисло-азотные, азотно-углекислые и углекисло-метановые подземные воды вскрыты глубоким бурением в осадочных и вулканогенно-осадочных породах мезокайнозойского возраста в пределах Ереванского, Ширакского и Нижнеахурянского артезианских бассейнов.

В пределах описываемого региона, в зависимости от геолого-структурных, гидрогеологических, газогеохимических, геотермических условий формирования, выделяются следующие типы минеральных вод (табл. 30).

I. Холодные, углекислые воды гидрокарбонатного кальциевого состава с невысокой минерализацией (до 1 г/л и реже до 3 г/л) и температурой 7-12°C. Трещинные подземные воды этого типа приурочены в основном к вулканогенной, вулкаиогенно-осадочной толще и в меньшей степени к контакту их с осадочными породами. Генетически это ионфильтрационные воды выщелачивания изверженных и осадочных пород. Низкая минерализация и температура вод свидетельствуют о небольшой глубине формирования и циркуляции их в хорошо промытых или слаборастворимых породах. Характерными выходами этих вод являются: источники Амбертские, Манташкие, скв. с. Геташен и др. Наличие в ряде источников высокого содержания сульфатов или хлоридов объясняется процессами выщелачивания или растворения как продуктов сульфидного оруденения (ист. Голгат), так и осадочной, вулканогенно-осадочной толщи (ист. Салли-1, Кишлаг и др.), что еще раз подтверждает сравнительно небольшую глубину формирования этих вод.

Холодные углекислые воды гидрокарбонатного натриевого состава со сравнительно повышенной минерализацией (до 5 г/л) и

температурой 10–19°C.

Подземные воды преимущественно трещинно-порового типа и приурочены к осадочным породам, а в ряде случаев и к контакту осадочных и вулканогенных пород третичного возраста Севанского и Азаванского артезианских бассейнов.

Преобладание иона Na^+ в катионном составе вод объясняется процессами как катионного обмена при формировании углекислых вод в толще осадочных и терригенно-осадочных пород (ист. Гохт, Гарни, Мец Гиланлар и др.), так и в результате выщелачивания натриевых полевых шпатов из водовмещающих пород (ист. Личк I, Личк II).

В результате проявления микробиологических процессов, а в частности процесса десульфирования, в ряде выходов можно встретить бессульфатные воды (ист. Варденик, Личк II, Гохт II, скв. Мартуни и др.).

Сравнительно повышенная минерализация и температура минеральных вод указывают на их более глубокую циркуляцию. Характерными являются минеральные источники Варденик, Гохт, Камо, Зовашен, Азаван, Гехаркуни и др.

3. Холодные углекислые, хлоридно-натриевые минеральные воды с минерализацией до 20 г/л и температурой 8–19°C.

Воды этого типа генетически связаны, главным образом, с третичной соленосно-глинистой толщей пород преимущественно Ереванского артезианского бассейна. Высокое содержание ионов Cl^- и Na^+ , достигающее 80–85% экв., объясняется процессами растворения и выщелачивания. Что же касается содержания других макро-компонентов, то оно в значительной степени обусловливается процессами смешения с пресными водами свободного водообмена.

Характерными представителями указанного типа вод являются источники Азазан, Аргел, скв. Арзни, Варсер, Горбатех, Кетран и др.

4. Холодные углекислые, сульфатные, сульфатно-хлоридно-гидрокарбонатные воды сложного катионного состава с минерализацией до 3 г/л и температурой 6–17°C.

Рассматриваемый тип вод в пределах региона имеет весьма ограниченное распространение, генетически представляет собой инфильтрационные воды выщелачивания третичной вулканогенной толщи, с проявлением сульфидного оруденения.

Представителями этого типа вод являются источники Гридзор III

5. Углекислые термы, связанные с крупными структурными прогибами альпийского этапа синклинального развития. Эти синклинальные прогибы представляют собой артезианские бассейны: Севанский, Айоцзорский и Ереванский. Генетически это инфильтрационные и ювелирные воды. Основные водоносные горизонты этих бассейнов приурочены к верхнемеловой карбонатной толще (Джермук) и верхнетретичным породам (Нор-Баязет), мощность которых достигает нескольких сот метров.

Формирование химического и газового состава вод, а также термического их режима, в значительной степени связано с условиями их генезиса и движением от областей питания к областям разгрузки.

Температурный режим артезианских вод определяется как глубиной их циркуляции, т.е. региональным тепловым полем недр, так и наличием многочисленных очагов тепла глубоких корневых частей молодых вулканов.

Высокие температуры подземных вод (до $64,4^{\circ}\text{C}$) и значительное насыщение их углекислотой сильно активизируют проявление таких геохимических процессов, как растворение и миграция солей, выщелачивание горных пород, катионный обмен, окислительно-восстановительные реакции и пр.

Вместе с тем нельзя не отметить влияние пресных холодных вод, которые в результате смешения в значительной степени опресняют и снижают температуру термальных вод.

Естественные выходы термальных вод приурочены к зонам глубоких водопроводящих разломов и вскрыты буровыми скважинами.

В зависимости от литолого-петрографического состава водоемещающих пород и степени их промытости, химический состав этих гидротерм весьма разнообразен.

6. Субтермальные-термальные, азотно-метановые хлор-натриевые подземные воды с высокой минерализацией (более 20 г/л). Генетически это инфильтрационные воды выщелачивания и проявления биохимических процессов. Приурочены они к нижним горизонтам Ереванского Нижне-Ахурянского и Ширацского артезианских бассейнов, представленных осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями мезозоя. Скважинами глубинного бурения П-р, I-оп эти воды вскрыты преимущественно на глубинах до 200 м (Ширацкий

артезианский бассейн) и более 2500 м (Ереванский и Нижнеахурянский артезианские бассейны).

7. Субтермальные - термальные углекисло-азотные и азотно-углекислые хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые воды с минерализацией до 55 г/л.

Генетически это инфильтрационные воды выщелачивания осадочных и вулканогенно-осадочных пород мезозоя. Рассматриваемый тип вод вскрыт скважинами П-р, I5-р, 4-р в пределах глубоких частей Ереванского (800-2400 м) и Ширакского (до 2000 м) артезианских бассейнов.

3. Палеогидрогеология вулканического нагорья

В своем классическом труде "История природных вод" В.И. Вернадский (1933) указал, что история формирования подземных вод тесно связана с историей развития земной коры"...все природные воды, где бы они не находились, теснейшим образом связаны между собой и представляют единое целое..."

Современное состояние подземных вод зон затрудненного и весьма затрудненного водообмена обусловлено историей геологического развития. Единственно правильный путь выявления условий их формирования - это анализ историко-гидрогеологического развития, т.е. палеогидрогеологический анализ.

Вопросы палеогидрогеологического анализа отдельных регионов АрмССР рассматривались в работах А.П.Демехина (1944, 1952), Л.Н.Барабанова (1961), М.П.Ходжояна (1965) и Р.Г.Арутюняна (1966). Наличие исследований является первой попыткой реконструкции основных палеогидрогеологических условий территории вулканического нагорья.

Основываясь на указании Н.М.Страхова (1962), что "все главные решающие черты физико-химического механизма современного галогенеза без труда отыскиваются в галогенезе древнем", мы, с целью приближенного определения солености морских вод палеобассейнов, воспользуемся данными В.П.Ильинского, полученными при сгущении современной океанической воды (табл.31)

При восстановлении палеогидрогеологических условий мы исходили из возможности формирования трех основных генетических типов вод: инфильтрационных, седиментационных и вод, формирование которых связано с палеовулканической деятельностью.

В зависимости от характера проявления геотектонических про-

Таблица 31

Концентрация и состав современной морской воды различной степени сгущения

Стадия сгущения	Соленность %	Минерализация г/л	Средний химический состав	μ	β_2
				г/л	г/л
Нормальная океаническая вода	3,2-3,8	36	$\frac{Cl\ 90\ SO_4\ 9}{Na\ 17\ Mg\ 18\ Ca\ 5}$	0,404	0,068
Начало стадии гипса	13-14	153	$\frac{Cl\ 89\ SO_4\ 10}{Na\ 15\ Mg\ 21}$	1,769	0,229
Начало стадии галита	27-27,5	320	$\frac{Cl\ 93\ SO_4\ 7}{Na\ 77\ Mg\ 22}$	3,463	0,581
Начало стадии карналлита	34-36	470	$\frac{Cl\ 82\ SO_4\ 16}{Mg\ 86\ Na\ 7\ K\ 6}$	22,368	4,089

Примечание: Исследованиями Н.М.Страхова (1962) установлено, что седиментация терригенного материала происходит обычно из вод низкой концентрации. Известняк осаждается при солености от 1,0-1,5 до 3,5-4,0%. С увеличением солености начинается осаждение доломита, интенсивность выпадения которого наблюдается при солености 7-8%.

цессов в истории развития подземных вод вулканического нагорья существовал ряд гидрологических циклов. В пределах каждого цикла имеет место два-три периода формирования: период седimentации, в течение которого формируются седиментационные воды, близкие по составу и минерализации к водам моря, период иффилтрации, в течение которого происходит опреснение вод и частичное растворение пород, и магматогенный период, обусловленный палеовулканической деятельностью, в результате которой имело место наличие гидротерм и насыщение вод различными эманациями.

Первый палеогидрологический цикл начинается с ранней стадии существования первичной коры охлаждения и соответствует каледонскому и частично герценскому тектоническим проявлениям.

Начиная с эопалеозоя и вплоть до конца нижнего девона рас-

сматриваемая территория испытывала геосинклинальный режим, в течение которого, по мере накопления мощной толщи (до 2000 м) морских отложений, представленных доломитами, известняками, глинистыми тuffогенными породами, происходило насыщение их морской водой, что явилось начальным этапом формирования подземных вод.

Первоначальный химический состав подземных вод соответствовал в общем составу древнего океана, характер отложений которого свидетельствует о хлоридно-натриевом составе вод палеобассейна с соленостью до 4-8%.

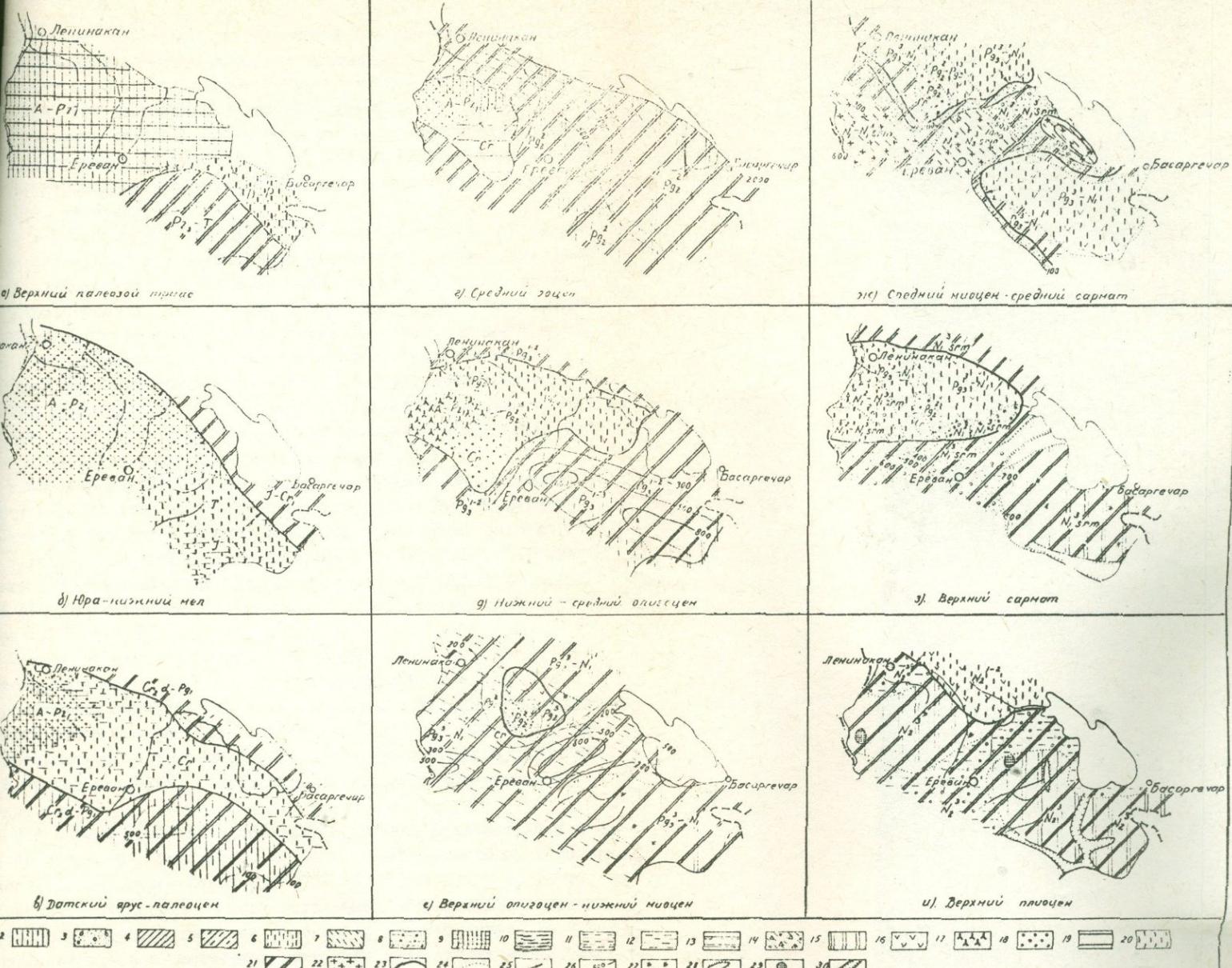
В результате послекаледонского тектогенеза значительная территория нагорья испытывала поднятие и в верхнем палеозое-нижнем мезозое на значительной территории существовал континентальный режим (рис. I9a).

По мере проявления тенденций к поднятию, соленные седиментационные воды постепенно оттеснялись инфильтрационными.

Скорость процессов замещения вод вблизи морского побережья замедлилась, и здесь долго могли существовать седиментационные воды. Огромная длительность континентального перерыва (более 300-350 млн. лет) дает возможность полагать интенсивный промыв пород от седиментационных вод и формирование солоноватых грунтовых вод. В южной и юго-восточной частях региона в этот период господствовал эпиконтинентальный морской режим, где продолжалось накопление мощных терригенно-карбонатных отложений, указывающих на существование в течение верхнего палеозоя и триаса теплого мелководного моря с соленостью, вероятно, до 4%.

В юре - нижнем мелу (рис. I9б) на освободившейся от моря юго-восточной части региона шел процесс замещения морских седиментационных вод пресными инфильтрационными. В этот период северо-восточная часть рассматриваемой территории подверглась напряженной вулканической деятельности. Магматические процессы, выраженные как внедрением и излиянием лав, так и восходящими паро-газовыми струями, создавали в прилегающих участках напряженную геотермическую обстановку, в которой происходило формирование термальных вод.

Что же касается остальной части территории, то там шел дальнейший процесс промыва пород от морских седиментационных вод. Начиная с альба происходит крупное погружение региона, который в верхнем мелу почти целиком покрылся морем. Лишь небольшой участок западной части региона, соответствующий Анийскому



ОБЛАСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ВОД:

1-в метаморфических и осадочных отложениях,2-в терригенно-карбонатных отложениях,3-в рыхлообломочных и слабосцементированных отложениях,4-в карбонатных отложениях,5-в песчано-глинистом флише,6-в осадочных и туфогенных отложениях с линзами и прослойями известняков,7-в гипсонасочных глинах,песчаниках,известняках и мергелях,местами с пластами каменной соли.8-в пресноводно-озерных отложениях.

ОБЛАСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ИНФИЛЬРАЦИОННЫХ ВОД:

9-в метаморфических и осадочных отложениях, 10-в осадочных, вулканогенно-осадочных отложениях, 11-в карбонатно-терригенных отложениях, 12-в карбонатных отложениях, 13-в гипсонасных глинах, песчаниках, известняках, мергелях с пластами каменной соли, 14-в обломочных отложениях.

ОБЛАСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ СЛОЖНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД:

15-термально-субтермальные воды, приуроченные к вулканогенным и вулканогенно-осадочным отложениям(формируются при смешении восходящих термометаморфических растворов с седиментационными водами), 16-термальные-субтермальные воды, приуроченные к вулканогенным, вулканогенно-осадочным отложениям(формируются при смешении восходящих термометаморфических растворов с инфильтрационными водами)

СТЕПЕНЬ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД:

I7-пресные(до 1г/л),I8-слабо солоноватые (1-3 г/л),I9-сильно солоноватые (3-10 г/л),20-слабо солёные (10-25 г/л),21-сильно солёные (25-50 г/л),22-рассолы (более 50 г/л).

ПРОЧИЕ ЗНАКИ:

23-границы областей размыва и накопления осадков, 24-границы распространения водоносных отложений, 25-направление движения поверхностного и подземного стока, 26-линии равных мощностей (изопахиты), 27-предполагаемые центры вулканических извержений, 28-трещины излияний, 29-экструзии кислых лав, 30-речные долины.

Рис.19 Палеогидрологические схемы Центрального вулканического нагорья Армянской ССР.

и Мараликскому поднятиям, выступал над уровнем мелового моря где продолжался рост мощности коры выветривания.

В этот период закладываются такие крупные геотектонические структуры, как Азаванская и Айоцдзорская синклиниории.

В условиях мелового морского бассейна, с соленостью до 3,5-4,0%, происходило накопление мощной (более 1000 м) толщи осадочных, терригенно-карбонатных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений.

По мере накопления отложений шло насыщение их водой. В процессах диагенеза, а в последующем эпигенеза часть сингенетических вод выжималась в морской бассейн, другая же часть, проникая в отложения песков, песчаников, конгломератов мела, формировала отдельные слабо выраженные водоносные горизонты. В конце верхнего мела, в результате ларамийских тектонических движений, произошло поднятие территории нагорья и в дат-палеоцене большая ее часть представляла сушу (рис. I9в). Только юго-восточная часть региона, соответствующая Азаванскому и Айоцдзорскому синклиниориям, продолжает испытывать морской режим.

В морском бассейне дат-палеоцена, соленость вод которого вероятно составляла до 4%, происходило накопление терригенно-карбонатных отложений мощностью до 150 м. На новых участках суши, в результате процесса инфильтрации, происходило вытеснение соленых седиментационных вод. На Анийском и Мараликском поднятиях шел дальнейший промыв грунтов и рост мощности коры выветривания.

Начиная с нижнего эоцена, намечается новая крупная трансгрессия, максимум которой достиг в среднем эоцене (рис. I9г). В этот период значительная часть территории региона испытывает морской режим с нормальной соленостью вод (до 3,5-4,0%), о чем свидетельствует содержание хлора в осадках, равное 0,15-0,32% (Р.Г.Арутюнян, 1966), и определенный комплекс обнаруженной фауны.

В условиях морского режима шло заложение Ереванского и дальнейшее опускание Азаванского и Айоцдзорского прогибов, в которых накапливается мощная толща (до 2700 м) осадочных и туфогенно-терригенных отложений. В этих отложениях формировались сингенетические и сложного генезиса соленые (с минерализацией до 40 г/л) хлоридно-натриевые, магниевые воды. Эти воды являются палеона-

логами вод, вскрытых скважинами глубокого бурения (II-р и I5-р) в эоценовых отложениях Ереванского бассейна и родников, расположенных в пределах Азаванского и Айоцдзорского бассейнов.

Начиная со среднего эоцена, северо-восточный и восточный районы рассматриваемого региона подверглись интенсивному проявлению вулканизма. Под влиянием магмы происходили существенные изменения в формировании подземных вод нижележащих водоносных горизонтов. Находясь в сфере извержения, они подверглись нагреванию и насыщению эманациями. В результате проявления этих процессов, здесь были распространены термальные минерализованные воды, хлоридно-сульфатного состава, которые разгружались в виде восходящих термальных источников, а в море в виде субмаринных горячих источников.

Участки суши, освободившиеся от моря, подверглись процессу замещения седиментационных вод инфильтрационными. В пределах же Артенийского и Маралинского поднятий длительность процессов выветривания и интенсивного промыва докембрийских-палеозойских отложений способствовало формированию здесь в период нижнего - среднего олигоцена пресных гидрокарбонатных кальциевых (натриевых) подземных вод (рис. I9д).

Начиная со среднего олигоцена происходит сильное обмеление морского бассейна и на значительной территории региона устанавливается лагуно-континентальный режим водоема.

В этот период шел дальнейший процесс прогибания бассейнов, в которых накапливался осадочный и вулканогенно-осадочный материал мощностью до 1000 м в Ереванском и Азаванском бассейнах, вулканогенные отложения мощностью до 800 м в Айоцдзорском бассейне и пресноводные песчано-глинистые отложения мощностью до 300 м в Ленинаканском бассейне.

Особенности литологического состава лагунных отложений (массовые образования с большим содержанием гипса), повышенное (0,45-1,31%) содержание хлора в породах и характер палеоклиматических условий (жаркий сухой климат со значительным испарением при малом количестве атмосферных осадков) свидетельствуют о высокой минерализации вод палеобассейна (соленость вод 13-14‰).

В результате предверхнеолигоценовых тектонических движений значительная территория региона в верхнем олигоцене-нижнем миоцене испытывает морской режим (рис. I9е). Этот период можно счи-

тать началом заложения Артенийского, Нижнеахурянского и Артышатского геотектонических прогибов, в которых происходит отложение мощных толщ (до 500 м) осадочных отложений с линзами и пластами каменной соли. Ереванский прогиб в этот период испытывает дальнейшее прогибание, где накапливаются осадочные отложения мощностью до 800 м.

В северном и юго-восточном районах региона, в Ашаванском и Айоцдзорском бассейнах, в период верхнего олигоцена – нижнего миоцена продолжалось проявление подводного вулканизма.

Вероятно, в этих районах имело место наличие множества термальных, минерализованных, хлоридно-сульфатных, субмаринных источников.

Участки суши, вследствие значительной глинистости средне – верхнезооценовых отложений, промывались на сравнительно небольшую глубину, а фронт седиментационных вод медленно оттеснялся к участкам погружения под морской бассейн.

Все это благоприятствовало формированию в верхней части разреза слабоминерализованных водоносных горизонтов.

Продолжающийся рост Антикавказской геоантклинали в среднем миоцене привел к сокращению площади накопления осадков (рис. 19*). Наличие мелководных и прибрежных морских отложений в ряде участков региона позволяет полагать, что воды морского бассейна, проникая в центральные части региона, образовывали небольшие узкие заливы с нормальной соленостью вод (соленость до 4%).

В Ереванском, Севанском и Нижнеахурянском бассейнах, разделенных между собой подводными барьерами, устанавливается лагунный режим, где происходит отложение мощных (до 1000 м) толщ песчано-глинистых осадков со значительными прослоями и линзами гипса и каменной соли.

Мощные толщи гипсонасно-соленосных отложений, содержание хлора в которых достигает 40%, указывают на то, что воды лагунных водоемов являлись солеными – рассолами (соленость до 27,5%), хлоридного натриево-магниевого, кальциевого состава.

В результате сокращения лагунного бассейна значительная территория его обнажается из-под среднемиоценового – среднесарматского моря.

В пределах распространения песчано-глинистых отложений среднего и верхнего эоцена шел дальнейший процесс выветривания и

промывания пород. Фронт соленых седиментационных вод отступал вслед за морем, в результате чего происходило дальнейшее опреснение инфильтрационными водами водоносных горизонтов на значительную глубину. В осадочных отложениях верхнего олигоцена-нижнего миоцена происходило выщелачивание, разрушение солевых комплексов и вытеснение щелочных вод пресными инфильтрационными. В пределах распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород широкое распространение получают процессы денудации, а грунтовые воды, насыщенные различными вулканическими эманациями, приобретают характер минерализованных вод.

В конце среднего сармата в лагунных водоемах происходило отложение мощного водоупорного чехла галогенных пород, которые, являясь хорошим водоупором, обусловили изолированность глубоких водоносных комплексов.

Это в значительной степени сказалось на интенсивности метаморфизации морских и щелочных вод в породах эоцен-миоценового возраста.

В верхнем сармате (рис. I9з) происходит дальнейшее прогибание Ереванского и Нижнеахурянского прогибов, где идет накопление морских осадков (рыхлых конгломератов, песчаников, глин, песков и пр.), мощность которых достигает 700 и более метров.

Приток пресных подземных и поверхностных вод значительно опреснял воды палеобассейна, что фиксируется невысоким содержанием (0,20–0,25% Р.Г. Арутюнян, 1966) хлора в породах, пресноводно-озерным молассовым составом осадков, содержащих фауну пресноводных бассейнов.

В процессе накопления осадков происходило насыщение их морской водой. В дальнейших процессах диагенеза шло вытеснение седиментационных вод в водоем и окружающие породы. Рыхлые конгломераты, песчаники и пески заполнялись выжимаемыми водами, образуя водоносный горизонт слабо минерализованных вод.

В этот период на суше происходил процесс дальнейшего промыва грунтов и оттеснения соленых седиментационных вод.

Интенсивность процессов промыва грунтов была неодинакова и, главным образом, предопределялась литологическим составом водоемещающих пород.

Особенно замедленными темпами промывались гипсоносно-соленосные отложения верхнего олигоцена – среднего сармата. Сильная

засоленность этих пород, при малых скоростях вымыва соленых вод, обусловила распространение здесь хлоридных и сульфатных вод высокой минерализации.

В пределах распространения вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнего олигоцена – нижнего миоцена шел дальнейший процесс выветривания пород и формирование сульфатных и серных вод магматогенного генезиса.

Неогеновый этап вулканической деятельности имел широкое проявление на территории Гегамского и Варденисского нагорий, где и обусловил проявление гидротермальной деятельности. В результате новых тектонических движений в верхнем сармате происходит заложение молодой гидрографической сети. Предплиоценовые тектонические движения предопределили существование континентального режима на значительной территории региона в период нижнего плиоцена.

Участки региона, вновь освободившиеся от моря, подверглись процессам замещения седиментационных вод пресными инфильтрационными.

После кратковременного ослабления вулканической деятельности в среднем плиоцене, в период верхнего плиоцена (рис. I9и) она вновь усилилась. Лавовые излияния мощностью до 1 км и более, представленные преимущественно базальтами, андезито-базальтами, липаритами, дакитами и пр., образовали сплошной покров, который бронировал и нивелировал рельеф нагорья.

Излияния плиоценовых лав имели главным образом трещинный характер, однако местами извержение происходило и из отдельных вулканических аппаратов. В конце периода интенсивного вулканизма территория региона испытывает инверсию, заключающуюся в поднятии вулканических массивов Арагац, Гегамского и Варденисского и в прогибании их периферийных частей – Нижнеахурянского, Ереванского и Севанского бассейнов, в которых шел процесс накопления пресноводных озерных отложений.

Песчано-глинистые осадки, по мере их накопления, насыщались подземными водами, которые в процессе диагенеза выжимались из глинистых отложений в водоем и в песках формировались водоносные горизонты гидрокарбонатно-сульфатных, натриево-кальциевых вод.

В пределах распространения вулканических пород шел дальнейший процесс выветривания. Подземные воды, приуроченные к

этим образованиям, были минерализованными, в большинстве случаев вероятно термальными - субтермальными, хлоридного или сульфатного составов.

В конце плиоцена и в нижнем постплиоцене регион вновь испытывает поднятие, где на фоне проявления процессов расчленения рельефа формируются вулканические массивы Арагац, Гегамский и Варденисский.

В результате этих тектонических движений древние - доплиоценовые подземные воды, заключенные в алпийских артезианских бассейнах, еще более интенсивно замещались инфильтрационными водами. Однако сравнительно с вулканическими нагорьями Арагац, Гегам и Варденис, характеризующимися хорошо промытыми структурами, в пределах межгорных впадин Севанской, Аршинской и др. имеет место наличие минеральных вод (источники Камо, Арзни, Кетран и др.).

Из приведенного обзора палеогидрогеологического развития описываемого нагорья видно, что история формирования его подземных вод очень длительный и сложный естественно-исторический процесс, предопределивший все существующее многообразие гидрогеологических условий и химических типов вод.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Гидрогеологическое районирование территории Армении проводилось А.Н.Назарьяном (1943, 1961), В.А.Аветисяном, А.А.Тер-Мартиросяном (1958), А.А.Тер-Мартиросяном (1960, 1967), Н.И.Долухановой, Н.И.Толстыхиным (1967), А.Г.Бахшиняном (1968) и др.

Выделение гидрогеологических районов указанными выше авторами производилось различными методами, основанными как на учете природных факторов (рельеф, климат, тектоническая структура, литолого-петрографический состав водовмещающих пород, геоморфология, химический состав подземных вод, глубины их залегания и др.), так и на возможности использования подземных вод для различных целей (водоснабжение, орошение и пр.). Не останавливаясь на рассмотрении преимуществ и недостатков различных методов, следует отметить, что вопрос гидрогеологического районирования, особенно горных сооружений, еще не нашел в достаточной степени своего разрешения.

Широко развернувшиеся геологические и гидрогеологические исследования, в связи с освоением недр Армянской ССР, ставят вопрос о проведении гидрогеологического районирования вулканического нагорья, которое соответствовало бы уровню современного представления о его геологическом строении и гидрогеологических условиях.

Как было нами отмечено ранее, в пределах зоны свободного водообмена вулканического нагорья различаются два типа гидрогеологических структур:

1. Вулканогенные супербассейны, занимающие почти всю территорию рассматриваемого региона, и

2. Межгорные артезианские бассейны, расположенные в периферийных частях.

На основании геолого-структурных, гидрогеологических и физико-географических особенностей в пределах рассматриваемой территории нами выделены следующие самостоятельные гидрогеологические районы: Арагацкий, Гегамский и Варденисский, представляющие собой изолированные друг от друга вулканогенные супербассейны и Ааратский, Ленинаканский, Севанский, Апаранский и Верхне-Аршинский, являющиеся артезианскими бассейнами различ-

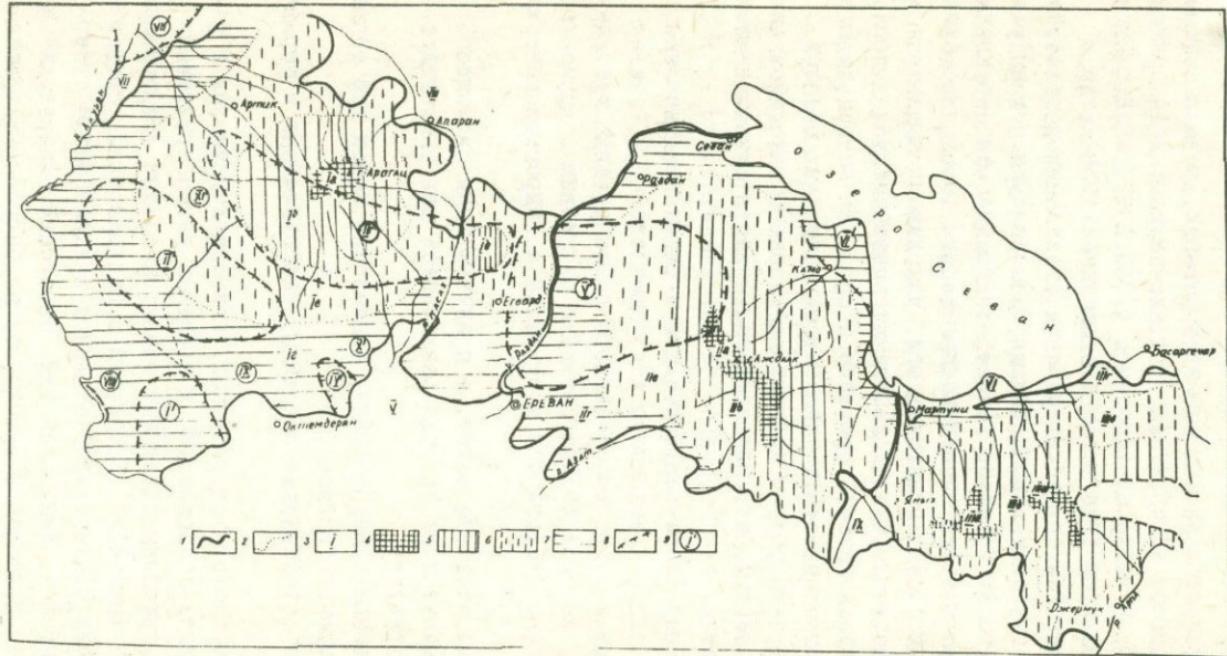


Рис. 20. Схематическая карта гидрогеологического районирования Центрального вулканического нагорья АрмССР
 /I-границы гидрогеологических районов;2-границы гидрогеологических подрайонов;3-номер гидрогеологического района;4-область преимущественного поверхностного стока;5-область питания подземных вод;6-область питания, транзита и родникового стока;7-область транзита и разгрузки подземных вод;8-границы гидрогеологических районов зоны затрудненного водообмена;9-номер гидрогеологических районов зоны затрудненного водообмена./

ной величины.

Поскольку районом наших исследований является территория распространения супербассейнов, то и остановимся на гидрогеологической районировании ее.

Основными гидрогеологическими районами территории рассматриваемого вулканического нагорья являются Арагацкий, Гегамский и Варденисский, в пределах которых выделяются более мелкие гидрогеологические единицы – подрайоны (рис.20).

I. Арагацкий гидрогеологический район охватывает территорию массива Арагац, сложенного вулканогенными и вулканогенно-осадочными отложениями третичного и четвертичного возрастов. Подземные воды, приуроченные к этим отложениям, характеризуются как трещинные или трещинно-поровые. В зависимости от геоморфологических, гидрогеологических и физико-географических особенностей отдельные участки рассматриваемого гидрогеологического района характеризуются различными условиями формирования залегания, циркуляции и разгрузки подземных вод, что дает нам основание выделить здесь четыре гидрогеологических подрайона.

Подрайон I^а занимает территорию, соответствующую в геоморфологическом отношении вершинной части нагорья, расположенной в зоне альпийских лугов на абсолютных отметках более 3200–3300 м. Рельеф рассматриваемой территории горный, с крутыми отвесными склонами и глубоко расчлененными речными долинами, характеризуется широким распространением нивально-морозных, солифлюкционных и гравитационных процессов. Среднегодовое количество атмосферных осадков варьирует от 800 мм до 950 мм и более.

Наличие местами реликтовых ледников, фирновых пятен, а на затененных склонах долго сохраняющихся (до конца лета) снежников, дает начало питанию гидрографической сети нагорья.

В геологическом отношении рассматриваемая территория представляет собой вершинную часть вулканических сооружений, сложенную эфузивными породами, местами дислоцированными и метаморфизованными.

Значительное количество атмосферных осадков, сильная обнаженность и трещиноватость горных пород, при наличии больших уклонов рельефа, создают благоприятные условия формирования преимущественно поверхностного стока (величина коэффициента стока по данным В.П. Валесяна, 1955 составляет 0,78–0,80). То

незначительное количество атмосферных осадков, которое инфильтруется в трещины, создает грунтовые потоки, приуроченные к верхней трещиноватой зоне и циркулирующие по трещинам, гидравлически связанным между собой. Направление этих потоков определяется рельефом местности и ориентировано в сторону эрозионных врезов, где они разгружаются в виде малочисленных сезоннодействующих, малодебитных (с расходом 0,001 л/сек до 0,02 л/сек) (рис. 21) родников с большой амплитудой колебания своего расхода.

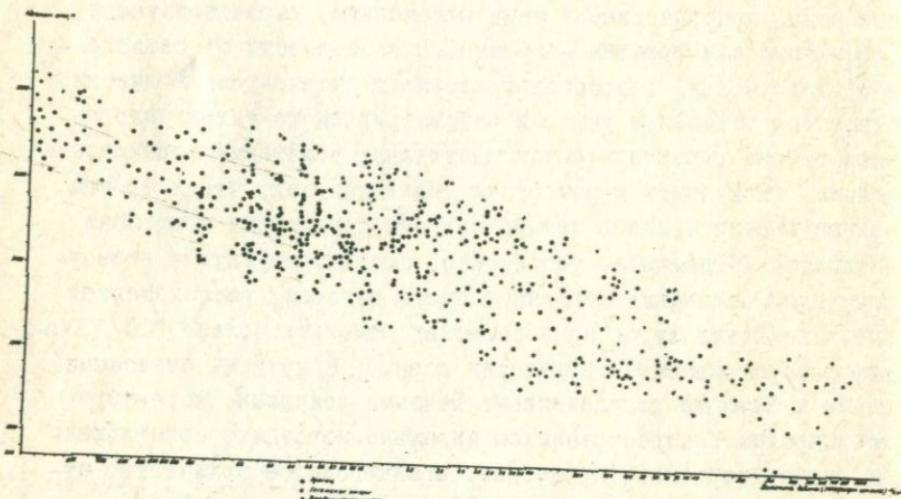


Рис. 21. Зависимость расхода родников от гипсометрического положения опробованных водопунктов

Подземные воды рассматриваемого подрайона характеризуются как весьма холодные ($1-3^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, с величиной общей минерализации менее 100 мг/л.

Таким образом, рассматриваемый гидрологический подрайон является областью формирования преимущественно поверхностного стока.

Подрайон Г^б занимает территорию структурно-денудационного привершинного лавового плато, расположенную на абсолютных отметках от 2500 до 3300 м (рис. 20).

В геологическом строении подрайона принимают участие третичные и четвертичные, сильно трещиноватые вулканические породы.

Среднегодовое количество атмосферных осадков изменяется от 600–650 мм до 800 мм. Пологоволнистый, равнинный, ступенчатый рельеф, сильная трещиноватость эфузивных образований и значительное количество атмосферных осадков создают благоприятные условия формирования подземных вод. Атмосферные осадки, поверхностные и конденсационные воды, интенсивно поглащааясь трещиноватыми породами, проникают на большие глубины, где, концентрируясь в палеоэрзационных врезах, формируют подземные водотоки, движущиеся в направлении предгорных равнин.

В местах выклинивания разновозрастных лавовых потоков и покровов, а также при пересечении подземных водотоков глубокими эрозионными врезами, выходит ряд сезонно и постоянно действующих родников с дебитом от 0,1 до 3–5 л/сек (рис.21). Подземные воды подрайона холодные (4–5°C), гидрокарбонатно-хлоридные, гидрокарбонатные натриевые, с величиной общей минерализации до 100 мг/л.

Таким образом, из всего изложенного следует, что рассматриваемый гидрогеологический подрайон является областью питания подземных вод вулканического массива Арагац.

Подрайон I^B в геоморфологическом отношении охватывает склоны щитовидного вулканического массива, расположенные на абсолютных отметках от 1400–1700 м до 2500 м (рис.20). Сложены они третичными и четвертичными вулканическими породами.

В орографическом отношении территория подрайона характеризуется волнистой, волнисто-увалистой и бугристо-грядовой поверхностью, почти не затронутой эрозией. Характерной особенностью рельефа рассматриваемой территории – ступенчатость, обусловленная выходами разновозрастных лавовых покровов с высотой уступов в 10–20 м.

Среднегодовое количество атмосферных осадков варьирует от 450 мм до 600–650 мм. Сильная трещиноватость пород, сравнительно спокойный рельеф и высокое значение атмосферных осадков благоприятствуют формированию подземных вод в пределах этого гидрогеологического подрайона.

Трещинные подземные воды, сформированные как в описанном выше, так и в пределах рассматриваемого подрайона, движутся в виде подземных водотоков в направлении к периферийным частям супербассейна.

В местах выклинивания лавовых покровов, равно как и при пересечении движущихся подземных водотоков глубокими эрозионными врезами, происходит частичная разгрузка подземных вод посредством выхода многочисленных (до 60% от общего количества) родников с дебитом от 3-5 л/сек до 70-80 л/сек (рис.21).

Подземные воды подрайона холодные ($5-8^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатные натриево-кальциевые или кальциевые, с величиной минерализации до 200 мг/л

В целом рассматриваемый гидрогеологический подрайон характеризуется как область питания, транзита и родникового стока.

Подрайон I^Г охватывает территорию среднегорных лавовых и туфовых плато и равнин, расположенных на абсолютных отметках от 900-1000 м до 1400-1700 м (рис.20).

В геологическом отношении рассматриваемый подрайон сложен андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми лавами и туфовыми покровами третичного и четвертичного возраста. Рельеф спокойный, мягкий. Незначительное количество атмосферных осадков при большой величине испарения указывают на то, что рассматриваемый подрайон практически не участвует в пополнении запасов подземных вод. Поступающие с расположенных выше подрайонов подземные водотоки, частично разгружаются здесь посредством постоянно действующих, высокодебитных (от 80 л/сек до 300-500 л/сек и более) родников (рис.21). Остальная часть подземных вод разгружается в озерные и озерно-речные отложения, образуя там ряд этажно расположенных, регионально выдержаных водоносных горизонтов.

Подземные воды рассматриваемого подрайона характеризуются как холодные ($8-12^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатные кальциево-натриевые или кальциево-магниевые с величиной общей минерализации более 200 - 250 мг/л.

В целом рассмотренный гидрогеологический подрайон является областью транзита и разгрузки подземных вод.

П. Гегамский гидрогеологический район занимает территорию Гегамского нагорья, представляющий в структурно-гидрогеологическом отношении вулканогенный супербассейн. Рассматриваемый район сложен трещиноватыми вулканическими отложениями третичного и четвертичного возраста. Подземные воды, приуроченные к этим отложениям, характеризуются как трещинные.

В зависимости от геоморфологических, гидрогеологических и

физико-географических особенностей, здесь можно выделить следующие четыре гидрогеологических подрайона.

Подрайон П³ занимает вершинную часть Гегамского нагорья, расположенную на абсолютных отметках более 3200 м (рис. 20). В геологическом отношении это вершины шлаковых и эруптивных конусов, сложенные вулканическими образованиями.

Высокие значения среднегодового количества атмосферных осадков (850–900 мм и более), при столь значительных уклонах рельефа благоприятствуют формированию здесь преимущественно поверхностного стока. Но не значительное количество атмосферных осадков, которое инфильтруется и инфильтруется в трещинах, формирует подземные водотоки, приуроченные к верхней трещиноватой зоне. При пересечении этих водотоков глубокими эрозионными врезами происходит разгрузка их в виде малодебитных (до 0,02–0,05 л/сек) (рис. 21) сезонно действующих родников.

Подземные воды, циркулирующие в пределах этого гидрогеологического подрайона, очень холодные (1–3°С), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с величиной минерализации до 100 мг/л.

В целом рассматриваемый гидрогеологический подрайон характеризуется как область формирования преимущественно поверхностного стока.

Подрайон П⁶ охватывает территорию структурно-денудационного привершинного лавового плато, расположенного на абсолютных отметках от 2400 м до 3200 м (рис. 20). Эффузивные породы, слагающие территорию подрайона, представлены трещиноватыми третичными трахиандезитовыми и четвертичными базальтовыми и андезитобазальтовыми лавами.

Среднегодовое количество атмосферных осадков варьирует здесь от 750–800 мм до 850–900 мм. Значительное количество атмосферных осадков, при спокойном характере рельефа и сильной трещиноватости пород благоприятствуют инфильтрации и инфлюции атмосферных осадков, поверхностных и конденсационных вод вглубь, где они, концентрируясь в палеоэрзационных врезах, движутся к периферийным частям супербассейна в виде множества подземных водотоков.

В местах пересечения подземных водотоков глубокими эрозионными врезами или при выклинивании лавовых потоков и покровов, происходит частичная разгрузка подземных вод в виде выходов се-

зоннодействующих и постояннодействующих родников. Подземные воды, циркулирующие в пределах подрайона, характеризуются как холодные ($3-5^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые или гидрокарбонатные натриево-кальциевые с величиной минерализации до 100 мг/л.

Из всего изложенного следует, что рассматриваемый гидрогеологический подрайон представляет собой область питания подземных вод супербассейна.

Подрайон П^в охватывает склоны щитовидного массива и расположен на абсолютных отметках от 1700–2000 м до 2400–2600 м (рис.20). Эти полого наклоненные, холмистые, местами бугристые склоны сложены третичными и четвертичными трещиноватыми лавами.

Среднегодовое количество атмосферных осадков варьирует здесь от 500–550 мм до 750–800 мм. В силу благоприятных овографических, климатических и геологических условий атмосферные осадки, поверхностные и конденсационные воды, интенсивно поглащаются трещиноватыми породами, проникают вглубь, формируя трещинные подземные воды. Подземные воды, сформированные в пределах гидрогеологических подрайонов П^в и П^в, стекают в виде подземных водотоков к краевым частям супербассейна.

В местах выклинивания разновозрастных лавовых потоков и покровов, а также при пересечении подземных водотоков глубокими эрозионными врезами, происходит частичная разгрузка подземных вод в виде выходов многочисленных (до 65% от общего количества), преимущественно постояннодействующих родников с дебетами от 3–4 л/сек до 50–60 л/сек (рис.21).

Подземные воды подрайона холодные ($5-7^{\circ}\text{C}$), преимущественно гидрокарбонатные натриево-кальциевые или кальциевые, с величиной минерализации до 200 мг/л.

Таким образом, рассматриваемая зона является областью питания, транзита и родникового стока подземных вод.

Подрайон П^г охватывает территорию среднегорных лавовых плато, потоков и террас, расположенную на абсолютных отметках от 1200–1400 м до 1700–2000 м (рис.20). Рассматриваемая территория входит в нагорно-степной пояс и характеризуется слабоволнистым, холмисто-грядовым, слабо расчлененным рельефом, сложенным трещиноватыми лавовыми образованиями. Сравнительно незначительное количество атмосферных осадков (до 400–450 мм) при значительном испарении указывает на то, что рассматриваемый подрайон

практически не участвует в пополнении запасов подземных вод. Подземные водотоки, стекающие с вышележащих гидрологических подрайонов, частично разгружаются здесь в виде постояннодействующих, многодебитных (до 100 л/сек. и более) родников (рис.21).

Остальная часть подземных вод разгружается как в аллювиальные, пролювиально-делювиальные, озерные и озерно-речные отложения предгорных равнин, так и выклинивается в виде многочисленных родников в пределах оз. Севан.

Подземные воды подрайона холодные (8–12°C), преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-натриевые или кальциево-магниевые, с величиной минерализации 200–350 мг/л и более.

В целом территория рассматриваемого подрайона характеризуется как область транзита и разгрузки подземных вод супербассейна.

Ш. Варденисский гидрологический район занимает территорию Варденисского нагорья, представляющего в структурно-гидрологическом отношении вулканогенный супербассейн. Территория рассматриваемого района сложена вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями третичного и четвертичного возраста.

Приуроченные к ним подземные воды характеризуются как трещинные, порово-трещинные. Подобно описанным выше гидрологическим районам, здесь также в зависимости от геоморфологических и физико-географических особенностей выделяются следующие четыре гидрологических подрайона.

Подрайон Ш^а занимает вершинную часть вулканического нагорья, расположенную на абсолютных отметках более 3200 м (рис.20). Рельеф горный, с крутыми отвесными склонами, с широким распространением нивально-морозных, солифлюкционных и гравитационных процессов. Среднегодовое значение атмосферных осадков варьирует здесь от 850 до 900 мм и более.

Значительное количество атмосферных осадков, сильная обнаженность горных пород, при наличии больших уклонов рельефа, создают благоприятные условия формирования преимущественно поверхностного стока.

То небольшое количество атмосферных осадков, которое инфильтруется и инфильтруется в трещины, формирует подземные водотоки, приуроченные к верхней трещиноватой зоне. При пересечении этих водотоков эрозионными врезами происходит разгрузка их в

виде выходов сезоннодействующих, малодебитных (0,001–0,02 л/сек) родников (рис.21).

Подземные воды рассматриваемого подрайона весьма холодные ($1-3^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, с величиной минерализации до 100 мг/л.

В целом рассматриваемый подрайон является областью формирования преимущественно поверхностного стока.

Подрайон $\text{III}^{\text{б}}$ занимает территорию структурно-денудационного привершинного лавового плато, расположенного на абсолютных отметках от 2400–2500 м до 3200 м (рис.20). Рельеф подрайона преимущественно нивально-ледниковый, денудационный.

В геологическом строении подрайона принимают участие третичные и четвертичные трещиноватые лавы. Среднегодовое количество атмосферных осадков варьирует здесь от 650–700 мм до 850 мм.

Атмосферные осадки, поверхностные и конденсационные воды, интенсивно поглащающиеся трещиноватыми породами, проникают на значительные глубины, где формируют подземные водотоки, стекающие в направлении периферийных частей супербассейна.

В местах выклинивания разновозрастных лавовых потоков и покровов, а также при пересечении подземных водотоков глубокими эрозионными врезами, происходит частичная разгрузка этих вод в виде выходов ряда сезонно и постоянно действующих родников с debitом до 5,5 л/сек (рис.21).

Подземные воды подрайона холодные ($3-5^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатно-хлоридные натриевые, гидрокарбонатные натриево-кальциевые с величиной минерализации до 100 мг/л.

В целом рассматриваемый гидрологический подрайон представляет собой область питания подземных вод супербассейна.

Подрайон $\text{III}^{\text{в}}$ занимает территорию склонов щитовидного массива и располагается на абсолютных отметках от 1700–2100 м до 2500–2600 м (рис.20).

Рельеф подрайона пологий, волнистый, волнисто-буристый, местами сильно и глубоко расчлененный. Среднегодовое количество атмосферных осадков варьирует от 500 до 750 мм.

Сравнительно спокойный характер рельефа, значительное количество атмосферных осадков благоприятствуют интенсивному поглощению их трещиноватыми породами и формированию подземных вод. Подземные воды, сформированные в пределах подрайонов $\text{III}^{\text{б}}$ и $\text{III}^{\text{в}}$ в виде отдельных подземных водотоков радиально стекают с высоты

когорных частей супербассейна.

В местах выклинивания разновозрастных лавовых потоков, а также при пересечении водотоков глубокими эрозионными врезами, происходит выклинивание подземных вод в виде многочисленных (около 75% общего количества), преимущественно постояннодействующих родников с дебитами до 60-70 л/сек (рис.21). Подземные воды, циркулирующие в пределах данного подрайона, холодные ($5-8^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатные натриево-кальциевые, кальциево-натриевые и кальциево-магниевые, с величиной минерализации до 200 - 250 мг/л.

В целом рассматриваемый гидрологический подрайон является областью питания, транзита и родникового стока.

Подрайон III занимает территорию низкогорных лавовых плато, потоков и террас, расположенных на абсолютных отметках от 1200 - 1400 м до 1700-2100 м (рис.20). Рассматриваемый подрайон характеризуется спокойными, мягкими чертами рельефа.

В силу сравнительно небольшого количества атмосферных осадков и большой величины испарения, рассматриваемый подрайон практически не участвует в пополнении запасов подземных вод. Подземные водотоки, движущиеся с расположенных выше подрайонов, частично разгружаются в глубоких эрозионных врезах в виде постояннодействующих родников с дебитом до 110-150 л/сек (рис.21). Остальная часть подземных вод разгружается в озерные, озерно - ледниковые и аллювиально-пролювиальные отложения, формируя ряд этажно расположенных водоносных горизонтов.

Подземные воды подрайона холодные ($8-11^{\circ}\text{C}$), гидрокарбонатные кальциево-натриевые, кальциево-магниевые, с величиной минерализации более 250 мг/л. В целом территория рассматриваемого подрайона характеризуется как область транзита и разгрузки подземных вод.

Что же касается гидрологического районирования подземных вод зоны затрудненного водообмена вулканического нагорья, то отсутствие достаточного материала позволило нам выделить лишь гидрологические районы (рис.20).

Г л а в а У

ОЦЕНКА РЕСУРСОВ И СОЛЕВОЙ БАЛАНС ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЗОНЫ СВОБОДНОГО ВОДООБМЕНА

I. Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена

Наиболее важное народнохозяйственное значение имеют подземные воды зоны свободного водообмена вулканического нагорья, ибо именно в пределах этой зоны формируются основные запасы пресных вод, широко используемых в техническом, коммунальном, сельскохозяйственном водоснабжении и орошении. Поэтому региональная оценка естественных ресурсов подземных вод (по терминологии Б.И.Куделина, 1960) является одной из основных задач современной гидрогеологии.

Хорошая обнаженность и интенсивная трещиноватость горных пород вулканического нагорья благоприятствуют формированию в лавах значительных запасов подземных вод. О характере водоносности пород позволяют судить многочисленные выходы родников, количество которых предопределяется степенью расчлененности и дренированности нагорья.

Рассматриваемая территория характеризуется значительной дренированностью, где до 60-70% подземного стока разгружается на склонах, в долинах рек и балках, а остальная часть благодаря более глубокой инфильтрации, поступает на питание артезианских водоносных горизонтов, уходя за пределы рассматриваемого региона.

Для выявления величины подземного стока, дренируемого реками, наиболее приемлемым является метод расчленения гидрографов рек, стекающих с рассматриваемой территории.

Впервые этот метод в пределах рассматриваемого региона был применен А.Н.Важновым (1960). Позднее сотрудниками Армянского научно-исследовательского института водных проблем и гидротехники (Ш.А.Шахбазян, 1963-1965), Управления геологии Совета Министров АрмССР (В.Т.Вегуни, 1963, 1967), Государственного гидрогеологического института и Московского государственного университета (А.З.Амусья, Н.С.Ратнер и Л.П.Богданова, 1964-1967) были проведены работы по выявлению величин подземной составляющей некоторых речных бассейнов республики.

Таблица 32

Сводная таблица среднегодовых данных о стоке подземных вод в некоторые основные реки на территории Центрального вулканического нагорья Арм.ССР.

Река - пост	Площадь водосбора км ²	Слой осадков, мм	Средние годовые за период												Модуль подземного стока л/сек с 1 км ²													
			Общий слой мм	Сток коэф-фиц. %	Поверхностный сток				Подземный сток				Подземный сток в % от общего															
					по Ф.А.Макаренко		Метод срезки		по Ф.А.Макаренко		Метод срезки																	
					слой мм	коэф. %	слой мм	коэф. %	слой мм	коэф. %	слой мм	коэф. %																
Карангу-п.Карибджянин	1020.0	685	34.7	5.0	-	-	20.7	3.0	-	-	14.00	2.0	-	40.3	-	0.43	-	0.13										
Гарновит-п.Гарновит	12.0	775	236.5	30.5	148.2	19.1	157.7	20.3	88.3	11.4	78.8	10.2	37.3	33.3	2.50	2.30	0.50	0.40										
Гехарот -п.Арагац	39.6	885	545.5	61.6	372.1	42.0	359.4	40.6	173.4	19.6	186.1	21.0	31.8	34.1	5.50	5.90	2.71	2.90										
Араигет -п.Арагюх	63.8	640	266.8	41.7	181.7	28.4	188.6	29.5	85.1	13.3	78.2	12.2	31.9	29.3	2.72	2.50	0.81	0.72										
Касах -п.Апаран	385.0	725	65.8	9.1	50.1	6.9	49.4	6.8	15.7	2.2	16.4	2.3	23.8	24.9	0.49	0.52	0.38	0.41										
Касах -п.Зовуни	591.0	685	170.6	24.9	91.8	13.4	88.7	12.9	78.8	11.5	81.9	12.0	46.2	48.0	2.53	2.60	1.41	1.50										
Касах -п.Аштарак	1020.0	670	186.4	27.8	91.9	13.7	85.6	12.8	94.5	14.1	100.8	15.0	50.7	54.1	3.00	3.20	1.90	2.00										
Гаварагет-п.Норадуз	467.0	730.	261.4	35.8	56.6	7.7	53.5	7.3	204.8	28.1	207.9	28.5	78.3	79.5	6.50	6.60	4.60	4.90										
Азат -п.Гарни	326.0	840	567.0	67.5	211.1	25.2	204.7	24.3	355.9	42.3	362.3	43.0	62.7	63.8	11.30	11.50	10.60	10.90										
Варденис-п.Варденик	110.0	775	526.0	67.8	330.7	42.7	311.0	40.1	195.3	25.1	215.0	27.7	37.1	40.8	6.20	6.80	3.00	3.20										
Астхадзор-п.Астхадзор	38.4	800	189.0	23.6	148.1	18.5	144.1	18.0	40.9	5.1	44.9	5.6	22.1	23.3	1.36	1.50	0.33	0.37										
Алучаду -п.Н.Алучаду	79.8	760	220.3	28.9	149.4	19.6	147.9	19.4	70.9	9.3	72.4	9.5	32.2	32.8	2.25	2.30	1.40	1.52										
Карчахшор-п.Карчахшор	116.0	785	321.3	40.9	88.7	11.3	79.3	10.1	232.6	29.6	242.0	30.8	72.4	75.3	7.40	7.70	4.80	4.95										
Чингил -п.Л и н х	13.2	835	526.0	62.9	264.6	31.6	239.8	28.7	261.4	31.3	286.2	34.2	49.6	54.3	8.30	9.00	5.70	6.10										
Карадзи -п.Карадзи	92.0	760	522.9	68.8	293.5	38.5	273.7	36.0	229.4	30.3	249.2	32.8	43.8	47.6	7.30	8.10	4.10	4.50										
Аргичи -п.В.Гетамен	366.0	735	422.1	57.4	265.5	36.1	254.7	34.6	156.6	21.3	167.4	22.8	37.1	39.7	4.98	5.30	2.38	2.43										
Элегис -п.Кавушуг	205.0	780	686.7	88.0	450.9	57.8	426.7	54.7	235.8	30.2	260.0	33.3	34.5	37.8	7.80	8.60	5.20	5.50										
Арпа -п.Джермук	180.0	825	778.0	94.3	459.9	55.8	427.1	51.7	318.1	38.5	350.9	42.6	40.8	45.1	10.10	11.30	7.60	8.31										
Арпа -п.Ехегнаձօր	1220.0	660	287.1	43.5	161.1	24.4	158.0	23.9	126.0	19.1	129.1	19.6	43.9	44.9	4.00	4.10	2.61	2.80										
Масрик -п.Цовак	685.0	710	186.7	26.3	37.4	5.3	32.3	4.5	149.3	21.0	154.4	21.8	80.3	82.6	4.74	4.90	3.10	3.30										
Мартуни -п.В.Карандух	84.5	810	469.4	57.9	324.5	40.1	322.9	39.8	144.9	17.8	146.5	18.1	30.8	31.2	4.60	4.65	2.50	2.60										

На основании анализа многолетних данных режимных наблюдений за дебитом родников и расходами рек, для региональной оценки естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена (т.е. зоны, находящейся в сфере дренирующего влияния рек, Б.А.Куделин, 1960) вулканического нагорья нами были подсчитаны характеристики подземного стока. С этой целью было проведено генетическое расчленение гидрографов по методу Ф.А.Макаренко (1948) в 71 гидрологическом посту за период наблюдений с 1950 по 1965 гг. (табл.32).

Следует указать, что при определении подземной составляющей речного стока учитывался искусственный^{*} водозабор речных вод выше рассматриваемого гидрологического поста.

В случае отсутствия многолетних данных наблюдений за расходами рек производилось приведение к единому ряду на основании существующего в гидрологии метода графической зависимости годовых величин подземного питания рек (или общего стока) для пунктов с короткими и длинными рядами наблюдений, при установлении аналогии гидрогеологических условий в расчетных бассейнах (К.П.Воскресенский, 1962).

В пределах отдельных речных бассейнов имело место отсутствие данных режимных наблюдений за дебитами родников. В этом случае, как предлагает Б.И.Куделин (1960), коэффициенты динамичности стока источников задавались по аналогии с изученными источниками того же типа в других районах или на основании общих гидрогеологических соображений. Данные с периодом наблюдений 1-3 года использовались как вспомогательные сведения.

Одновременно с указанным методом, определение подземной составляющей речного стока производилось по срезке гидрографов, ориентируясь на устойчивые расходы рек в период летней и зимней межени (табл.32).

Как показали расчеты подземного стока по двум указанным методам, эти величины расходятся не более, чем на 8-10%, что является допустимым и позволяет нам в ряде случаев использовать "метод срезки".

Для определения точности полученных среднегодовых величин подземного стока были вычислены проценты возможных ошибок (δ_0) по известной в гидрологии формуле:

$$\delta_0 = \frac{100 C_V}{\sqrt{n}} ; \quad C_V = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (R_i - \bar{R})^2}{n-1}}$$

где C_V - коэффициент вариации подземного стока,
" - число членов ряда,
 λ - модульный коэффициент или отношение каждого члена ря-
да к среднему значению величины за расчетный период.

Результаты проведенных расчетов показали, что точность рас-
считанных значений подземного стока по имеющимся рядам наблюде-
ний варьирует от 0,3 до 14,2%, что может считаться удовлетво-
рительной. На основании имеющегося материала нами были состав-
лены картосхемы подземного стока, которые характеризуют распре-
деление величин подземного стока в пределах рассматриваемого
региона.

Сопоставление величин подземного стока, подсчитанных с ис-
пользованием картосхем и расчетным путем (учета подземной со-
ставляющей речного стока всех речных бассейнов региона) показа-
ло, что они расходятся примерно на 20%. Это расхождение являет-
ся допустимым и позволяет использовать картосхемы для ориенти-
ровочных прикидок величин подземного стока. В дальнейших расче-
тах подземного стока зоны интенсивного водообмена вулканическо-
го нагорья нами используются лишь данные, полученные расчетным
путем. Так подсчитано, что средневзвешенное значение среднего-
дового модуля подземного стока вулканического нагорья равно
4,01 л/сек km^2 , что около двух раз больше значения для Урала и
около 1,5 раза меньше для Карпат, Кавказа и Крыма, а средне-
взвешенная величина минимального модуля подземного стока сос-
тавляет 2,89 л/сек km^2 .

Выполненные исследования позволили нам дать региональную
оценку естественных ресурсов зоны интенсивного водообмена вул-
канического нагорья (табл. 33).

Естественные ресурсы водоносных комплексов приведены в
табл. 34.

Следует отметить, что приведенные величины расхода подзем-
ного стока дают региональную оценку естественных ресурсов под-
земных вод, и в каждом конкретном случае полученные величины
должны уточняться в соответствии с гидрогеологическими условия-
ми участка на основании детальных исследований.

2. Баланс подземных вод

Наличие в пределах рассматриваемой территории трех само-

Таблица 33

Региональные естественные ресурсы подземных вод зоны интенсивного водообмена вулканического нагорья

Район	Площадь км ²	Естественные ресурсы м ³ /сек		Модули подзем- ного стока л/сек км ²	
		Сред- ние	мини- мальные	средний	мини- мальный
Массив Арагац	4140,4	9,60	7,40	2,32	1,79
Гегамское на- горье	2786,3	15,40	10,80	5,52	3,88
Варденисское нагорье	1469,1	8,71	6,15	5,92	4,18
Итого по региону	8395,8	33,71	24,35	4,01	2,89

Таблица 34

Естественные ресурсы водоносных комплексов зоны интенсивного водообмена вулканического нагорья

Водоносный комплекс	Площадь распро- странения км ²	Естествен- ные ре- сурсы м ³ /сек	Средний модуль л/сек км ²
Трещинные во- ды третичных и четвертич- ных лавовых образований	Четвертичные лавы	3152,5	16,31
	Третичные лавы	3620,0	14,36
Трещинные и порово-трещин- ные воды вулканогенно-оса- дочных пород		795,0	0,83
Прочие водоносные комплексы		828,3	2,21

стоятельных нагорий со своими областями питания, транзита и разгрузки обуславливает необходимость проведения балансовых пачечтов раздельно для каждого из них.

Баланс подземных вод включает в себя два вопроса - вопрос питания подземных вод и вопрос их дренирования.

Питание подземных вод складывается из атмосферных осадков, конденсации, подземного притока из оз. Севан и смежных районов, фильтрации вод из ирригационной сети.

Атмосферные осадки. Количество атмосферных осадков, выпадающих в пределах рассматриваемой территории, согласно проведенным подсчетам по карте гидроизогиет, составленной Г.А.Александряном (1967), равно для массива Арагац $72,1 \text{ м}^3/\text{сек}$, Гегамского нагорья $61,3 \text{ м}^3/\text{сек}$ и Варденисского нагорья $-36,6 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Выпавшие на земную поверхность атмосферные осадки (A) частично испаряются (V), частью стекают в реки, формируя поверхностный сток ($Q_{\text{пов}}$), и лишь остаточная часть просачивается в грунт, пополняя запасы подземных вод ($A_{\text{инф}}$), т.е.

$$A_{\text{инф}} = A - V - Q_{\text{пов}}$$

Забегая несколько вперед, где далее будут рассмотрены составляющие этого уравнения, решим его относительно величины инфильтрации атмосферных осадков:

массив Арагац - $A_{\text{инф}} = 72,1 - 47,3 - 6,0 = 18,8 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Гегамского нагорья - $A_{\text{инф}} = 61,3 - 31,2 - 7,1 = 23,0 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Варденисского нагорья - $A_{\text{инф}} = 36,6 - 15,7 - 9,6 = 11,3 \text{ м}^3/\text{сек}$.

При суммарной величине атмосферных осадков вулканического нагорья, равной $170,0 \text{ м}^3/\text{сек}$, в среднем лишь $31,2\%$ поступают на питание подземных вод.

Конденсация водяных паров воздуха в почвогрунтах. Территория вулканического нагорья представляет собой весьма благоприятный район для образования конденсационной влаги. Этому способствует наличие высоких гор с сильно трещиноватыми породами, большие суточные амплитуды температур и высокая влажность воздуха.

Следует отметить, что наличие естественной поясности находит свое отражение в интенсивности и продолжительности конденсационных процессов.

Так, продолжительность периода с возможной конденсацией водяных паров воздухаарьирует от 26 дней в высокогорных районах до 104 дней в предгорьях.

Что же касается интенсивности конденсационных процессов, то по данным ряда исследователей (С.И.Каплан, 1932; С.А.Хачатуян,

1954; Г.Г.Оганезов, 1962; С.М.Багиян и А.Акопян, 1964) она изменяется от 0,2 до 0,8 мм/сут.

Приняв за среднюю величину конденсации водяных паров воздуха почво-грунтами 0,40 мм/сут, а за средний период времени для массива Арагац - 66 дней, Гегамского нагорья 63 дня и Варденисского нагорья - 65 дней, величина конденсационной влаги, образованной в пределах массива Арагац составит $109,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($3,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$), Гегамского нагорья - $70,2 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($2,2 \text{ м}^3/\text{сек.}$), Варденисского нагорья - $38,1 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($1,2 \text{ м}^3/\text{сек.}$).

Однако не все количество сконденсированной влаги поступает на пополнение ресурсов подземных вод вулканического нагорья.

Так, в пределах предгорных районов Большого Кавказа, по данным экспериментальных исследований Азербайджанского геологического управления (1963), лишь 35%, а в пределах северо-восточных предгорий Малого Кавказа, по данным А.К.Алимова (1968), 50% конденсата участвует в пополнении ресурсов подземных вод.

Приняв для осторожности, что в пределах рассматриваемого региона инфильтруется лишь 30% сконденсированной влаги, получим, что в пределах массива Арагац - $1,1 \text{ м}^3/\text{сек.}$, Гегамского нагорья - $0,7 \text{ м}^3/\text{сек.}$ и Варденисского нагорья - $0,4 \text{ м}^3/\text{сек.}$ конденсата в среднем ежегодно участвуют в пополнении ресурсов подземных вод, что составляет от 1,1% до 1,6% количества выпадающих атмосферных осадков.

Подземный приток. Вопрос о существовании подземной утечки из оз.Севан с давних времен привлекал к себе внимание многих исследователей. Наиболее полно он разработан А.П. Соколовым (1929, 1934), которым, на основании гидрохимических исследований, установлена величина утечки из озера в количестве $2,66 \text{ м}^3/\text{сек.}$.

В дальнейшем этот вопрос в течение долгого времени дискутируется в работах А.А.Турцева (1931), Б.Д.Зайкова (1933), В.А.Грабовникова (1958, 1961), Э.А.Манукян и Г.А.Осипова (1960), А.М.Мхитарян, Г.А.Александрян и Э.А.Атаян (1961) и др., которыми величина подземного стока из озера оценивается до $3,00 \text{ м}^3/\text{сек.}$.

Подземный приток из сопредельных с нагорьем районов в силу особенностей геолого-гидрогеологических условий региона не оказывает существенного влияния на балансовые расчеты.

Наибольшее значение величины подземного притока наблюдается со стороны Памбак-Цахкуницкой складчатой области, где по данным Армянского научно-исследовательского института водных проблем и гидротехники (Ш.А.Шахбазян, 1965) оно составляет 0,30 м³/сек.

Фильтрация вод из ирригационной сети. Большое количество воды, подаваемое в течение вегетационного периода (апрель - октябрь месяцы) по многочисленным каналам, арыкам, канавам и бороздам, расходуется на транспирацию растениями, испарение и инфильтрацию.

Среднегодовое количество воды, подаваемое на орошение, согласно данным Армянского управления водного хозяйства, составляет: для массива Арагац - 6,4 м³/сек, Гегамского нагорья - 4,4 м³/сек и Варденисского нагорья - 1,8 м³/сек.

При коэффициенте полезного действия оросительной сети, равном в среднем 0,4 (по данным Арм.Водоканала), расход на инфильтрацию составит: массив Арагац - 6,4·0,4 = 2,5 м³/сек, Гегамское нагорье - 4,4·0,4 = 1,7 м³/сек, Варденисское нагорье - 1,8·0,4 = 0,7 м³/сек.

Расходная часть водного баланса рассматриваемого вулканического нагорья складывается из суммарного испарения, поверхностного и подземного стока.

Суммарное испарение (Y) слагается из испарения с поверхности почвогрунтов (Y_n), испарения со снежного покрова (Y_c) и транспирации (Y_t)

$$Y = Y_n + Y_c + Y_t$$

Что же касается испарения с поверхности грунтовых вод, то вследствие глубокого их залегания оно практически отсутствует. Наблюдения за испарением в пределах вулканического нагорья производится Армянским управлением гидрометслужбы, которым с помощью испарителей ГГИ - 500-50 фиксируется процесс испарения с почвогрунтов в пунктах: Ереван, Яных, Севан, Апаран, Артик и Мартуни.

Распределение величины испарения по площади так же как и других элементов водного баланса подчиняется вертикальной поясности.

Согласно проведенным нами проработкам, а также данным В.П.Валесяна (1955), Г.Г.Оганезова (1962) и Г.Г.Пахчаняна (1964)

за средние расчетные величины испарения приняты следующие значения:

Абсолютные отметки, м	Величина испарения с почвогрунтов мм/год
Более 3000	150
2500-3000	200
2000-2500	250
1200-2000	270
менее 1200	290

Проведенными расчетами величина испарения с поверхности почвогрунтов составляет для массива Арагац - $1072,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($34,0 \text{ м}^3/\text{сек}$), Гегамского нагорья - $675,4 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($21,4 \text{ м}^3/\text{сек}$) и Варденисского нагорья - $332,1 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($10,5 \text{ м}^3/\text{сек}$).

В зимний период года обширная территория нагорья покрывается сплошным снежным покровом, на поверхности которого идет испарение.

Длительность периода с устойчивым снежным покровом весьма различна. Так, в высокогорных зонах нагорья она составляет 5-6 месяцев (ноябрь по март-апрель), в среднегорных 4-5 месяцев (декабрь по март-апрель), а в предгорных до 2 месяцев (январь-февраль).

На основании экспериментальных работ и теоретических проработок В.П. Валесяном (1955) установлено, что средняя величина испарения с поверхности снежного покрова в высокогорной зоне нагорья равна 6 мм/мес (36 мм/год), в среднегорной - 8,0 мм/мес, (40 мм/год) и в предгорной - 12 мм/мес. (24 мм/год).

Приняв эти данные за расчетные величины, значения испарения со снежного покрова нагорья в пределах рассматриваемого региона равны для массива Арагац - $144,0 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($4,5 \text{ м}^3/\text{сек}$), Гегамского массива - $104,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($3,2 \text{ м}^3/\text{сек}$) и Варденисского массива - $54,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($1,7 \text{ м}^3/\text{сек}$).

Отсутствие учета фактора транспирации в водно-балансовых расчетах не дает полного представления о величине суммарного испарения.

Наблюдения, проведенные АрмУГМС в 1967 г. за испарением с почвенного покрова и транспирацией на водно-балансовом участке, в с. Мартуни, показали, что расход влаги травянистой раститель-

ностью оценивается в количестве 79,9 мм/год.

Среднегодовая величина транспирации, согласно данным Г.Г. Оганезова (1962), оценивается в 123 мм (пастбище), а В.П. Валеняном (1955) в 93 мм (зерновые культуры) и 140 мм (кормовые травы).

Анализ распространения растительного покрова в пределах рассматриваемого региона показал, что почти четверть территории нагорья лишена его и представлена обширными каменными полями и обнаженными участками. На остальной же части территории нагорья прорастают как зерновые культуры, так и кормовые травы. Если принять за среднюю величину транспирации - 100 мм/год, то расход влаги растительным покровом на территории массива Арагац составит $292,6 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($8,8 \text{ м}^3/\text{сек}$), Гегамского нагорья - $208,9 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($6,6 \text{ м}^3/\text{сек}$) и Варденисского нагорья - $110,3 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{год}$ ($3,5 \text{ м}^3/\text{сек}$).

В целом величина суммарного испарения в пределах вулканического нагорья равна:

$$\text{массив Арагац } V = 34,0 + 4,5 + 8,8 = 47,3 \text{ м}^3/\text{сек}$$

$$\text{Гегамское нагорье } V = 21,4 + 3,2 + 6,6 = 31,2 \text{ м}^3/\text{сек},$$

$$\text{Варденисское нагорье } V = 10,5 + 1,7 + 3,5 = 15,7 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Речной сток. Суммарный расход рек, стекающих с рассматриваемого вулканического нагорья, согласно данным Гидромет управления АрмССР, равен: для массива Арагац - $15,6 \text{ м}^3/\text{сек}$, Гегамского нагорья - $22,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ и Варденисского нагорья - $18,3 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Известно, что речной сток ($Q_{реки}$) состоит из поверхностной ($Q_{пов}$) и подземной ($Q_{подз}$) составляющих, т.е.

$$Q_{реки} = Q_{пов} + Q_{подз}. \text{ Отсюда } Q_{пов} = Q_{реки} - Q_{подз}.$$

Таким образом, поверхностная составляющая речного стока равна:

$$\text{для массива Арагац } Q_{пов} = 15,6 - 9,6 = 6,0 \text{ м}^3/\text{сек},$$

$$\text{для Гегамского нагорья } Q_{пов} = 22,5 - 15,4 = 7,1 \text{ м}^3/\text{сек},$$

$$\text{для Варденисского нагорья } Q_{пов} = 18,3 - 8,7 = 9,6 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Подземный сток. Определяется по разности между приходной и расходной частями водного баланса. В пределах рассматриваемого вулканического нагорья он равен:

$$\text{для массива Арагац} - 75,9 - 62,9 = 13,0 \text{ м}^3/\text{сек};$$

$$\text{Гегамского нагорья} - 66,2 - 53,7 = 12,5 \text{ м}^3/\text{сек},$$

$$\text{Варденисского нагорья} - 37,8 - 34,0 = 3,8 \text{ м}^3/\text{сек}.$$

Таблица 35

Региональный водный баланс Центрального вулканического нагорья Арм.ССР

Элементы баланса Район	Приход								Расход							
	Атмосферные осадки		Конденсация		Подземный приток		Итого		Суммарное испарение		Речной сток		Подземный сток		Итого	
	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%
Массив Арагац	72.1	94.9	3.5	4.7	0.3	0.4	75.9	100	47.3	62.3	15.6	20.6	13.0	17.1	75.9	100
Гегамское нагорье	61.3	92.5	2.2	3.3	2.7	4.2	66.2	100	31.2	47.2	22.5	33.9	12.5	18.9	66.2	100
Варденисское нагорье	36.6	96.8	1.2	3.2	-	-	37.8	100	15.7	41.5	18.3	48.4	3.8	10.1	37.8	100
Итого :	170.0	94.4	6.9	3.8	3.0	1.8	179.9	100	94.2	52.4	56.4	31.3	29.3	16.3	179.9	100

Таблица 36

Региональный баланс подземных вод Центрального вулканического нагорья Арм.ССР

Элементы баланса Район	Приход								Расход							
	Инфильтрация атмосферных осадков		Конденсационная вода		Подземный приток		Инфильтрация оросительных вод		Итого		Подземный сток зоны интенсив. водообмена.		Подземный отток		Итого	
	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%	$m^3/\text{сек}$	%
Массив Арагац	18.8	82.8	1.1	4.8	0.3	1.3	2.5	II.1	22.7	100	9.6	42.3	13.1	57.7	22.7	100
Гегамское нагорье	23.0	81.8	0.7	2.5	2.7	9.6	1.7	6.1	28.1	100	15.4	54.8	12.7	45.2	28.1	100
Варденисское нагорье	II.3	91.1	0.4	3.2	-	-	0.7	5.7	12.4	100	8.7	70.2	3.7	29.8	12.4	100
Итого :	53.1	84.0	2.2	3.5	3.0	4.7	4.9	7.8	63.2	100	33.7	53.3	29.5	46.7	63.2	100

Рассматривая региональный баланс подземных вод вулканического нагорья, значение подземного оттока за пределы рассматриваемой территории определялись по газности между приходной частью баланса и подземным стоком зоны интенсивного водообмена.

Для массива Арагац: $22,7 - 9,6 = 13,1 \text{ м}^3/\text{сек}$,

Гегамского нагорья: $28,1 - 15,4 = 12,7 \text{ м}^3/\text{сек}$,

Варденисского нагорья: $12,4 - 8,7 = 3,7 \text{ м}^3/\text{сек}$.

На основании произведенного выше анализа элементов баланса, нами приводится подсчет регионального водного баланса (табл. 35) и регионального баланса подземных вод (табл. 36) рассматриваемого вулканического нагорья.

3. Солевой баланс подземных вод и вопросы подземного химического стока

Проработка баланса подземных вод зоны свободного водообмена вулканического нагорья позволила нам подойти к рассмотрению вопроса их солевого баланса.

Солевой баланс подземных вод нагорья рассчитывается исходя из количества поступления солей из различных источников питания подземных вод, обогащения их в процессе физико-химических, биологических и др. реакций, происходящих при движении вод и выноса солей подземным стоком, когда со значительными массами воды мигрируют и растворенные химические элементы.

В проведенных нами подсчетах за расчетные значения принимались среднегодовые величины минерализации и содержания отдельных ионов, а величины привноса и выноса солей определялись произведением минерализации на объем воды.

Расчет солевого баланса подземных вод приведен в табл. 37.

Как видно из табл. 37, на современном этапе солевой баланс региона складывается отрицательно. Среднегодовая абсолютная величина выноса солей со всей территории нагорья составляет 138,07 тыс.т или $54,60 \text{ т}/\text{км}^2$.

Рассматривая баланс отдельных химических компонентов видно, что в основном вынос солей осуществляется за счет ионов HCO_3^- , H_2SiO_3 , Ca^{+2} и Cl^- , величины которых варьируют от 9,46 тыс.т/год до 60,51 тыс.т/год. Мигрирующая вместе со стоком масса растворенных веществ, представляющая собой подземный химический сток, в гипотетическом выражении может быть представлена следующими солями:

Таблица 38

Подземная химическая денудация на территории Центрального
вулканического нагорья Арм.ССР

Подземный сток	Сток растворенных веществ т/года	Принятый средний объёмный вес	Объём растворенных веществ м ³ /год	Подземная химическая денудация				
				за I год	за 10 лет	за 100 лет	за 1000 лет	время понижения дневной поверхности на 1м, лет
Дренируемый сток	$64,1 \cdot 10^3$	2,5	$25,6 \cdot 10^3$	$3,05 \cdot 10^{-3}$	$3,05 \cdot 10^{-2}$	$3,05 \cdot 10^{-1}$	3,05	327868
Подземный отток (артезианский сток)	$73,9 \cdot 10^3$	2,5	$29,6 \cdot 10^3$	$3,52 \cdot 10^{-3}$	$3,52 \cdot 10^{-2}$	$3,52 \cdot 10^{-1}$	3,52	284091
ИТОГО:	$138,0 \cdot 10^3$		$55,2 \cdot 10^3$	$6,57 \cdot 10^{-3}$	$6,57 \cdot 10^{-2}$	$6,57 \cdot 10^{-1}$	6,57	152205

Таблица 37

Солевой баланс подземных вод Центрального вулканического нагорья Армянской ССР

Рай-он	Источники поступления и выноса солей	Содержание ионов, т.км ⁻²									Сумма солей тис.тонн т.км ⁻²
		Ca	Mg	Na+K	HCO ₃	SO ₄	Cl	Fe _{общ.}	Al	H ₄ SiO ₃	
Приходная часть											
Атмосферные осадки	2.49	0.24	I.99	I2.60	0.96	I.II	0.08	0.08	I.29	20.84	
	0.60	0.06	0.48	3.04	0.23	0.27	0.02	0.02	0.31	5.03	
Подземный приток	0.34	0.09	0.23	I.30	0.11	0.36	0.01	0.01	0.13	2.58	
	0.08	0.03	0.05	0.31	0.03	0.09	0.002	0.002	0.03	0.62	
Инфильтрация оросительных вод	4.66	I.57	3.24	22.94	2.30	I.38	0.03	0.04	I.89	38.05	
	I.I2	0.38	0.78	5.54	0.55	0.33	0.007	0.01	0.45	9.16	
Сумма	7.49	I.90	5.46	36.84	3.37	2.85	0.12	0.13	3.31	61.47	
	I.80	0.47	I.31	8.89	0.81	0.69	0.029	0.032	0.79	14.82	
Расходная часть											
Дренажный сток	3.51	I.10	2.87	I8.79	I.06	2.21	0.06	0.08	5.96	35.64	
	0.86	0.26	0.69	4.53	0.25	0.54	0.01	0.02	I.44	8.60	
Подземный отток	7.91	2.49	6.47	42.36	2.39	4.99	0.13	0.18	I3.43	80.35	
	I.91	0.60	I.56	10.23	0.58	I.21	0.03	0.04	3.24	19.40	
Сумма	II.42	3.59	9.34	61.15	3.45	7.20	0.19	0.26	I9.39	115.99	
	2.77	0.86	2.25	14.76	0.83	I.75	0.04	0.06	4.68	28.00	
Баланс											
	-3.93	I.69	-3.88	-24.31	-0.08	4.35	-0.07	-0.13	I6.08	-54.52	
	-0.97	-0.39	-0.94	-5.87	-0.02	I.06	-0.011	-0.028	3.89	-13.17	
Приходная часть											
Атмосферные осадки	3.70	0.37	2.95	I8.71	I.42	I.65	0.13	0.12	I.91	30.96	
	I.33	0.13	I.06	6.71	0.51	0.59	0.05	0.04	0.68	II.10	
Подземный приток	2.94	5.06	7.72	36.41	I.66	5.15	0.05	0.06	I.45	60.50	
	I.05	1.81	2.76	13.07	0.59	I.85	0.02	0.03	0.52	21.71	
Инфильтрация оросительных вод	2.38	0.80	I.66	II.74	I.18	0.71	0.01	0.01	0.97	I9.46	
	0.85	0.29	0.59	4.21	0.42	0.25	0.004	0.004	0.35	6.97	
Сумма	9.02	6.23	I2.33	66.86	4.26	7.51	0.19	0.19	4.33	II0.92	
	3.23	2.23	4.41	23.99	I.52	2.69	0.074	0.074	I.55	39.78	
Расходная часть											
Дренажный сток	7.41	3.35	6.06	39.68	2.24	4.67	0.12	0.19	I0.48	74.20	
	2.66	I.21	2.17	14.24	0.81	I.67	0.04	0.07	3.76	26.63	
Подземный отток	8.47	3.83	6.93	45.34	2.56	5.34	0.14	0.21	II.98	84.80	
	3.04	I.37	2.48	16.27	0.92	I.92	0.05	0.08	4.30	30.43	
Сумма	I5.88	7.18	I2.99	85.02	4.80	10.01	0.26	0.40	22.46	I59.00	
	5.70	2.58	4.65	30.51	I.73	3.59	0.09	0.15	8.06	57.06	
Баланс											
	-6.86	0.95	-0.66	-18.16	-0.54	2.50	-0.07	-0.21	I8.13	-48.08	
	-2.47	-0.35	-0.24	-6.52	-0.21	-0.90	-0.016	-0.086	6.51	-17.28	
Приходная часть											
Атмосферные осадки	I.44	0.14	I.15	7.29	0.55	0.64	0.05	0.04	0.74	I2.04	
	0.98	0.09	0.78	4.96	0.38	0.43	0.03	0.03	0.51	8.19	
Инфильтрация оросительных вод	0.97	0.33	0.68	4.80	0.48	0.29	0.04	0.05	0.40	8.04	
	0.66	0.22	0.46	3.28	0.32	0.19	0.03	0.03	0.28	5.47	
Сумма	2.41	0.47	I.83	I2.09	I.03	0.93	0.09	0.09	I.14	20.08	
	I.64	0.31	I.24	8.24	0.70	0.62	0.06	0.06	0.79	I3.66	
Расходная часть											
Дренажный сток	3.95	I.24	3.23	21.18	I.19	2.49	0.08	0.10	5.59	39.05	
	2.69	0.84	2.20	I4.41	0.81	I.69	0.05	0.07	3.80	26.56	
Подземный отток	I.67	0.52	I.37	8.95	0.51	1.05	0.03	0.04	2.36	I6.50	
	I.13	0.35	0.93	6.09	0.35	0.71	0.02	0.03	I.62	II.23	
Сумма	5.62	I.76	4.60	30.13	I.70	3.54	0.11	0.14	7.95	55.55	
	3.82	I.19	3.13	20.50	I.16	2.40	0.07	0.10	5.42	37.79	
Баланс											
	-3.21	I.29	-2.77	-18.04	-0.67	2.61	-0.02	-0.05	-6.81	-35.47	
	-2.18	0.88	-1.89	-12.26	-0.46	I.78	-0.01	-0.04	-4.63	-24.13	
Приходная часть											
Варленисское нагорье	I8.92	8.60	I9.62	I15.79	8.66	II.29	0.40	0.41	8.78	I92.47	
	6.67	3.01	6.96	41.12	3.03	4.00	0.163	0.156	3.13	68.26	
Расходная часть											
Онагорье	32.92	I2.53	26.93	I76.30	9.95	20.75	0.56	0.80	49.80	330.54	
	I2.29	4.63	I0.03	65.77	3.72	7.74	0.20	0.31	I8.16	I22.86	
Баланс											
	-14.00	3.93	-7.31	-60.51	-I.29	-9.46	-0.16	-0.39	-41.02	I38.07	
	-5.62	I.62	-3.07	-24.65	-0.69	-3.74	-0.04	-0.15	-15.03	54.60	

$NaCl$ - $33,8 \cdot 10^3$ т
 Na_2SO_4 - $14,6 \cdot 10^3$ т
 $NaHCO_3$ - $31,3 \cdot 10^3$ т

$Ca(HCO_3)_2$ - $13,3 \cdot 10^4$ т
 $Mg(HCO_3)_2$ - $62,7 \cdot 10^3$ т
 $Fe(HCO_3)_2$ - $1,7 \cdot 10^3$ т

Из всего изложенного видно, что рассматриваемая территория нагорья относится к районам проявления "подземной денудации".

Процессы химической денудации наиболее активно протекают в зоне свободной циркуляции подземных вод.

Если модуль подземного стока является показателем интенсивности водообмена, то величина модуля подземного химического стока отражает степень промытости пород.

В пределах рассматриваемого региона модуль подземного химического стока нарастает в сторону увеличения минерализации грунтовых вод от $0,6-0,7$ г/сек в высокогорной зоне до $0,7-1,3$ г/сек в предгорной зоне.

Средняя величина модуля химического грунтового стока для всей территории вулканического нагорья равна $0,9$ г/сек.

Интенсивность проявления денудационной деятельности подземным стоком характеризуется значениями, приведенными в табл. 38.

Как видно из таблицы 38, годовой слой солей, выносимых подземным стоком, составляет $0,00657$ мм, что более чем в два раза меньше величины, рассчитанной Ф.А.Макаренко (1961) для бассейна р.Дон. Это еще раз позволяет констатировать, что в горных условиях нагорья с его хорошо промытыми структурами величина подземной химической денудации будет меньше, чем в слабопроточных и плохо промытых структурах, в районе бассейна р.Дон.

Из всех приведенных выше расчетов можно заключить, что несмотря на некоторую схематичность, полученные данные достаточно четко характеризуют направленность процессов. Хотя мы и не знаем точно, как изменялся химический вынос солей в течение геологической истории, несомненно, что по сравнению с настоящим временем этот процесс протекал несколько иначе и другими темпами. Вероятно, в течение четвертичного времени значение химического стока подземных вод в среднем оставалось близким к современному, а следовательно, величина химической денудации подземными водами может быть выражена в среднем слоем не менее $6,0$ м.

ПРОБЛЕМА ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

История изучения и использования подземных вод в Армении тесно связана с общим ходом развития народного хозяйства республики. Так, если до 50-х годов региональные гидрогеологические исследования носили преимущественно съемочный характер, то позднее работы приобретают разведочно-эксплуатационный характер.

Рассмотренные в настоящей работе вопросы размещения и формирования подземных вод, их водно-солевой баланс и пр. позволили подойти к проблеме использования подземных вод нагорья для водоснабжения, орошения, лечебно-бальнеологических и теплоэнергетических целей, а также для правильной постановки поисково-разведочных работ.

I. Использование подземных вод, как источника водоснабжения и орошения.

Бурный рост промышленности и сельского хозяйства обуславливает все возрастающие потребности в изыскании и рациональном капитаже природных вод, главное внимание при этом отводится подземным водам.

Вопросы использования природных вод нагорья имеют весьма давнюю историю, истоки которой могут быть отнесены к началу человеческой цивилизации.

Так, археологическими раскопками обнаружено наличие прежних оросительных каналов, которые датируются УП-УШ вв. до нашей эры, т.е. принадлежат к эпохе Урартского государства. Многочисленные системы каналов, проведенные с высоких отметок массива Арагац и Гегамского нагорья, согласно данным А. Калантар (1937) предназначались для захвата талых вод и транспортировки их в предгорные районы для целей водоснабжения и орошения.

Несомненно эти сооружения не являлись трудно выполнимыми, однако они показывают умение наших предков регулировать поверхностный сток в условиях столь сложного рельефа нагорья.

В строительной практике капитажа подземных вод широкое применение находили подземные галлерей (кягризы), которые долгое время успешно использовались для нужд орошения и водоснабжения.

В настоящее время в пределах рассматриваемого региона известно наличие более десятка кягризов, большинство которых заброшено и ныне не действует.

С незапамятных времен большое значение в водоснабжении, орошении и хозяйственно-бытовых нуждах населения нагорья имели воды родников.

Наиболее широкое использование их имело место в период оседлого земледелия, когда вокруг наиболее крупных родников начало развиваться первобытное орошаемое земледелие. В этом случае родники подвергались расчистке, а в более поздние времена даже искусственному каптажу.

Городские и сельские поселения, а также ряд монастырей имели свои водопроводы, которые неоднократно разрушались вместе с городами и церквями в период многочисленных войн и набегов.

К установлению советской власти в Армении в пределах республики существовало лишь 3 действующих водопровода в городах Ереван, Камо и Горис, которые далеко не полностью удовлетворяли нужды населения.

Положение с водоснабжением в пределах рассматриваемого региона неудовлетворительное. Количество воды, приходящееся на душу населения республики, намного ниже среднего значения для территории СССР.

Многие населенные пункты до сего времени не обеспечены доброкачественной водой и в необходимом ее количестве. За исключением наиболее крупных населенных пунктов, таких, как гг. Ереван, Раздан, Аштарак, Абовян, Камо, кур. Арзни и некоторых других, водоснабжение которых осуществляется централизовано за счет каптажа крупных родников и скажин, многие села используют для водоснабжения поверхностные или подземные воды порой весьма неудовлетворительного качества.

Богатые альпийские луга, широко распространенные в пределах нагорья, представляют собой великолепные пастбища, на которые с ранней весны поднимаются многочисленные стада.

Обводнение горных пастбищ нагорья осуществляется в основном за счет каптажа поверхностных водотоков и родников, откуда вода самотеком, преимущественно закрытыми водоводами транспортируется к месту потребления.

Вследствие недостатка питьевой воды для водопоя скот неред-

ко приходится гнать на большое расстояние, что несомненно отрицательно сказывается на его продуктивности.

Вопрос обводнения пастбищ до сего времени остается одним из наиболее острых.

Обилие солнечного тепла и сравнительно продолжительный теплый период года в пределах среднегорной и предгорной зон нагорья создают благоприятные условия для произрастания на плодородных почвах высокоценных сельскохозяйственных культур. Однако отсутствие в ряде районов достаточного количества влаги пагубно сказывается на нормальном развитии растительности.

Это обстоятельство и побудило местное население еще с давних времен применять искусственное орошение земель.

Из всего изложенного видно, что в пределах рассматриваемой территории ощущается дефицит в воде, а проблема водоснабжения и орошения относится к числу наиболее актуальных. Поскольку использование поверхностных вод, даже при условии полного зарегулирования их стока, не решит вопрос водообеспеченности региона, в этих условиях все большее значение приобретают подземные воды, которыми столь богаты недра нагорья.

Интенсивный рост промышленности и сельского хозяйства из года в год обуславливает все возрастающую потребность в подземной воде, а следовательно изыскание новых источников водоснабжения и наиболее эффективных методов их капитала. В этих условиях вопрос добывания подземных вод должен решаться по-новому, организованно, с большим коэффициентом использования добываемых вод.

Руководствуясь этим, следует перехват подземного водотока производить единым створм.

Настоящий метод заключается в том, что на основании детальных геофизических и разведочно-буровых работ уточняется местоположение подземного водотока, после чего, в зависимости от его глубины залегания, каптаж производят посредством водосборной штолни или трайшей.

Преимущество метода перехвата подземного водотока единым створм заключается в том, что он позволяет получить значительные расходы воды на командных высотах, откуда она самотеком по водоводу может быть транспортирована к месту потребления.

Такой каптаж подземных вод носит организованный характер, ибо применяющийся в настоящее время каптаж родников, разбросан-

ных по всей площади нагорья, весьма распылен, вследствие чего добывая вода имеет низкий коэффициент использования, что несово-местимо с требованиями, предъявляемыми к современному и будущему водопотреблению.

Для обеспечения постоянных высоких расходов капитальных сооружений в благоприятных геолого-гидрогеологических условиях, следует на пути движения подземного водотока соорудить подземную плотину (баррак), благодаря которой возможно осуществить подпруживание подземного водотока в депрессионных участках водоупорного ложа. Создание таким образом подземного водохранилища обусловит определенную зарегулированность подземного водотока.

Превосходным примером, как отмечал *G. Troukin* (1953), являются сооружения на Уэд-Мзи в Алжире, где благодаря подземной плотине имеет место постоянное получение 500 л/сек воды.

Перспективы развития народного хозяйства республики и ожидаемый технический прогресс в отношении добычи подземных вод, несомненно вызовут интенсивную ее эксплуатацию, что в свою очередь, как видно из многочисленных примеров в зарубежных странах, может привести к истощению ресурсов подземных вод.

Опасность истощения ресурсов подземных вод обуславливает изыскание и применение мероприятий по искусственноному их пополнению, т.е. магазинированию подземных вод.

В пределах вулканического нагорья, где эфузивные образования имеют основное распространение и являются прекрасными аккумуляторами влаги, вопрос применения искусственного пополнения ресурсов подземных вод приобретает особую важность.

Наиболее широкое применение в пределах нагорья может получить метод самотечной инфильтрации поверхностных вод. В этом случае задержание паводковых вод в специальных водохранилищах и медленный их спуск ниже плотин в водоотводящие каналы, не большие траншеи, пониженные участки территории, сухие поймы рек и пр. обеспечит легкую инфильтрацию и инфильтрацию поверхностных вод вглубь и пополнение тем самым запасов подземных вод.

Подобные водохранилища осуществляют двоякую роль: регулируя паводки и уменьшая их разрушительную силу, и, самое важное, будут пополнять ресурсы подземных вод.

В настоящее время процесс искусственного пополнения ресур-

сов подземных вод осуществляется в результате фильтрации оросительных вод из каналов, канав и пр. (табл. 39).

Таблица 39

Расчет среднегодовых величин пополнения ресурсов подземных вод за счет фильтрации вод из оросительной сети.

Наименование территории	Среднегодовой расход поверхностных вод на орошение м ³ /сек	Среднее значение К.П.Д. оросительной сети	Количество воды, поступающей на пополнение ресурсов подземных вод м ³ /сек
Массив Арагац	6,4	0,4	2,5
Гегамское нагорье	4,4	0,4	1,7
Варденисское нагорье	1,8	0,4	0,7
Итого по вулканическому нагорью	12,6	0,4	4,9

Как видно из табл. 39, среднегодовое количество воды, поступающей на пополнение ресурсов подземных вод за счет инфильтрации оросительных вод, в целом по вулканическому нагорью составляет 4,9 м³/сек.

Несомненно, применение специальных работ по искусственному пополнению подземных вод позволит еще больше увеличить ресурсы подземных вод, что даст возможность использовать их на водоснабжение и орошение нагорья.

Важной задачей для обеспечения региона водой является не только изыскание новых ресурсов вод, рациональных методов каптажа, но и сохранение вод от загрязнения.

В условиях вулканического нагорья, где подземные воды имеют плохое питание и хорошо сообщаются с поверхностью, вопрос соблюдения мероприятий по санитарной охране подземных вод представляется наиболее актуальным и, несмотря на ряд осуществленных мероприятий, еще не получил достаточной проработки и нуждается в дальнейшем специальном изучении.

2. Минеральные воды в народном хозяйстве республики

Большие возможности использования минеральных вод в лечебных целях имеются в пределах рассматриваемого вулканического нагорья, где в настоящее время зафиксировано более 260 водопроявлений минеральных вод (т.е. одно водопроявление приходится примерно на 30 км^2) самого разнообразного химического состава.

Несмотря на столь значительные количества минеральных вод, лишь небольшая их часть используется в лечебных целях, где на базе существующих месторождений минеральных вод функционируют такие курорты всесоюзного значения, как Арзни и Джермук.

На базе существующих минеральных источников работает ряд заводов по разливу минеральных вод. В 1969 г. производительность этих заводов была следующей: Арзни - 22,0 млн. бутылок, Джермук - 32,9 млн. бутылок, Севан - 10,6 млн. бутылок в год.

Помимо эксплуатируемых месторождений минеральных вод, в пределах рассматриваемого региона существует ряд районов, где на базе минеральных гидроресурсов, залежей лечебных грязей, торфа и благоприятных климатических условий возможно создание курортов и устройство заводов по разливу минеральных вод.

Кроме бальнеологического значения, термальные воды могут быть широко использованы в электроэнергетических и теплознегретических целях.

Рассматриваемое вулканическое нагорье богато гидротермальными ресурсами, которые широко распространены в пределах Айоцдзорского, Севанского синклиниория и Канакер-Егвардском грабен-синклиниории. Согласно данным разведочного бурения и геофизических исследований, значительные ресурсы термальных вод с температурой $50\text{--}70^\circ\text{C}$ и более располагаются на глубинах 1500-2000 м.

Исходя из данных геотермических ступеней, которые, согласно Л.Н.Барабанову (1959), в пределах Ереванского, Севанского и Аршинского прогибов варьируют от 28 до $40 \text{ м/}^\circ\text{C}$, видно, что воды с температурой $90\text{--}100^\circ\text{C}$ следует ожидать на глубинах порядка 2-3 км.

В пределах же зон тектонических нарушений, примером которых является территория кур.Джермук, величина геотермической ступени составляет всего около $2 \text{ м/}^\circ\text{C}$. Здесь воды с температурой 100°C и более могут циркулировать на глубинах 250-300 м.

При средней величине дебита источников равной 0,5 л/сек, дебит скважин, пробуренных в местах выхода минеральных вод, согласно Л.Н.Барабанову (1958), составит в среднем 2,5 л/сек.

Если допустить, что пробуренные скважины глубиной в 200 - 300 м в районе Джермука и 2-3 км в Ереванском, Севанском и Аршинском прогибах будут фонтанировать с дебитом (Q) в 2,5 л/сек или $216 \cdot 10^3 \text{ м}^3/\text{сут.}$, а температура воды на выходе (T_1) составит 90 С, то количество тепла, выносимое водой одной скважины, исходя из формул

$$\Delta Q = m \cdot Q \cdot \Delta T; \Delta T = T_1 - T_2; \Delta m = m Q (T_1 - T_2)$$

где m - коэффициент теплопроводности, равный около 1

T_2 - среднегодовая температура воздуха.

тогда для района Джермука:

$$\Delta m = 1 \cdot 216 \cdot 10^3 (90 - 1,5) = 19,1 \cdot 10^6 \text{ ккал/сут.}$$

в пределах Севанского и Аршинского прогибов:

$$\Delta m = 1 \cdot 216 \cdot 10^3 (90 - 5) = 18,4 \cdot 10^6 \text{ ккал/сут.}$$

а Ереванского прогиба:

$$\Delta m = 1 \cdot 216 \cdot 10^3 (90 - 9,3) = 17,4 \cdot 10^6 \text{ ккал/сут.}$$

Рассчитанные выше количество тепла, выносимые одной скважиной, будут эквивалентны 2,4-2,7 т условного топлива.

При средней стоимости 1 т такого топлива 10 руб (без учета расходов на транспортировку), только 1 скважина в сутки будет выносить тепла на сумму 24-27 руб. Это значит, что затраты на бурение этих скважин окупятся в течение 2-3 лет (для территории Джермука), до 10-15 лет (в пределах Севанского, Аршинского и Ереванского прогибов) в то время, как эксплуатировать горячую воду при удовлетворительном уходе за скважинами можно несколькими десятилетиями.

Используя известные эквивалентные зависимости энергий, согласно которым 1 ккал равна 0,00162 квт.час.электрической энергии (закон Джоуля), или 427 кгм механической энергии, рассчитаем потенциальные величины электрической и тепловой энергии, возможные для практического использования при эксплуатации термальных вод 1 скважины (табл.40).

Эти величины энергий в зависимости от количества эксплуатационных скважин в пределах данного месторождения будут пропорционально возрастать и составят весьма внушительные цифры, что несомненно представит большой практический интерес.

Таблица 40

Эквивалентные значения тепловой и электрической энергий, возможные для практического использования при эксплуатации термальных вод одной скважины

Месторождение	Общее кол-во тепла, выносимое водой I скважины ккал	Потенциальная величина электрической энергии квт.час.	Потенциальная величина тепловой энергии кгм
Ереванский прогиб	$17.4 \cdot 10^6$	28188	$74298 \cdot 10^5$
Севанский и Аршинский прогибы	$18.4 \cdot 10^6$	29808	$78568 \cdot 10^5$
Район Джермука	$19.1 \cdot 10^6$	30942	$81557 \cdot 10^5$

Наличие в составе минеральных вод нагорья значительного содержания химических элементов, таких как В , Си , Хл , Рф , Мо и др., делают их важным полезным ископаемым. Однако, несмотря на возможность извлечения их из вод, этот вопрос мало изучен и требует проведения дальнейших специальных работ. Вместе с тем, множество выходов углекислоты в пределах вулканического нагорья представляет значительный интерес для использования их в народном хозяйстве.

Таким образом минеральные воды вулканического нагорья могут быть широко использованы в бальнеологических целях, а также как источник тепло-энергетических ресурсов и извлечения солей.

Несомненно, экономический эффект при этом значительно возрастёт лишь в случае комплексного использования природных богатств минеральных вод нагорья.

3. Вопросы поисков месторождений полезных ископаемых по данным гидрогеохимических исследований.

Гидрогеохимический метод поисков является сравнительно молодым, однако он получил всеобщее признание и широко применяется при поисках полезных ископаемых.

Разработке гидрогеохимического метода поисков полезных ископаемых уделяется большое внимание в отделе гидрогеологии Ин-

ститута геологических наук АН АрмССР, где для районов с отсутствием или весьма слабым проявлением поверхностного и родникового стока Н.И.Долухановой (1957) был разработан почвенно-гидрогеохимический метод поисков.

В последнее десятилетие значительно возрос интерес к анализу палеогидрографической обстановки региона в целях выявления перспективных районов для проведения дальнейших детальных поисковых работ (А.М.Овчинников, 1957, 1960, 1966; Г.В.Богомолов, 1960; С.П.Албул, 1961 и др.).

В условиях вулканического нагорья, где лавовый покров повсеместно бронирует поверхность палеозойских и третичных отложений, вопрос использования палеогидрографического анализа в целях выявления районов с благоприятными условиями рудообразования приобретает весьма большую актуальность.

В процессе палеогидрографического анализа следует исходить из того, что наличие рудных залежей – явление не случайное, а представляет собой закономерное проявление древних водонапорных систем.

Без выявления бассейнов, в которых формируются подземные воды, обогащенные рудными элементами, нельзя правильно направить поиски рудных месторождений.

Особое значение приобретает выявление областей распространения углекислых вод, которые являются хорошими концентриаторами многих элементов.

В процессе движения подземных вод к поверхности происходит дегазация их, а вследствие этого и отложение целого ряда минералов.

Из палеогидрографического анализа региона видно, что в процессе истории геологического развития здесь неоднократно существовали благоприятные условия для проявления тех или иных металлогенетических процессов. Особенно интенсивно эти процессы проявились в период начальной стадии гидрографического развития структур, в период наложения на формирование углекислых вод в артезианских бассейнах явлений магматизма.

Наиболее распространенным типом месторождений здесь, вероятно, являются жильные типы формаций, которые, как образно выразился П.Н.Чирвинский (1933), являются "...отзвуком изменчивости химического состава металлоносных минеральных вод".

Из всего изложенного выше следует, что в столь специфических условиях территории вулканического нагорья, применение гидро-геохимического метода поисков рудных месторождений возможно. При этом в процессе гидрологических исследований, наряду с гидрохимической съемкой, сопровождающейся обязательным опробованием всех выходов минеральных вод, следует производить и анализ палеогидрологических условий района.

ВЫВОДЫ

На основании всего изложенного следует:

1. Почти все породы стратиграфического разреза в гидрологическом отношении характеризуются разной степенью обводненности.

Палеозойские породы, в силу сильной метаморфизации, являются, вероятно, слабоводообильными.

Мезозойские отложения сравнительно водообильны. Наличие здесь мощных толщ трещиноватых известняков создает благоприятные условия для аккумуляции подземных вод.

Наиболее водообильностью характеризуются отложения кайнозоя, широко распространенные в пределах вулканического нагорья и представляющие наибольший интерес для использования их в народном хозяйстве республики.

2. В силу своего положения и гидрологических особенностей, рассматриваемые вулканические сооружения (массив Арагац, Гегамское и Варденисское нагорья) выделяются в самостоятельный тип гидрологических структур — "вулканогенные супербассейны" (по терминологии И.К.Зайцева, Н.И.Толстикова, 1963). Характерной особенностью рассматриваемых вулканогенных супербассейнов является отсутствие регионально выдержанных водоносных горизонтов и наличие множества подземных водотоков (производительностью до 2-3 м³/сек и более), радиально стекающих с высокогорных частей супербассейнов в направлении к артезианским бассейнам.

3. В зависимости от приуроченности подземных водотоков к тем или иным литологическим разностям пород выделяется пять водоносных комплексов:

Рыхлые и слабосцепментированные четвертичные отложения (половые воды); третичные и четвертичные лавовые образования (трещинные воды); осадочные породы различного возраста (трещинные воды); вулканогенно-осадочные породы третичного и четвертичного возраста (трещинные и порово-трещинные воды); озерные и озерно-речные отложения артезианских бассейнов (порово-пластовые воды).

Если в пределах первых двух водоносных комплексов имеет место питание, транзит и разгрузка подземных водотоков, а в третьем и четвертом — транзит и разгрузка, то в пределах пятого

водоносного комплекса осуществляется только разгрузка.

Основным водоносным комплексом (занимающим более 80% всей рассматриваемой территории) является комплекс третичных и четвертичных лавовых образований, к которому приурочены основные ресурсы подземных вод.

4. Статистическая обработка гидрохимического материала позволила получить объективную характеристику химического состава подземных вод зоны свободного водообмена.

а) Установлено, что по мере снижения абсолютных отметок выходов подземных вод происходит увеличение минерализации (от 50-60 мг/л до 250-300 мг/л и более) и изменение их химического состава от гидрокарбонатно-хлоридных натриевых (в районе вершинной части лавового плато) до гидрокарбонатных кальциево-магниевых (в среднегорных лавовых плато и равнинах).

б) В подземных водах обнаружено до 21 микроэлемента.

По мере снижения гипсометрии местности, в подземных водах имеется тенденция к возрастанию содержаний микроэлементов. Исключением являются *P*, *Хr*, *Be* концентрация которых уменьшается и *Ga*, *Y* и *Co*, в распределении которых не выявлено четких региональных закономерностей.

В целом в распределении микро- макрокомпонентного состава и минерализации подземных вод выявлена гидрохимическая зональность обусловленная ландшафтной поясностью.

5. Режим подземных вод зоны свободного водообмена вулканического нагорья обусловлен влиянием как естественных, так и искусственных режимообразующих факторов.

Анализ многолетних данных режимных наблюдений позволил выявить ряд закономерностей.

а) Амплитуда колебания расхода родников уменьшается по мере снижения абсолютных отметок их выхода.

б) существует связь характера режима расхода родников с проявлениями солнечной активности. Всего за период с 1944 по 1967 гг. установлено два средних II летних гидрологических ритма и ряд коротких 2-4 годичных.

в) Режим подземных вод характеризуется сезонным и искусственным типами, в пределах которых нами выделены подтипы, классы, подклассы и виды.

6. Подземные воды вулканического нагорья зарождаются в вы-

сокогорной части, откуда они в виде подземных водотоков движутся к периферийным частям вулканогенных супербассейнов.

Основными источниками питания подземных вод являются: атмосферные осадки, фильтрация вод из оросительной системы, конденсационные воды зоны аэрации, подземный приток (утечка из оз. Севан и приток со смежных районов).

Многочисленные факторы формирования химического состава подземных вод объединяются в 3 основные группы: физико-географические, геолого-гидрологические и биологические. В различных конкретных условиях сочетание этих факторов весьма различное. В высокогорных частях региона главным являются атмосферные осадки, а в пределах среднегорья и предгорья - почвы, характер водоемещающих пород и гидродинамические условия.

7. В зависимости от геолого-структурных и гидрологических особенностей вулканического нагорья выделены 3 гидрологических района:

- I) Арагацкий вулканогенный супербассейн.
- II) Гегамский вулканогенный супербассейн
- III) Варденисский вулканогенный супербассейн

Каждый из выделенных гидрологических районов в зависимости от геоморфологического строения, физико-географических условий и условий формирования подземных вод, подразделяется на 4 гидрологических подрайона:

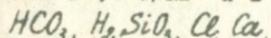
- 1 - вершинная часть вулканического нагорья - область преимущественно поверхностного стока.
- 2 - структурно-денудационное привершинное лавовое плато - область питания подземных вод
- 3 - склоны щитовидного вулканического массива - область питания, транзита и родникового стока
- 4 - среднегорные лавовые, туфовые плато и равнины - область разгрузки подземных вод.

8. Анализ существующих методов количественной оценки подземного стока зоны свободного водообмена показал, что наиболее приемлемыми в условиях рассматриваемого вулканического нагорья является метод расчленения гидрографов рек (по методу Ф.А. Макаренко), применение которого позволяет оценить ресурсы подземных вод зоны интенсивного водообмена, совместно с методом водного баланса, позволяющим оценить величину регионального подземного

стока.

Проведенными подсчетами установлено, что региональные естественные ресурсы подземных вод зоны интенсивного водообмена вулканического нагорья составляют $33,7 \text{ м}^3/\text{сек}$, а величина регионального подземного стока равна $63,2 \text{ м}^3/\text{сек}$.

9. Расчеты солевого баланса подземных вод зоны свободного водообмена показали, что среднегодовая абсолютная величина выноса солей подземными водами с рассматриваемого вулканического нагорья равна $54,6 \text{ т}/\text{км}^2$ и в основном осуществляется за счет:



В целом рассматриваемый регион относится к районам проявления "подземной денудации", средняя величина модуля химического подземного стока равна $0,9 \text{ г}/\text{сек}$.

10. Подземные воды зоны затрудненного водообмена приурочены к мезозойским и верхнетретичным отложениям. Выходят они на дневную поверхность по тектоническим нарушениям и контактам интрузивов с окружающими породами в виде множества минеральных источников различного химического состава и температуры.

а) Основными гидродинамическими структурами здесь являются артезианские бассейны Алаванский, Айоцдзорский, Ширакский, Артенийский, Нижнеахурянский, Октемберянский, Артшатский, Ереванский, характеризующиеся развитием преимущественно напорных пластовых вод, и гидрогеологические массивы: Анийский, Мараликский и Паракар-Енгиджинский, в пределах которых развиты трещинные и трещинно-жильные воды.

б) Подавляющее большинство минеральных вод региона холодные. Термальные воды приурочены как к зонам дробления изверженных метаморфизованных горных пород, так и к kontaktам интрузивных тел с вмещающими толщами. Основными месторождениями термальных вод являются Джермукское, Саят-Нова и Ереванский артезианский бассейн.

Среднее значение величин плотности теплового потока в пределах рассматриваемого вулканического нагорья изменяется от $1,05 \cdot 10^{-6}$ до $1,98 \cdot 10^{-6}$ кал/ $\text{см}^2/\text{сек}$, а средняя величина геотермической ступени варьирует от 30 до $60 \text{ м}^2/\text{сек}$.

в) Подавляющая часть минеральных вод насыщена углекислым газом. Небольшая группа выходов представлена углекисло-азотными (азотно-углекислыми) источниками Айриджа, скв. 4-р и др., а

азотно-метановыми - скв. 15-р и др.

По химическому составу они выделяются в 8 классов, в пределах которых определяется ряд подклассов. Минерализация вод колеблется от менее 1 г/л до 35 г/л и более.

г) Формирование углекислоты в подземных водах рассматриваемого вулканического нагорья мы полагаем связано как с процессами кристаллизации магматических пород, так и с явлением термометаморфизма. Генетически эти воды инфильтрационные, химический состав их изменился в результате выщелачивания, растворения водовмещающих пород, смешения вод разных горизонтов, катионного обмена, биохимических и др. процессов.

д) Проведенные палеогидрологические построения позволили рассмотреть особенности формирования основных генетических типов вод нижних гидродинамических зон рассматриваемой территории вулканического нагорья. Встречаемые ныне здесь подземные воды представляют собой результат сложного преобразования и взаимодействия морских седиментационных вод с водами инфильтрационными, протекающего в различных термодинамических и физико-химических условиях.

II. Значительные запасы подземных вод зоны свободного водообмена вулканического нагорья все более широко используются в качестве основного источника водоснабжения, а также как дополнительный источник обводнения пастбищных угодий и орошения земель.

Несмотря на все возрастающие потребности в подземной воде, коэффициент использования ее в пределах региона низок и может быть значительно повышен в результате применения эффективных мероприятий по каптажу и реконструкции ирригационной системы.

Все возрастающая потребность в подземной воде может быть с успехом удовлетворена в результате применения ряда технических мероприятий, таких, как создание подземных плотин (баррайдов) на путях движения подземных водотоков, перехвата подземных водотоков единым створом, представленным горизонтальными водозаборами (водосборные штолни и траншеи), проведенными нормально направлению потока.

В пределах вулканического нагорья, где эфузивные образования имеют основное распространение и являются прекрасными аккумуляторами влаги, применение искусственного пополнения ресурс-

сов подземных вод приобретает особую важность. Наиболее широкое применение здесь может иметь метод самотечной инфильтрации поверхности вод.

Данные ориентировочных расчетов показали, что в настоящее время пополнение ресурсов подземных вод региона за счет фильтрации вод из оросительной сети составляет около $4,9 \text{ м}^3/\text{сек}$.

Несомненно, применение специальных мероприятий рационального использования поверхностного стока позволит уменьшить разрушительную силу поверхностных водотоков и осуществить интенсивное пополнение ресурсов подземных вод.

Все эти мероприятия, осуществляемые в пределах среднегорной части нагорья обеспечат сбор значительных количеств воды и возможность маневрирования ею.

Минеральные воды нагорья, несмотря на их большое распространение в пределах региона, используются в лечебных целях крайне ограниченно. Здесь функционируют всего два курорта - Арзни и Джермук, а также розливные заводы на кур. Джермук, Арзни и в г. Камо.

Широкое применение в народном хозяйстве республики, а в частности в электроэнергетических и теплоэнергетических целях может получить эксплуатация энергии тепла термальных вод. Ориентировочные проработки, проведенные нами, показали высокий экономический эффект, который может быть получен при эксплуатации гидротерм.

Наличие в составе минеральных вод значительного числа редких и рассеянных элементов может сделать их важным сырьем для извлечения. Однако слабая разработка этого вопроса требует проведения дальнейших специальных работ. Что же касается знания химического состава подземных вод, то оно имеет большое значение при проведении поисков месторождений полезных ископаемых.

12. Дальнейшие гидрогеологические исследования территории вулканического нагорья должны быть направлены на разрешение ряда важных проблем, которые на данном этапе изученности региона не получили достаточной проработки.

Основными задачами дальнейших исследований подземных вод региона являются:

а) Уточнение местоположения и характера движения подземных водотоков, условий их взаимосвязи как между собой, так и с ми-

неральными водами.

б) Выявление наиболее благоприятного места перехвата подземных водотоков, установление рационального типа капитала и оптимального режима эксплуатации водозаборов, для чего следует широко использовать моделирование.

в) Изучение генезиса и динамики подземных вод нижних гидродинамических зон региона.

г) Изучение дальнейших возможностей широкого и комплексного использования подземных вод региона как в целях гражданского и промышленного водоснабжения, обводнения горных пастбищ и орошения сельскохозяйственных угодий, так и в лечебно-оздоровительных целях, а также как сырье для извлечения редких и рассеянных элементов, источника тепла и электроэнергии.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- АБИХ Г.В. Геология Армянского нагорья. Восточная часть. Орографическое и геологическое описание. Записки Кавк.отд.геогр.общ., кн.ХХII, 1902.
- АВЕТИСЯН В.А. К вопросу о формировании вод андезито-базальтовых лав Армении. Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР, изд.АН АрмССР, Ереван, 1956.
- АЛЕКИН О.А.,
ДАНИЛОВА Г.Н. О значении изверженных и метаморфических пород для минерализации природных вод. ДАН СССР, №4, 168, 1966.
- АЛЬТОВСКИЙ М.Е. Основные проблемы формирования подземных вод. Тр. II Узбек.гидрогеолог.совещ.АН УзбССР, 1959.
- АМУСЬЯ А.З.,
РАТНЕР Н.С.,
ФИДЕЛЛИ И.Ф. Закономерности распределения подземного стока в реки из территории горного Кавказа. Тр. ГГИ, в. I22, 1965.
- АРУТИОНЯН Р.Г. История развития подземных вод третичных отложений Арагатской котловины. Изв.АН АрмССР, т.ХУП, №3, 1966.
- АСЛАНЯН А.Т. Региональная геология Армении. Изд.Айпетрат, Ереван, 1958.
- АСЛАНЯН А.Т.,
АМАРЯН В.М. Вулкан Арагац. Сб.вопр.вулканизма, 1962.
- БАЛЬЯН С.П. Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд.ЕրГУ, Ереван, 1969.
- БАРАБАНОВ Л.В. Термальные воды Малого Кавказа. Тр. ЛГГП, т.ХХУП, 1961.
- БАХШИНЯН Л.Г. Принципы гидрогеологического районирования территории АрмССР и примыкающих районов Малого Кавказа. Изв.АН АрмССР, № 4, т.XXI, 1968.
- БОРИСОВ В.А. Оценка региональных динамических запасов подземных вод горноскладчатых областей методом расчленения гидрографов рек. Узбек.геол.журнал, № 2, 1967.

- БРОДСКИЙ А.А. Основные процессы формирования химического состава подземных вод. Гидрохимич.матер., т.ХХIV, 1955.
- БУАЧИДЗЕ И.М. Некоторые закономерности формирования и распространения подземных вод в горно-складчатых областях. Тр.НИИ Гидрогеологии и инженер.геологии Груз.ПИ, № 2, 1963.
- ВАЖНОВ А.Н. Средний многолетний сток рек АрмССР и его внутригодовое распределение. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1956.
- ВАЛЕСЯН В.П. Исследование стока горных рек АрмССР. Изд.АН АрмССР, 1955.
- ВЕГУНИ В.Т., АВЕТИСЯН В.А. Геолого-гидрогеологические условия бассейна оз. Севан. Сб. Результаты компл.исслед. Севанской проблемы, т. I, 1961.
- ВЕРНАДСКИЙ В.И. История природных вод, ч. I, в. I-3. Изд. Химтепр.издат., 1933.
- ВИНОГРАДОВ А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, № 7, 1962.
- ГАБРИЕЛЯН А.А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд.АН АрмССР, 1959.
- ГАБРИЕЛЯН А.А. Палеоген и неоген АрмССР. Изд.АН АрмССР, 1964.
- ГАБРИЕЛЯН А.А., АДАМЯН А.И. и др. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Арм.ССР. Изд. Митк, 1968.
- ГАБРИЕЛЯН Г.К. Некоторые результаты изучения химической денудации вулканического нагорья АрмССР. ДАН Арм ССР, т.40, № 5, 1965.
- ГАБРИЕЛЯН Г.К. К химическому выветриванию эфузивных горных пород вулканического нагорья Армении. Изв.АН АрмССР, т.18, № 2, 1965.

Геология Армянской ССР, т. I. Геоморфология. Изд.АН АрмССР, 1962.

Геология Армянской ССР, т. IX Минеральные воды. Изд.АН АрмССР, 1969

- ГЛУХОВ И.Г. Принципы гидрогеологического районирования горных сооружений. Вестн.МГУ, № 4 (сер.геол.), 1964.
- ГРАБОВНИКОВ В.А. Фильтрация из оз. Севан и изменение в процессе снижения уровня озера. Сб.Результаты комплексного исследования по Севанской проблеме, т.1, 1961.
- ДЕМЕХИН А.П. Минеральные воды бассейна р.Арпа. Изд.АН АрмССР, 1958.
- ДЖОРДЖИО Э.В. Выделение меженного стока на реках Средней Азии. Метеорология и гидрология, № 2, 1950.
- ДОЛУХАНОВА Н.И. К вопросу о возможности использования химического состава подземных вод при геологическом картировании. Вопросы геологии и гидрогеологии АрмССР. Изд.АН АрмССР, Ереван, 1956.
- ДОЛУХАНОВА Н.И. Закономерности распределения минеральных вод на территории АрмССР. Сб. Изуч.и экспл.мин-вод АзербССР, Баку, 1960.
- ДОЛУХАНОВА Н.И., ТОЛСТИХИН Н.И. Схема структурно-гидрогеологического районирования Армянской ССР. Изв.АН АрмССР, т.ХХ, № 5-6, 1967.
- ДУРОВ С.А., ФЕДОРОВА Н.Е. Источники ионно-солевого состава атмосферных осадков СССР. ДАН СССР, т.ЮЗ, № 4
- ЕВАНГЕЛИУС Н.Г. К характеристике гидрогеологии массива Алагез. Сб."Алагез", т.П. Изд.АН СССР, 1932.
- ЗАЙКОВ Б.Д. Гидрогеологические исследования г. Алагез. Бюлл. АН СССР, № 3-4, 1929.
- ЗАЙКОВ Б.Д. Гидрогеологический очерк басс.оэ. Севан. Изд. Севанского гидрометеорологического бюро, Ереван, 1933.
- ЗАЙЦЕВ И.К., ТОЛСТИХИН Н.И. Основы структурно-гидрогеологического районирования СССР. Тр.ВСЕГЕИ, № ЮI, 1963.
- ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Некоторые черты четвертичного вулканализма Армении. Изв.АН АрмССР, № 5-6, 1944.

- ИВАНОВ В.В.,
НЕВРАЕВ Г.А.
ИГНАТОВИЧ Н.К.
- КЛАССИФИКАЦИЯ ПОДЗЕМНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД.
Изд. "Недра", 1964.
- Зональность, формирование и деятельность
подземных вод в связи с развитием геострук-
туры. Вопросы гидрогеол. и инженер. геологии,
сб. IX, 1950.
- КАЗАКОВ М.П.
- Гидрогеологический очерк южного берега оз.
Севан. Басс.оз. Севан, т.П., 1930.
- КАЗАКОВ М.П.
- Гидрогеологические условия в низовьях Занги
и Апарана. Тр. Совета по природным ресурсам,
в.10, 1934.
- КАМЕНСКИЙ Г.Н.
- Вопросы формирования подземных вод. Тр.ЛГПИ
т.16, 1958.
- КАПЛАНЯН П.М.
- Опыт применения почвенно-гидрохимической
съемки на базальтах. Изв. АН АрмССР, т.15,
№ 4, 1962.
- КАРАПЕТИАН К.И.
- Об оледенении Гегамского нагорья. Сб. Воп-
росы геологии Кавказа, Ереван, 1964.
- КОВАЛЕВСКИЙ В.С.
- КЛАССИФИКАЦИОННАЯ СХЕМА ЕСТЕСТВЕННОГО РЕЖИМА
ГРУНТОВЫХ ВОД. Разведка недр, № 9, 1959.
- КОЛОДЯЖНАЯ А.А.
- Режим химического состава атмосферных осад-
ков, их метаморфизм в зоне аэрации. Изд. АН
СССР, М., 1963.
- КОНОПЛЯНЦЕВ А.А.
и др.
- Естественный режим подземных вод и его зако-
номерности. Тр. ВСЕГИНГЕО, № 2, 1963.
- КРАЙНОВ С.Р.,
ПЕТРОВА Н.Г.
- О возможностях и условиях применения гидро-
химического метода поисков в высокогорных
районах (на примере Восточного Памира). Бюлл.
НТИ Мин.геологии и охраны недр СССР, № 4 (38)
1962.
- КУДЕЛИН Б.И.
- Принципы региональной оценки естественных
ресурсов подземных вод. Изд. МГУ, 1960.
- КУЗНЕЦОВ С.С.
- Материалы по гидрогеологии бассейна оз. Севан
в Армении. Басс.оз. Севан, т.Ш, в.2, Л., 1933.

- ЛЕБЕДЕВ П.И.,
МОЛЕВА В.А.
Литомарг Алагеза. Тр.Петрогр.инст.АН СССР,
в.6, 1934.
- ЛЕВИНСОН-ЛЕС-
СИНГ Ф.Ю.
Армянское вулканическое нагорье. Тр., т. I.
Изд. АН СССР, 1949.
- ЛИЧКОВ Б.Л.
Алагез. Гидрогеологические исследования. Тр.
СОГС, Л., 1932.
- ЛСМИДЗЕЕ.М.
Фильтрация в трещиноватых породах. Тр.Гос-
энергоиздат, М.-Л., 1951.
- МАКАРЕНКО Ф.А.
О подземном питании рек. Тр.ЛГГП, т. I, 1948.
- МАКАРЕНКО Ф.А.,
ЗВЕРЕВ В.П.,
КОНОНОВ В.И.
О подземном химическом стоке на территории
СССР. ДАН СССР, № I, т.179, 1968.
- МАСУРЕНКОВ Ю.П.
О водорастворимом комплексе соединений в из-
верженных, метаморфических и осадочных поро-
дах. Геология и геофизика, № 4, 1966.
- МИЛЯНОВСКИЙ Е.Е.
О неогеновом и антропогеновом вулканизме Ма-
лого Кавказа. Изв.АН СССР, № 10, 1956.
- МИРАДЖАНЯН Р.Т.
Геотермическое районирование территории Арм
ССР. Изв.АН АрмССР, т.18, № 3-4, 1965.
- НАЗАРЬЯН А.Н.
Режим родников г.Арагац. Сб.Вопросы геологии
Кавказа, 1964.
- НЕФЕДЬЕВА Е.А.
Ахматанское вулканическое нагорье. Тр. Инст.
географии АН СССР, в.47, 1950.
- ОВЧИННИКОВ А.М.
Особенности гидрогеологии горных стран. ДАН
СССР, т.54, № 3, 1946.
- ОВЧИННИКОВ А.М.
Палеогидрогеология и ее значение при решении
вопросов поисков месторождений полезных иско-
паемых. Советская геология, № 4, 1966.
- ОГАНЕЗОВ Г.Г.
Севан и Гегамский хребет. Изд. Айпетрат, 1962.
- ОГАНЕЗОВ Г.Г.
Водный баланс массива Арагац, т.III, Армгосиз-
дат, 1962.
- ОСВАЛЬД Ф.Ф.
К истории тектонического развития Армянского
нагорья. Зап.Кавк.отд.Русск.географ.общ.,
в.2, 1916.

- ОСИПОВ Г.А. Подземный сток из оз. Севан и родники Аратской котловины. Изв. АН АрмССР, т.2 № 4, 1949.
- ОСТРОВСКИЙ В.Н. Формирование подземных вод и теория литогенеза. Литология и полезные ископаемые, № 5, 1966.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ К.Н. Геология Армении. Изд. Госгеолиздат, М.-Л., 1948.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН АрмССР, 1959.
- ПЕРЕЛЬМАН А.И. Геохимия ландшафта. Изд. Высшая школа, М., 1966.
- ПЛОТНИКОВ Н.А. Оценка запасов подземных вод. Изд. Госгеолтехиздат, 1959.
- ПОБЕДОНОСЦЕВ Н.М. Гидротермальные ресурсы, палеогидрогеология и прогноз промытости геологических формаций НахАССР. Тр. Инст. геол. АН АзССР, т. XXIII, Баку, 1964.
- ПОПОВ В.И. Метеорология Алагеза. Сб. Алагез. Тр. АН СССР, в. 5, 1932.
- ПОПОВ О.В. Подземное питание рек. Изд. Гидрометиздат, Л., 1968.
- ПОСОХОВ Е.В. Формирование химического состава подземных вод. Изд. Гидрометиздат, Л., 1969.
- ПРИКЛОНСКИЙ В.А. Основные вопросы экспериментальных исследований при изучении формирования подземных вод. Тр. ЛГГП, в. 16, 1958.
- САВАРЕНСКИЙ Ф.П. Обзор гидрогеологических исследований в Закавказье. Мат. к общ. схеме Кура-Араксинского басс., в. 9, 1930.
- САВАРЕНСКИЙ Ф.П. О принципах гидрогеологического районирования. Советская геология, № 19, 1947.
- САМАРИНА В.С. О принципах гидрогеологического районирования. Вестник ЛГУ, № 12, 1967.

- САРДАРОВ Э.И.,
ХАЧАТРИЯН Г.С.
К вопросу о химическом составе атмосферных осадков Центрального вулканического нагорья АрмССР. Изв.АН АрмССР, "Наука о земле" №1-2, 1967.
- САРДАРОВ Э.И.
К вопросу о взаимосвязи подземных вод с поверхностью стоком. Изв.АН АрмССР, "Наука о земле", № I-2, 1968.
- САРДАРОВ Э.И.
Особенности формирования подземных вод зоны свободного водообмена Центрального вулканического нагорья АрмССР. Изв.АН АрмССР "Науки о Земле", № 6, 1968.
- САРДАРОВ Э.И.
Проблемы изучения и освоения подземных вод Центрального вулканического нагорья АрмССР. Изв.АН АрмССР, "Науки о Земле" № 2, 1969.
- САРДАРОВ Э.И.
Использование термальных вод в республике, Промышленность Армении № 9, 1969.
- САРДАРОВ Э.И.
Гидрохимическая характеристика подземных вод зоны свободного водообмена вулканического нагорья Арм.ССР. Изв.АН Арм.ССР."Науки о Земле" №4, 1970.
- САРДАРОВ Э.И.
Основные факторы формирования химического состава подземных вод зоны свободного водообмена Центрального вулканического нагорья АрмССР "Науки о Земле", № 1, 1972.
- СОКОЛОВ А.П.
Подземный сток из оз. Севан. Мат. по исслед. оз. Севан, ч. I, в. 4, Ереван, 1934.
- СТРАХОВ Н.М.
Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Изд. Госгеолтехиздат, М., 1963.
- СУНЦОВ М.А.
Подземный приток в оз. Севан. Сб. Результаты компл. исследования по Севанской проблеме, т. I, 1961.
- ТОКАРЕВ Н.С.
Ритмические колебания климата и их влияние на режим поверхностных и подземных вод. Тр. ЛГГП АН СССР, т. У, 1950.
- ТОЛОСТИХИН Н.И.
Рельеф и распределение подземных вод. Изв.

- Всесоюз. географ. общ., т. 79, в. 5, 1947.
- ТОЛСТИХИН Н.И. Некоторые основные вопросы гидрогеологии горных стран. Тр. П совещ. по подземным водам и инженерной геологии Восточной Сибири, Иркутск в. I, 1959.
- ТОЛСТИХИН О.Н. Гидрологические особенности комплекса четвертичных эфузивов Камчатки и Курильских островов. БНТИ Мин. геологии и охраны недр СССР, № 5(10), 1957.
- ТУРЦЕВ А.А. Гидрологический очерк басс. р. Занги. Тр. СОГС АН СССР, в. I, 1931.
- ТЕР-МАРТИРОСЯН А.А. Гидрogeология СССР, т. XI Армянская ССР. Изд. Недра, М., 1968.
- УДОДОВ П.А., МАТУСЕВИЧ В.М. К вопросу миграции элементов в природных водах. Изв. Томского Политех. инст., т. I35, 1965.
- ХАЧАТУРЯН С.А. К вопросу о конденсации водяных паров воздуха в условиях орошаемых районов Армении. Изв. АН АрмССР, т. 7, № 12, 1954.
- ХОДЖОЯН М.П. К вопросу разработки принципов палеогидрологического анализа горных стран, Изв. АН АрмССР, т. 18 № 6, 1965.
- ЧИРВИНСКИЙ П.Н. Палеогидрология. Проблемы советской геологии, т. 3, № 8, 1933.
- ШАЙДУРОВ В.С., НАРИНЯН С.Г. Красный и черный снег на г. Арагац. Изв. АН АрмССР, т. 17, № 7, 1964.
- ШАХБАЗЯН Ш.А. Определение подземного стока рек Арагацкого массива. Изв. АН АрмССР, т. 17, № 6, 1964.
- ШИРИЯН К.Г. Антропогеновый вулканализм Армении. Сб. Вопросы вулканизма, М., 1962.
- ЭЙГЕНСОН М.С. Солнечная активность и ее земное проявление. М.-Л., 1948.

О Г Л А В Л Е Н И Е .

Введение	5
Глава I. Физико-географический очерк.....	6
I. Общие сведения.....	6
2. Орография.....	7
3. Климат	9
4. Гидрография	II
5. Почвенный и растительный покров	I4
Глава II. Геологическое строение	I7
I. Геологическая и гидрогеологическая изученность района	I7
2. Стратиграфия и литология	20
3. Тектоника	3I
4. Геоморфология	34
Глава III. Гидрогеологические условия	45
I. Общие сведения	45
2. Подземные воды зоны свободного водообмена	46
а. Условия залегания и распространения	46
б. Физико-химическая характеристика	62
в. Режим подземных вод	8I
3. Подземные воды зоны затрудненного водообмена	93
а. Основные гидродинамические системы	93
б. Геотермические и гидротермические условия	99
в. Химический и газовый состав	102
Глава IV. Формирование подземных вод	107
I. Подземные воды зоны свободного водообмена.....	107
а. Источники питания	107
б. Формирование химического состава.....	II0
2. Подземные воды зоны затрудненного водообмена	133
3. Палеогидрогеология	138

Глава У. Гидрогеологическое районирование	I47
Глава VI. Оценка ресурсов и солевой баланс подземных вод зоны свободного во- дообмена	I58
I. Региональная оценка естественных ресурсов подземных вод зоны интен- сивного водообмена	I58
2. Баланс подземных вод.....	I60
3. Солевой баланс подземных вод и вопросы подземного химического стока.....	I67
Глава УП. Проблема изучения и освоения подземных вод.....	I70
I. Использование подземных вод, как источник водоснабжения и орошения.....	I70
2. Минеральные воды в народном хозяйстве республики.....	I75
3. Вопросы поисков месторождений полезных ископаемых по данным гидрохимических исследований.....	I77
Основные выводы.....	I80
Л и т е р а т у р а	I87

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Арм. ССР

Отв. редактор Н. И. Долуханов
Технич. редактор Р. Х. Геворгян

ВФ 03834 Изд. 4250 Заказ 454 Тираж 350
Сдано в производство 6.У.1975г.,
подписано к печати 28.11. 1975г.,
печ. л. 12,25+21 вкл., усл.печ. л. 15,0,
изд. 14,0л.; бумага № 1, 60x90 1/16 Цена 1р.40к.

Типография Издательства АН Армянской ССР, г. Эчмиадзин
Издательство АН Армянской ССР, Ереван-19, Барекамутян 24

Цена 1 р. 40 к.

1311