

МИНЕРАЛОГИЯ

М. А. МОВСЕСЯН, И. Х. ПЕТРОСОВ

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МИНЕРАЛОГИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ
СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ ПРИЕРЕВАНСКОГО РАЙОНА

Соленосная толща Приереванского района генетически связана с типичным солеродным бассейном, располагающимся между Арагац-Анкаванским (с северо-запада) и Вохчаберд-Армаганским (с юго-востока) горными кряжами. Этот прогиб, заполненный галогенными породами, начинаясь с Араратской котловины, протягивается в северо-восточном направлении и доходит до зон глубинных разломов района оз. Севан. Соленосная толща нигде не обнажается; на всем протяжении она подстилается пестроцветной и перекрыта гипсоносной толщами; мощность ее колеблется от нескольких до тысячи и более метров (в центральной части прогиба, Аван-Нурнусская площадь). По данным А. А. Габриеляна, возраст соленосной толщи определяется как средний миоцен. Литологически она представлена перемежающимися пластами каменной соли, глин и ангидрита. По всему разрезу наблюдаются всевозможные переходы указанных образований друг в друга; даже в самых чистых разновидностях каменной соли присутствуют идиоморфные зерна ангидрита, который в общей массе распределен равномерно, образуя иногда отдельные скопления: ангидрит, в свою очередь, разбавлен в значительной степени пелитоморфным материалом.

А. Е. Амрояном, И. Г. Гаспарян, А. И. Месропяном, а также нашими исследованиями, в соленосной толще установлены следующие минералы:

а) терригенные — биотит, циркон, авгит, магнетит, об. рог. об., гиперстен, актинолит, баз. рог. об., мусковит, хлорит, кварц, глинистые и разложенные минералы;

б) аутигенные — галит, ангидрит, сильвин, барит, целестин, гипс, доломит, полигалит.

Наиболее распространенными (породообразующими) минералами соленосной толщи являются соответственно галит, глинистые минералы и ангидрит. Остальные минералы встречаются в сравнительно ничтожных количествах. Рассмотрим несколько подробнее породообразующие и аутигенные минералы.

Глинистые минералы изучались комплексно, — с применением термической, рентгеновской, электронографической и электронной микроскопии. Кривые нагревания 10 образцов несколько отличаются между собой: среди них можно выделить термограммы с наиболее интенсивным первым эндоэффектом (№№ 176, 179, 45, 19к, 5к, 14) и наиболее интенсивным вторым

эндоэффектом (№№ 116, 66, 30к, 93). На первых термограммах фиксируются три или четыре эндоэффекта и один экзоэффект. Максимум реакции выделения межпакетной воды расположен в пределах 150—180°C. Выделение воды типа «ОН» имеет место при 470—605°C. У некоторых образцов она протекает в два этапа и окончательная аморфизация минерала происходит при 650—940°C. Реакция кристаллизации высокотемпературных фаз выражена чрезвычайно слабо и только на одной кривой (обр. 45) она имеет отчетливый максимум при 800°C.

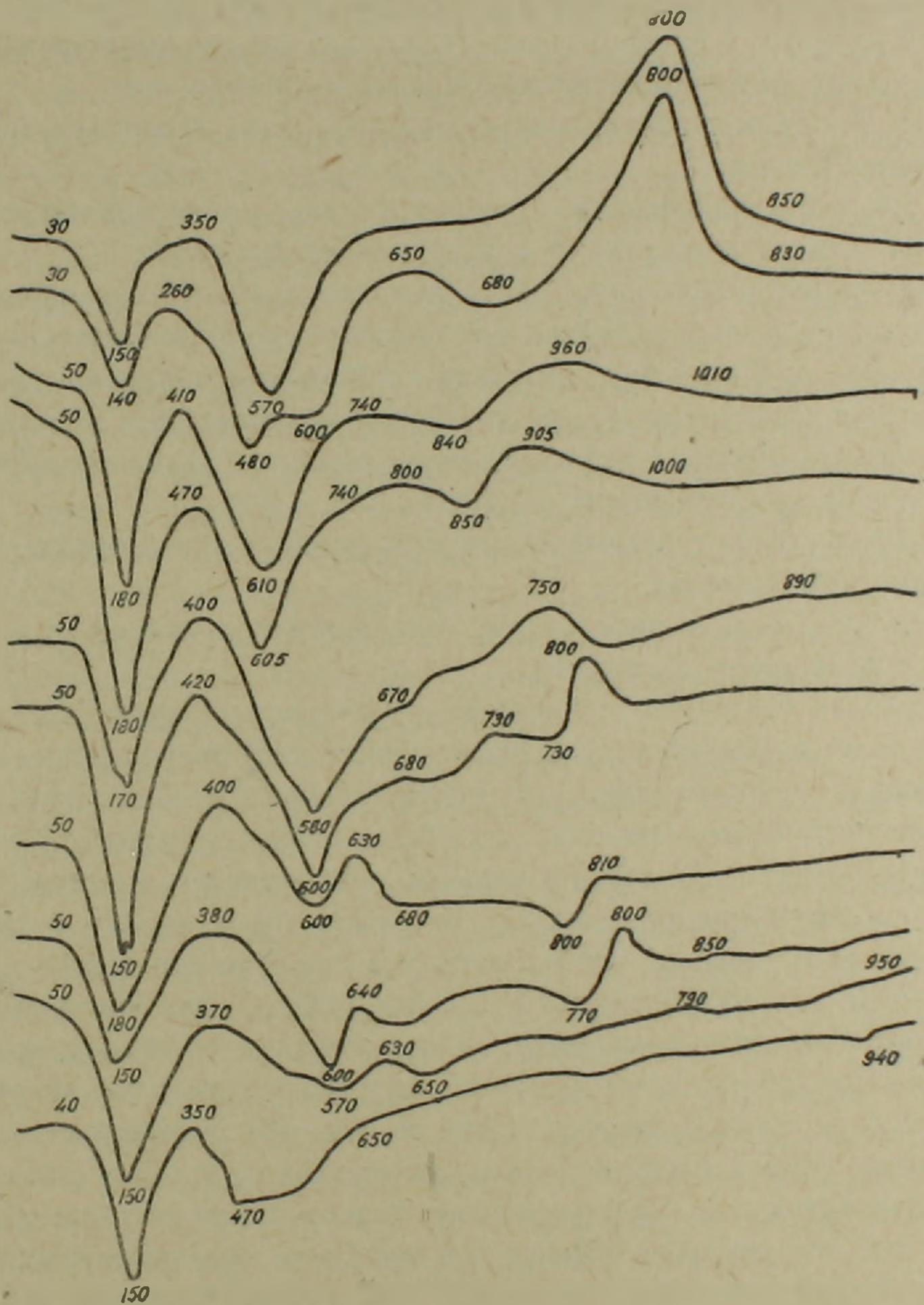
Вторая группа кривых также имеет три или четыре эндоэффекта с максимумами соответственно при 140—180, 570—610 и 840°C. На некоторых кривых, кроме того, фиксируется довольно интенсивный экзоэффект с максимумом при 750—800°C, вызванный окислением пирита.

Детальному рентгеноструктурному анализу было подвергнуто два образца, — по одному образцу из вышеописанных групп (№№ 93 и 45). Первый из них содержит значительное количество хлорита и, несколько меньше, гидрослюды. Хлорит не разбухает при насыщении этиленгликолем и не меняется при прокаливании: линии с $d=14,7$ и $3,5\text{Å}$ не смещаются при этих обработках. В другом образце установлена неупорядоченная смешанно-слоистая структура, состоящая из неразбухающих и разбухающих слоев хлоритового типа. Об этом свидетельствует очень интенсивный рефлекс с $d=15,4\text{Å}$ у насыщенного этиленгликолем образца, который на рентгенограммах необработанного и прокаленного образцов имеет значение $d=14\text{Å}$. Хлоритовые слои, вероятно, триоктаэдрического типа. Кроме того, в образце содержится незначительное количество гидрослюды диоктаэдрического типа.

№ 93				№ 45			
насыщенный этиленгликолем		прокаленный		насыщенный этиленгликолем		прокаленный	
I	d/n	I	d/n	I	d/n	I	d/n
2	14	4	14	10	15,4	10	14
2	7	2	7	3	10,3	2	10
5	4,24	5	4,24	5	7,2	2	7
2	3,50	2	3,50				
10	3,55	10	3,35				
4	1,54						
2	1,50			4	1,512		

На электронномикроскопических снимках фиксируются изометричные агрегаты гидрослюды и хлорита с размытыми в различной степени краями. Кроме того, на снимках отчетливо видны многочисленные удлиненно-волокнистые частицы магнезимального минерала — вероятно палыгорскита. Электронографическим анализом установлен почти одинаковый со-

став двух образцов: смесь хлорита и гидрослюды с несовершенной структурой. Параметры ячейки хлоритового компонента имеют следующие значения: $a = 5,30$ кх, $b = 9,18$ кх, $s = 14,6$ кх и $\beta = 96,5^\circ$; гидрослюда в обоих образцах имеет параметры: $a = 5,16$ кх, $b = 8,96$ кх, $c = 10$ кх, $\beta = 100,5^\circ$.



Фиг. 1. Термограммы глин соленосной толщи.

Резюмируя вышеизложенное, можно утверждать, что глины соленосной толщи представлены сложной смесью хлорита, палыгорскита и гидрослюды. Наиболее распространенным (породообразующим) минералом является хлорит. Последний образует неупорядоченную смешанно-слоистую структуру с разбухающими и неразбухающими слоями. Кстати, надо отметить, что интенсивность первой эндотермической реакции на термограммах этих глин вызвана не примесью монтмориллонита в них, что ошибочно можно было бы утверждать, основываясь лишь на данных термики, а

наличием в хлорите разбухающих («монтмориллонизированных») слоев.

На наш взгляд, хлорит, гидрослюда и палыгорскит являются минералами терригенного происхождения, образовавшимися на водосборных площадях и затем смытыми с них речными потоками в соленосный бассейн: что касается хлорита с разбухающими и неразбухающими слоями, то нам кажется, что он является продуктом стадийных преобразований структуры хлорита. В распределении указанных минералов по разрезу соленосной толщи не наблюдается какой-либо закономерности.

Галит. Макроскопически можно выделить пять типов (разновидностей) каменной соли:

1. Крупнокристаллическая; отличается хорошо образованными крупными кубическими кристаллами и отсутствием примесей.

2. Мелкокристаллическая; характеризуется мелкими и неправильными кристаллами, выявляющимися при механическом дроблении.

3. Рыхлая; для этой разновидности свойственны удлиненные, параллельно расположенные кристаллы, слабо сцементированные между собой и легко разрыхляющиеся при минимальном давлении. Для нее характерно также наличие примеси глинистого материала.

4. Каменная соль с глиной; количество глинистого материала колеблется в широких пределах.

5. Каменная соль с ангидритом; отличается большой плотностью и большим содержанием ангидрита.

В иммерсии кристаллы галита имеют кубическую форму, реже встречаются угловатые разности. В крупных кристаллах иногда видны следы собирательной перекристаллизации, проявляющиеся в виде параллельно ориентированных пузырьков газа или кристалликов ангидрита. Часто на поверхности кристалла пузырьки создают оригинальную текстуру, очень похожую на следы капель жидкости. Возможно эти пузырьки состоят из погребенной рапы, меньше вероятности, что это обычные газовые включения. Иногда в общей прозрачной массе галита выделяются матовые участки, обусловленные скоплением многочисленных пузырьков квадратной формы. Это обстоятельство объясняется, очевидно, спецификой кристаллической решетки минерала. Почти во всех образцах галита, взятых из различных глубин наблюдаются призматические, хорошо ограненные кристаллики ангидрита. Призматические формы этих кристалликов объясняются тем, что они были образованы при более высокой концентрации рассола, чем это необходимо для выпадения ангидрита из раствора: подобные крупные формы мы не встречаем в местах самостоятельного скопления ангидрита. Не менее интересны наблюдаемые в препаратах кристаллы галита, на ребрах которых собираются мельчайшие кристаллики ангидрита. Это явление свидетельствует о диагенетическом перерождении галита при собирательной перекристаллизации; во время роста галита кристаллики ангидрита притесняются к более ограненным поверхностям галита.

По данным спектрального анализа, количество Са в каменной соли выше Mg; однако с увеличением Са закономерно увеличивается и содер-

жание Mg. Подобная зависимость подтверждается также данными химического анализа водных вытяжек. Это явление вполне закономерно, поскольку количество Ca и Mg в растворе связано с поступлением в бассейн новых порций морской воды; таким образом, количество ангидритовых прослоев говорит о значительных количествах морской воды, которая поступала в интенсивно прогибающийся солеродный бассейн. В связи с этим интересно отметить, что в водных вытяжках с увеличением количества Na уменьшаются содержания Ca и Mg. Это обстоятельство также является подтверждением вышесказанного. Из других элементов, постоянно присутствующих в солях, можно отметить Ba и Sr. Содержание Sr всегда выше Ba. Наибольшее количество Sr приурочено к ангидритам.

Ангидрит. Макроскопически можно выделить три вида этого минерала: ангидрит с примесью галита, ангидрит с примесью глины и идиоморфные, сравнительно крупные кристаллы, распределенные в общей массе каменной соли. В самостоятельных прослоях ангидрит представлен тонкозернистыми агрегатами неправильной формы; редко эти агрегаты имеют форму удлинённых призм, имеющих радиально-лучистую ориентировку. С ангидритом парагенетически связаны *целестин* и *барит*. Последние встречаются в единичных зернах, — целестин сравнительно чаще, чем барит. В иммерсионных препаратах таблитчатые бесцветные кристаллы целестина легко отличаются от округлых зерен барита, на поверхности которых часто наблюдаются отдельные загрязненные участки. Кроме того, они различаются и величиною $2v$.

Гипс встречается редко в виде бесцветных кристаллов пластинчатой формы. Исключительная свежесть этих кристаллов не оставляет сомнений в их аутигенном происхождении.

Доломит присутствует в единичных зернах; легко отличается от вышеописанных минералов высокой псевдоабсорбцией, идеальным кристаллическим габитусом (в виде ромбоэдров) и интерференционными кольцами высокого порядка; от кальцита отличается показателем преломления.

Полигалит очень редкий минерал; встречается в виде прозрачных лентообразных кристаллов. Интерференционная окраска серая, I порядка: $N_g = 1,567$, $N_p = 1,545$. Иногда образуют двойниковые срастания.

Сильвин в соленосной толще не образует заметных минералогических концентраций. О присутствии его мы заключаем по весьма высоким содержаниям в некоторых образцах K в водных вытяжках.

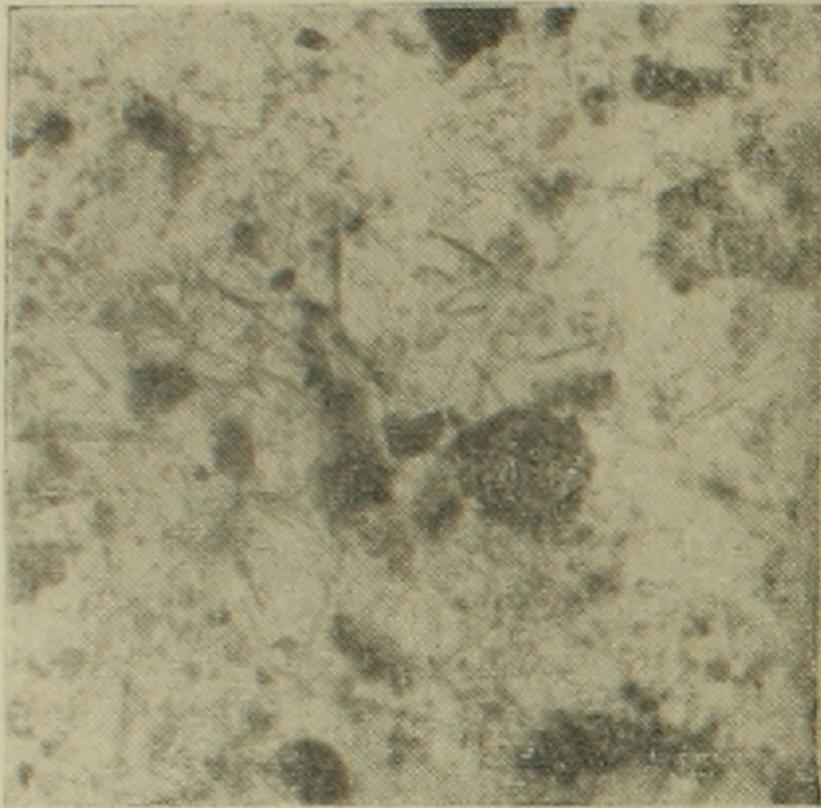
Краткий очерк условий образования соленосной толщи Приереванского района

Как известно для образования мощных соленосных толщ необходимо наличие ряда специфических условий. К таким условиям относятся: рельеф (тектонически активные зоны), высокая температура (порядка 25—30°C), давление и затруднительная связь с открытым морем. Отсутствие хотя бы одного из этих факторов приводит к резкому изменению или да-

же исчезновению галогенных образований. Соленосная толща Приереванского района является ярким примером, подтверждающим эту классическую схему. Рассмотрим вкратце каковы были соотношения указанных условий при ее образовании. Формирование солеродного бассейна начинается в конце верхнего олигоцена; на фоне общего воздымания всей области происходит заложение обширной впадины, представляющей собой отшнурованный полуопресненный бассейн, ограниченный на северо-западе Арагац-Разданской областью, на юго-востоке — Вохчаберд-Армаганским хребтом и простирающийся в северо-восточном направлении до глубинных разломов района оз. Севан. Продолжающееся после верхнего олигоцена воздымание окружающих хребтов с одной стороны и усиленное прогибание впадины — с другой, приводят к резкой разнице их относительных высот. Этот период характеризуется широким развитием на окружающей суше красноцветной коры выветривания, чему способствовал господствовавший в то время влажный субтропический климат. Периодические ливневые потоки смывали этот материал с водосборных площадей в бассейн, формируя осадки пестроцветной толщи. Вследствие резкой расчлененности рельефа и, следовательно, большой динамической силы селевых потоков, осадки эти отличались большим содержанием грубообломочного материала (мощные пласты конгломератов и т. д.), который заносился почти в центральную часть бассейна. Для пестроцветной толщи характерны также глинистые осадки. Интересно отметить, что породообразующими минералами этих глин являются сильно разбухающий хлорит (по структуре приближающийся к монтмориллониту), гидрослюда и смешанно-слоистый хлорит (с разбухающими и неразбухающими слоями). Палыгорскит в этих глинах почти отсутствует: встречается лишь спорадически в самых верхних частях пестроцветной толщи, указывая тем самым на изменение субтропического климата в аридный, что, по существу, и явилось причиной образования гипсоносно-соленосной толщи. Таким образом, период образования пестроцветной толщи (в. олигоцен — н. миоцен) характеризовался влажным субтропическим климатом, сильно расчлененным рельефом и широким развитием на суше красноцветной коры выветривания. Постепенная аридизация климата достигает кульминации в среднем миоцене — времени образования соленосной толщи. Именно к этому времени вся область превращается в континентальную лагуну с сравнительно пенепленизированной сушей. Внутри этой впадины, в результате ее непрерывного прогибания, происходило постепенное формирование тех элементов топографии, которые необходимы для образования собственно солеродного бассейна. Это, во-первых, выделение более или менее изолированной зоны, где происходило накопление легкорастворимых солей и, во-вторых, образование на юге и юго-востоке ограниченного участка с значительно большей амплитудой погружения; вследствие этого здесь снова возобновляется связь с открытым морем, прерванная в конце верхнего олигоцена. О существовании такого подводного барьера, протягивающегося по линии Паракар-Тазагюх, указывает А. А. Габриелян. Но едва ли образование солеродного бассейна следует связывать с

существованием только этого барьера. На наш взгляд, своеобразным барьером, «преддверием» солеродного бассейна, был и район Джрвежского ущелья, где мы имеем наиболее полные обнажения гипсоносной толщи. Дело в том, что имеется существенная разница между собственно солеродным бассейном и самой лагуной, которую обычно считают зоной соленакопления [5]. Лагуна в данном случае является промежуточным звеном, связывающим открытое море с солеродным бассейном. Она питает подвижную зону солеродного бассейна новыми порциями легко растворимых солей, являясь местом выпадения карбонатов, гипсов и др. О существовании такой лагуны говорят следующие факты. В районе Джрвежского ущелья гипсоносная толща имеет значительную мощность, что не наблюдается в тех местах, где она покрывает соленосную; кроме того, здесь наблюдается непрерывный переход гипсоносной толщи в пестроцветную, т. е. из разреза выпадает соленосная толща, стратиграфическое положение которой должно быть между пестроцветной и гипсоносной толщами. Наконец, на расстоянии всего нескольких сот метров, ближе к центральной части прогиба, по линии, перпендикулярной простиранию гипсоносной толщи, были заложены две скважины (№№ 40 и 26), которые, пройдя маломощные (сравнительно с Джрвежским разрезом) слои гипсоносной толщи, вошли в соленосную. Все эти данные говорят о том, что нижняя часть гипсоносной толщи Джрвежского ущелья синхронна в возрастном отношении с соленосной; одновременно с накоплением в солеродном бассейне легко растворимых солей,—в промежуточной лагунной зоне происходило разгрузка рапы от сравнительно трудно растворимых солей. Очень важен вопрос о площадном распространении соленосной толщи, особенно ее северных и северо-восточных границ. По литературным данным предполагается, что на западе северная граница соленосной толщи проходит по линии Аштарак-Мугни-Парби и, не доходя до с. Уши, резко сворачивает на восток, пересекает южную окраину с. Егвард, далее прослеживается в северо-восточном направлении (сс. Доври, Нурнус) и, проходя через с. Елгован, резко сворачивает на юг. Однако, ряд геологических данных говорит о более широком распространении соленосной толщи, чем это указано выше. Здесь мы приведем лишь некоторые из них. Красноцветная толща, которая повсеместно подстилает соленосную, на всем протяжении с востока на запад (Джрвежское ущелье, Зангинские скважины 2, 3, 4), фактически не меняя свою мощность и литологический состав,—прослеживается далеко за пределами Приереванского района, охватывая часть современной территории оз. Севан. По данным скважин, расположенных между с. Нурнус и южной частью района, мощность соленосной толщи в СВ направлении возрастает. При составлении разрезов этого района были выявлены на фундаменте соленосной толщи несколько параллельно протягивающиеся узкие структуры, которые прослеживаются в северо-восточном направлении и постепенно погружаются. Трудно предположить, что последние могут резко изменить направление на таком сравнительно небольшом расстоянии. Гидрогеологической экспедицией была задана

скважина (№ 150 с) в районе с. Арцвакар (глубина 823 м); верхняя половина разреза этой скважины (400 м) представлена сариканской толщей, аналогичной в возрастном и литологическом отношении с зангинской толщей Приереванского района. Ниже разрез представлен переслаивающимися пластами глин, мергелей и алевролитов, в составе которых часто встречаются кристаллики и порошковые скопления галита; в самых же



Фиг. 2



Фиг. 3

Электронномикроскопические снимки глин соленосной толщи. Видны удлиненные игольчатые кристаллы палыгорскита, размытые агрегаты хлорита и изометричные частицы гидрослюды с резкими линиями ограничения.

нижних частях разреза наблюдаются уже отдельные самостоятельные прослой (до 1 см) каменной соли.

Исходя из этих данных, мы предполагаем, что соленосная толща Приереванского района прослеживается в северо-восточном направлении вплоть до нынешней территории озера Севан. Как уже было отмечено, Приереванский прогиб был окаймлен отличающимися по составу горными массивами. С северо-запада это были южный и юго-восточный склоны г. Арагац, с севера — Анкаван-Памбакский массив кислых и щелочных интрузий и нижнепалеозойские интрузии правого склона р. Мармарик, с северо-восточной — основные и ультраосновные интрузивные массивы Севанского офиолитового пояса, с востока — Армаганский массив, с юго-востока — интрузия основного состава верховьев р. Веди.

Рассмотрим вкратце какие из указанных массивов являлись наиболее важными источниками питания терригенным материалом солеродного бассейна и какими факторами контролировался процесс формирования соленосной толщи.

Как уже было сказано, заложение межгорной впадины начинается в верхнем олигоцене. Активные тектонические движения приводят к резкой расчлененности рельефа этого времени, что, в свою очередь, стимулировало большую движущую силу речных систем и селевых потоков; в условиях влажного субтропического климата на суше развивается красноцвет-

ная кора выветривания. Происходит активный вынос щелочей (K, Na) щелочных земель (Ca, Mg) и закисного железа. Однако последний сравнительно быстро окисляется и здесь же осаждается в виде гидроокислов железа, окрашивая продукты выветривания в красный цвет. Значительную роль в составе этих продуктов играли глинистые минералы (хлорит, смешанно-слоистые структуры, монтмориллонит, гидрослюда). Процессы химического выветривания были настолько активны, что изменению подвергаются и сами продукты выветривания — глинистые минералы, в которых наблюдаются стадийные превращения одного минерала в другой через промежуточные смешанно-слоистые структуры. В этих образованиях, например, мы наблюдаем следующий ряд:

Хлорит — смешанно-слоистые структуры — хлорит с 14 кх — монтмориллонит.

В этом ряду минерал с 14 кх является наиболее глубоким продуктом изменения хлорита. Весь этот разнородный, в разной степени измененный материал, сносился речными и периодическими ливневыми потоками в бассейн, формируя осадки пестроцветной толщи, отличающиеся неотсортированностью, наличием большого количества грубообломочного материала и характерным комплексом терригенных минералов. Таким образом, формирование пестроцветной толщи является сугубо терригенным процессом, протекавшим при доминирующем значении тектонического фактора. Для пестроцветной толщи характерны следующие минералы: магнетит, ильменит, гематит, хлорит, гидроокислы железа, пикотит, полевые шпаты (средние и основные), кварц, глинистые минералы. Средний миоцен характеризуется уже сравнительно пенеценизированной сушей, локализацией зоны прогибания, охватывающей лишь небольшую площадь (солеродный бассейн), и типичным аридным климатом. Эти изменения и явились причиной образования совершенно своеобразных осадков соленосной толщи, хотя области питания оставались теми же, что и при образовании пестроцветной толщи. Вынос щелочных земель и, отчасти, щелочей почти приостанавливается. На водосборных площадях широко развивается магнезиальный глинистый минерал — (палыгорскит), который является породообразующим минералом глин соленосной толщи. Смешанно-слоистые структуры почти отсутствуют; совершенно отсутствуют продукты более глубокого изменения хлорита. Глинистые минералы образуют следующий ряд по значению: палыгорскит-хлорит-гидрослюда — смешанно-слоистые структуры.

Напомним, что одним из породообразующих минералов пестроцветных глин является крайний член этого ряда. Однако своеобразие соленосной толщи заключается прежде всего в образовании здесь подавляющего количества аутигенных минералов (галита, ангидрита и др.). Таким образом, в формировании соленосной толщи принимают участие и терригенные и аутигенные минералы; процесс минералообразования контролируется главным образом климатическим фактором.

В соленосной толще определены следующие минералы: биотит, циркон, авгит, магнетит, об. рог. об., гиперстен, актинолит, баз. р. об., муско-

вит, хлорит, полевые шпаты, кварц, глинистые минералы. Нужно отметить, что перечисленные тяжелые минералы приблизительно в таком же количестве (если учесть выход тяжелой фракции) присутствуют и в пестроцветной толще. Таким образом, области питания при формировании обеих толщ почти не менялись, но в отдельные периоды по-разному и в различной степени снабжали эти бассейны терригенным материалом. По-видимому, формирование осадков пестроцветной толщи шло за счет отдаленных и ближайших массивов (последние были вовлечены в сферу питающих провинций, главным образом, частыми селевыми потоками), тогда как в соленосный бассейн терригенный материал сносился лишь с ближайших водосборных площадей. Кроме того, в образовании пестроцветной толщи (в частности валунно-галечниковых пород) известное значение имели продукты вулканических излияний, имевших место на границе прогиба и примыкающих массивов (Арагац, Армаган). В настоящее время эти массивы перекрыты плиоценовыми и постплиоценовыми вулканогенно-туфогенными образованиями, что свидетельствует о последующих процессах вулканизма в этом районе. В этой связи нужно отметить, что в легкой фракции красноцветных пород содержится заметное количество вулканического пепла и стекла (состав последних главным образом средний и основной). О таком составе этих продуктов свидетельствует также приведенный выше комплекс кластических (тяжелых) и глинистых минералов.

По всей вероятности, образование биотит-мусковит-цирконовой ассоциации связано с Мисхано-Памбакскими кислыми и щелочными интрузиями.

Анализ фактического материала позволяет заключить, что указанные массивы играли определенную роль и при формировании терригенных пород соленосной толщи.

Резюмируя вышесказанное, можно заключить, что в образовании терригенных минералов пестроцветной и соленосной толщ наиболее важную роль играли средние и основные вулканогенные породы, распространенные на южных и юго-восточных склонах г. Арагац и в районе Армаганского хребта.

Институт геологических наук
АН Армянской ССР

Поступила 18.IV. 1962.

Մ. Ա. ՄՈՎՍԻՅԱՆ, Ի. Խ. ՊԵՏՐՈՍՈՎ

ՄԵՐԶԵՐԵՎԱՆՅԱՆ ՇՐՋԱՆԻ ԱՂՍՏԱՐ ՀԱՍՏՎԱԾՔԻ ՄԻՆԵՐԱԼՈՎԻԱՅԻ ԵՎ ՊԱԼԵՈԱՇԽԱՐՀԱԳՐՈՒԹՅԱՆ ՄԻ ՔԱՆԻ ՀԱՐՑԵՐ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Աղատար նստվածքները տեղադրված են Երևանյան իջևորման մեջ, հարավ-արևելքից, հյուսիս-արևմուտքից պարփակված են Արմաղան, Արաղած, Հան-

բաժան և այլ լեռներով ու ձգվում են հյուսիս-արևելյան ուղղությամբ ընդհուպ Աևանա լճի այժմյան հարավային սահմանները:

Հստ Ա. Հ. Քարրիելյանի աղատար հաստվածքի հասակը միջին միոցեն է: Բացի հալիտի շերտերից մեծ նշանակություն ունեն աղատար հաստվածքի կավային և անհիդրիտային շերտերը: Կավային և աղային ապարների միներալոգիական կազմը հետևյալն է:

Կավային միներալներ—Ուսումնասիրման մեթոդներից օգտագործված են հետևյալները՝ թերմիկ, ռենտգենյան, էլեկտրոնոգրաֆիական և էլեկտրոնոմանրադիտակային: Այս տարբեր մեթոդներով ուսումնասիրվել է տասը նմուշ: Այդ ուսումնասիրությունների հիման վրա մենք հանգում ենք հետևյալ եզրակացություններին: Ամենատարածված ապար առաջացնող միներալը կավային նստվածքներում հանդիսանում է քլորիտը: Աղատար հաստվածքի կավային նստվածքները ներկայացված են բարդ քլորիտային խառնուրդով: Քլորիտը, հիդրոփալարը, պոլիգորսկիտը ունեն տերրիզեն ծագում:

Աղային միներալներ—Աղատար շերտերը սլարունակում են հետևյալ աուտիզեն և տերրիզեն միներալներ՝

1—Աուտիզեն՝ հալիտ, անհիդրիտ, սիլվին, բարիտ, ցելեստին, գիպս, դոլոմիտ, պոլիհալիտ:

2—Տերրիզեն՝ բիոտիտ, ցիրկոն, ավգիտ սով. հորնբլենդ, բազալտային հորնբլենդ, հիպերստեն, ակտինոլիտ, սպիտակ փայլար, քվարց, քլորիտ, կավային և քայքայված այլ միներալներ: Ամենատարածված և ապար կազմող միներալները հետևյալներն են՝ հալիտ, կավային միներալներ, անհիդրիտ:

Աղային ավազանի առաջացումը սկսվում է դեռ վերին օլիգոցենից: Այդ ժամանակ առաջանում է ճկման հակում ունեցող մի մարզ, որը հետագայում բնորոշվում է հզոր, խայտաբղետ-կարմրագույն հաստվածքի առաջացումով, խոնավ սուբտրոպիկ կլիմայով: Հետագայում կլիմայի դանդաղ արիդիզացիան հասնում է իր գագաթնակետին միջին միոցենում, որի ժամանակ և տեղի է ունենում աղի նստեցման պրոցեսը: Այդ ժամանակ շրջանը իրենից ներկայացնում է կոնտինենտալ լազունա, համեմատաբար պենեպլենիզացված շրջապատով: Մերձերևանյան շրջանը այդ ժամանակ շրջապատված էր պետրոգրաֆիական կազմությամբ միմյանցից տարբերվող լեռնային զանգվածներով:

Ինչպես նշեցինք աղատար հաստվածքի առաջացմանը սերտ կերպով մասնակցում են տերրիզեն և աուտիզեն միներալները. միներալաառաջացման կոմպլեքս պրոցեսը հիմնականում պայմանավորված է կլիմայական գործոնով:

Նշված ժանր միներալները հանդիպում են և աղատար, և խայտաբղետ-կարմրագույն հաստվածքներում: Այդ երկու հաստվածքների առաջացման ժամանակ սնող մարզերը (պետրոգրաֆիական պրովինցիաներ) շեն փոփոխվել, բայց երբեմն այդ հաստվածքների ձևավորման ժամանակաշրջանի որոշ էտապներում այդ սնող մարզերը մատակարարել են տարրեր քանակությամբ տերրիզեն մատերիալ:

Աղատար և խայտաբղետ-կարմրագույն հաստվածքների տերրիզեն խմբի միներալների առաջացման պրոցեսում նշանակալից դեր են խաղացել միջին և հիմնային հրաբխային ապարները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
2. Гаспарян И. Г. Краткая петрографо-минералогическая характеристика третичных (осадочных) образований Приереванского района. Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, т. XI, № 3, 1958.
3. Иванов А. А. Основы геологии и методики поисков разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолиздат, 1953.
4. Месропян А. И. Крупнейшая залежь каменной соли в Армении. Изв. АН АрмССР, т. XII, № 1, 1959.
5. Фивег М. П. Типы солеродных бассейнов. Труды ВНИИГ, выпуск XXXII, Госхимиздат, Л., 1956.