

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
ЕРЕВАНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. К. МАРКСА

СБОРНИК
НАУЧНЫХ ТРУДОВ

№ 13

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Ереван—1956

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ СССР
ЕРЕВАНСКИЙ ПОЛИТЕХНИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. К. МАРКСА

СБОРНИК
НАУЧНЫХ ТРУДОВ

№ 13

ГЕОЛОГИЯ

ВЫПУСК 3

11357
~~120448~~



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
Ереван—1956

Редактор МАЛХАСЯН Э. Г.
канд. геол.-мин. наук, доцент

А. Т. АСЛАНЯН

О ЦЕНТРАХ ИЗВЕРЖЕНИЙ НОВЕЙШИХ ТУФОВ АРМЯНСКОГО НАГОРЬЯ

Среди продуктов новейшей вулканической деятельности Армянского нагорья особое место занимают туфы и туфоловавы средне-верхнечетвертичного времени, обладающие, как известно, превосходными строительными качествами.

Распространение их ограничивается на севере области долиной р. Памбак, на юге долиной р. Аракс, на западе долиной р. Ахурян, на востоке бассейном р. Раздан. В центре области расположен крупный щитовидный массив верхнеплиоценового полигенного стратовулкана Арагац с разбросанными на его склонах многочисленными относительно небольшими моногенными вулканическими аппаратами центрального типа, имеющими четвертичный возраст.

Туфы и туфоловавы подобно обычным лавам образуют отчетливо выраженные покровы и лentoобразные потоки, занимающие депрессии древнего рельефа. Особенно большие площади они занимают в Араратской и Ленинаканской котловинах и на далеких склонах массива г. Арагац. По занимаемой площади этим покровам значительно уступают покровы в бассейне р. Памбак, в верхнем течении р. Касах и р. Раздан (распространение туфов изображено на фиг. 1).

По петрографическому составу туфы-туфоловавы относятся к ряду андезито-дацитового, дацитового состава, а по структуре — к агломератовому типу, причем выделяются два основных структурных типа: а) еревано-ленинаканский тип, обнаруживающий большое сходство с классическими пирокластическими туфами, и б) туфоловавы, имеющие при пирокластическом же характере большое сходство с литоидными туфами (артикский тип).

Весьма характерно то обстоятельство, что покровы туфов еревано-ленинаканского типа имеют повсеместно малые мощности (обычно 3—4 м), атолщи туфов артикского типа большие мощности (до 100 м), что должно указывать на связь петрографических особенностей туфов от первичных мощностей изверженного материала.

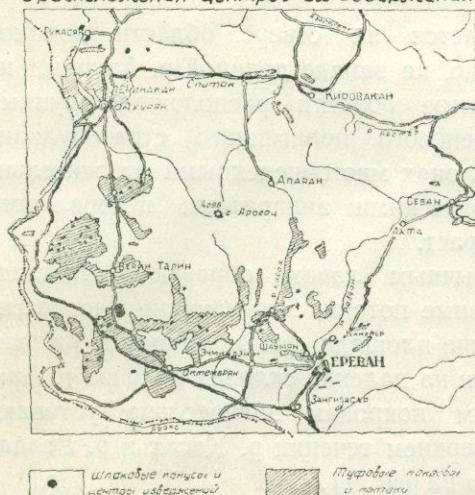
Особый интерес представляет в этом отношении пробуренная в 1955 г. скважина у сел. Парби Аштаракского района, которая вскрыла довольно мощную (до 100 м) туфовую толщу, заполняющую древнюю долину р. Шахверд. Из пройденного разреза сверху вниз, последовательно, 30 м слагают красные туфы еревано-ленинаканского типа, 22 м

рыхлые туфобрекции из галек дациита с пепловым заполнителем, 5 м фиолетовые туфы собственно артикского типа, 8 м черные литоидные туфы, 19 м сиреневого цвета полосчато-плитчатые, очень плотные, лавовидные туфы, идентичные с нижними полосчатыми туфами Аричского (Кипчагского) монастыря, 16 м красные туфы еревано-ленинаканского типа.

Ниже, до глубины более 300 м следуют плиоценовые базальтовые лавы. В восточной половине магматической провинции Арагаца это единственный участок, где на фоне огромного туфового покрова, средней мощностью в несколько метров, туфовая толща имеет мощность 100 м, единственный случай обнаружения туфов артикского типа внутри толщи туфов еревано-ленинаканского типа.

КАРТА

распространения четвертичных туфов
и расположения центров их извержения



Фиг. 1

Туфы как первого типа, так и второго, как это было недавно доказано А. Н. Заварницким [11, 12] и подтверждено в дальнейшем К. А. Мкртчяном [18], К. Г. Шириняном и автором настоящих строк [5], являются игнимбритами, т.е. образовались из раскаленного вулканического песчано-пеплового, богатого летучими компонентами материала путем сваривания между собой обломков минералов, лав и стекла. При этом можно считать доказанным, что пирокластический материал после соприкосновения с землей двигался по депрессиям рельефа как жидкое вещество, бла-

годаря обволакиванию частиц газовой пеленкой, уничтожающей в существенной мере силы трения между частицами и обеспечивающей при достаточных уклонах рельефа продвижение масс в виде селевых потоков. Отношение подошвы потоков и покровов туфов к поверхности подстилающих масс (заполнение туфами русел рек, лощин, промоин и котловин с резким выклиниванием к краям толщи) при нередкой столбчатой отдельности туфов сомнений в этом не оставляет. Отметим также, что по данным обстоятельных исследований К. А. Мкртчяна [18] литоидная разность туфов (артикский туф преимущественно фиолетового цвета с пемзовидной текстурой) образовалась при относительно высоких температурах исходной массы, а собственно пирокластическая разновидность (еревано-ленинаканский тип черных и оранжевых туфов)—при относительно низких температурах. Ряд авторов признает для туфов артикского типа жидкое-подвижное пенисто-лавовое

состояние исходной изверженной массы [8, 13, 14, 15, 16]. Туфы-туфолавы залегают на отложениях самых различных возрастов от эопалеозоя до вюрма включительно, причем во многих местах они перекрывают террасовые валунно-галечные отложения и повсеместно имеют в своем основании рыхлый слой туфового и пемзового песка.

Наиболее молодыми террасами, которые они кроют, являются вторая и третья надпойменные террасы, имеющие в Ааратской котловине относительную высоту +12—13 м и +22—25 м. На этих террасах туфовые потоки в свою очередь перекрываются базальтовыми и андезито-базальтовыми потоками.

В бассейне р. Памбак Н. И. Каракашем [3] в суглинках, подстилающих, по нашим наблюдениям 1953 г., туфы, был обнаружен *Elephas primigenius* (из тех же слоев нами был собран некоторый костный материал, пока необработанный), датирующий вюрмское время. В районе гор. Еревана в суглинистых пемзовых песках основания туфов нами были обнаружены зубы *Homo sapiens fossilis* [5], датирующего послерисское время; К. А. Мкртчяном в 1953 г. в районе ст. Арчут (долина р. Памбак) в суглинистых пемзовых песках, залегающих между двумя пластами туфа, были обнаружены челюсти *Bos primigenius*, датирующего вюрмское время; в бассейне р. Касах туфы перекрываются местами флювиогляциальными валунно-галечными отложениями последней стадии вюрмского оледенения [5, 7, 10, 20]. В Ааратской долине на породах юго-восточного склона вулканического конуса у с. Армавир в слое с кухонными остатками и древесным углем, покрытом слоем суглинков, нами были обнаружены зубы *Bos primigenius*. Этот конус по аналогии с другими вулканическими конусами, описываемыми ниже, рассматривается как центр извержения туфов.

Таким образом, довольно точно устанавливается верхнечетвертичный возраст огромного большинства туфовых покровов и потоков, причем извержение туфового материала, оказывается, происходило уже на глазах первобытного разумного человека.

Вопрос о местоположении центров извержений и природе самих центров обсуждался неоднократно [1, 5, 7, 14, 18, 19], однако по этому поводу были сделаны лишь предположения, сводящиеся к тому, что первичный пирокластический материал был выброшен либо из отдельных неизвестных центров, либо из трещин. Наиболее правильное толкование вопроса было дано К. Н. Паффенгольцем [19].

Проведенные нами исследования по данному вопросу показали, что центрами извержения туфов и туфолав рассмотриваемой магматической провинции являются в действительности многочисленные шлаковые конусы, разбросанные по всей описываемой области и не имеющие собственных лавовых потоков, и некоторые аппараты типа кальдеры взрыва. Эти конусы известны у местного населения под названием «кызылов», представляющих собой более или менее размытые одиночные или изредка кучевые вулканические сооружения небольших размеров (диаметр основания до 500—1000 м, диаметр кратера до 100—200 м,

высота до 200—400 м), сложенные красными или изредка черными шлаками, бомбами, ляпилли, ошлакованными андезито-базальтами или андезито-дацитами в виде линз и прослоев в шлаках.

Указанный вывод подтверждается двумя основными фактами:

1. Огромное большинство туфовых покровов и потоков локально приурочивается к окрестностям шлаковых конусов типа кызылов, а сами потоки местами восходят до края кратеров, заполненных изредка также туфами (конусы у сел. Кабахтапа, Мастара, Арич, Ошакан).

2. Все или почти все шлаковые конусы, зафиксированные в области развития четвертичных туфов, имеют свои лавовые потоки и покровы, за исключением кызылов, в окрестностях же последних место лавовых потоков и покровов занимают потоки и покровы туфов.

Наибольшее распространение туфы имеют на южных и западных склонах массива г. Арагац, в Приереванском районе, в Ленинаканской котловине и, частично, в бассейне р. Памбак.

Централами извержений туфов на склонах арагацского массива являются беспоточные шлаковые конусы, расположенные северо-восточнее гор. Октемберяна, восточнее, северо-восточнее и юго-западнее сел. Верх. Талин, конусы в окрестностях ст. Кармрашен, гор. Артик и в северо-западной части привершинного плато Арагаца.

Для туфов Ленинаканской котловины достоверных центров извержений пока не отмечено, однако вполне допустимо, что к ним относятся кальдеры взрыва, расположенные юго-восточнее сел. Цохамарг и юго-западнее оз. Арпилич (туфовый поток левого притока р. Ахурян поднимается до окрестностей Цохамаргской кальдеры взрыва). При этом не исключается также возможность того, что часть туфового материала котловины была выброшена и перенесена сюда из шлаковых центров, расположенных на западном склоне массива г. Арагац.

Для туфов бассейна р. Памбак установлен пока лишь один центр извержения, который, по данным К. Г. Шириняна, расположен непосредственно юго-западнее сел. Гайдарлы, в долине правого притока р. Памбак—р. Алавар. В бассейне последней туфы обычно не выходят за пределы долины и обнаруживают превосходно развитую столбчатость. У центра извержения, представленного небольшим холмиком, преобладает грубо-обломочный пирокластический материал—обломки пехштейновых дацитов и пемз.

В Приереванском районе централами извержений являются шлаковые конусы Канакерского плато (у с. с. Канакер, Ариндж, Мгуб), Егвардского плато и окрестностей с. с. Паракар, Эчмиадзин, Ошакан и Аштарак.

На Армянском нагорье известно около 200 центров вулканических извержений и излияний плио-плейстоценового времени. Огромное большинство их, за исключением центров типа кызылов, имеет свои лавовые потоки и покровы. Рассматривая четвертичные туфы, как образования типа игнимбритов, возникших из потоков пирокластического материала, и учитывая преобладающую локальную связь этих потоков с кызылами,

приходится сделать единственный вывод, что центрами извержения туфового материала являются именно кызылы.

В связи с изложенными данными не является ныне необходимостью предположение А. П. Лебедева [14, 15] о связи извержений туфового материала с центральным вершинным аппаратом Арагаца, который не обнаруживает никаких признаков пробуждения в четвертичное время и представляет в современном виде не молодой кратер [14] и не кальдеру взрыва [7], а разрушенную деятельностью ледников мощную корневую часть древнего дочетвертичного вулкана [4].

Наши знания о характере извержения пирокластического материала, давшего игнимбритовые туфы, основаны, главным образом, на наблюдениях катмайских извержений 1912 г. в Аляске, где изверженный материал был локализован в долинах, примыкающих непосредственно к центру извержения [11, 12].

Данные о площадном распространении игнимбритовых туфов в Армении показывают, что извержения здесь во многих случаях были, повидимому, гораздо более мощными и пирокластический материал был выброшен на огромные расстояния, заполняя низменности рельефа как в непосредственной близости от центров извержений, так и в значительной удаленности от них. Характерным примером в этом отношении является Ленинаканская равнина, где туфовый покров занимает площадь около 400 км² и, судя по данным детальных геологических исследований, не имеет в своих пределах или поблизости центров извержений. Приходится предположить, что пирокластический материал в смеси с газами и водяными парами был перенесен сюда воздушным путем из вулканов смежных районов и выпал в котловине не в виде снежного покрова, как предполагают некоторые исследователи [2, 17], а в виде текучей грязевой массы, нивелировавшей микрорельеф котловины.

Как уже указывалось, распространение четвертичных туфов ограничивается лишь областью массива г. Арагац и прилегающих к нему районов, хотя четвертичный вулканализм интенсивно проявляется на всем Армянском нагорье. Это обстоятельство объясняется нами специализацией магмы, а именно наличием в подкоровой магматической провинции Арагаца расплавленных масс, способных при вулканической деятельности образовывать игнимбритовый пирокластический материал путем перерождения дакитовой магмы.

Детальные исследования четвертичных лав Армении показывают, что дакитовые лавы этого возраста локализованы исключительно к области массива г. Арагац и что в соседних вулканических районах они отсутствуют совершенно. Кроме того, как уже отмечалось, все рассматриваемые туфы имеют дакитовый, андезито-дакитовый состав (дакитовый—по химическому составу, андезито-дакитовый—по минералогическому составу). Интересным генетическим признаком, общим для туфов и дакитовых лав, является наличие в них тридимита [8, 12, 13, 14, 17].

Из всех перечисленных выше геологических и петрографических соотношений можно сделать вывод, что в верхнечетвертичное время в

области массива г. Арагац существовал более или менее общий магматический бассейн дацитового состава, который при эфузивной деятельности дал в одних случаях однородные дацитовые лавы, а в других случаях, отмечавшихся обильным содержанием в магме летучих компонентов дацитового состава,—пирокластический материал, превратившийся в игнимбритовые туфы-туфолавы. Отметим, что в ряде случаев черные пехштейновые полосчатые туфы по внешним признакам и даже под микроскопом с трудом отличаются от пехштейновых дацитов. Таковы, например, полосчатые туфы в окрестностях Аричского монастыря на Артикском месторождении туфов и в скважине у сел. Парби Аштаракского района. Сами же туфы во многих районах включают обломки пехштейновых дацитовых лав, микроскопически идентичных верхнечетвертичным дацитовым лавам этих же районов, что, очевидно, также указывает на общность очага туфового материала и дацитовых лав.

В новейшее время магматическая деятельность началась в области массива г. Арагац в верхнеплиоценовое (акчагыльское) время в связи со сводовым поднятием мегаантиклиниория Малого Кавказа [4, 6, 9] и прогибанием смежных депрессий Среднего Аракса и Куры [4, 6]. В это время возникло полигенное вулканическое сооружение Арагаца, центр излияния которого расположен на участке современной его вершины [1, 4, 14, 16]. Как было установлено А. П. Лебедевым [14], излияния начались с долеритовых андезито-базальтов, затем следовали излияния андезитов, андезито-дацитов и в конце—дацитов. Это составляет первый цикл в деятельности Арагаца, приходящийся на верхний плиоцен. Во втором цикле, охватывающем четвертичное время, излияния начались с базальтовых лав, сменились андезито-базальтовыми и затем андезито-дацитовыми лавами и кончились дацитовыми излияниями и извержениями игнимбритов дацитового же состава. Второй цикл также совпадает во времени со сводовым поднятием Армянского нагорья и одновременным погружением Куринской депрессии и бассейна Среднего Аракса, начавшемся в бакинское время. Необходимо при этом отметить, что покровы дацитовых туфов периферических частей области Арагаца иногда переслаиваются с базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами (в ущелье р. Раздан у Аарат треста и в бассейне р. Касах) и местами перекрываются или обтекаются базальтовыми лавами (ниже сел. Гарни в долине Куруслев, в ущелье р. Раздан), а в центральной части области переслаиваются дацитовыми лавами (на южных и юго-западных склонах Арагаца). Полевые наблюдения показывают, что центры излияний базальтовых и андезито-базальтовых потоков, переслаивающих туфы, расположены за пределами дацитовой провинции Арагаца—в районе г. Араи-лер и на Гегамском нагорье (вулканы Гутансар, Ковасар, Зоасар и др.). Этот факт имеет важное значение для общей вулканологии, поскольку он доказывает, что в двух смежных районах одновременной вулканической деятельности изливаются на поверхность лавы резко различного состава.

Таким образом, изложенный выше материал доказывает, что:

- а) центрами извержений новейших туфов Армении являются шлаковые вулканические аппараты (кызылы), лишенные собственных лавовых потоков, место которых занимают туфовые потоки и покровы;
- б) извержение туфового материала происходило не единовременно во всей области, а в несколько фаз, причем эти извержения происходили на глазах первобытного человека;
- в) по условиям залегания, отношению к определенным центрам извержений и характеру отдельности (глыбовая и столбчатая) туфы идентичны лавам, чем доказывается их игнимбритовая природа (раскаленные, обильные газами песчано-пепловые тучи, текущие после приземления как жидккая масса);
- г) исходный туфовый материал является продуктом подземного перерождения дацитовой магмы при вулканической деятельности, что доказывается строгой приуроченностью туфов к дацитовой провинции Арагаца, дацитовым составом самих туфов, отсутствием одновозрастных с ними дацитовых лав и туфов в сопредельных областях новейшей вулканической деятельности Армянского нагорья;
- д) литоидный характер (артикский тип) туфов усиливается с резким увеличением мощности комплекса туфовых пород, что, вероятно, обеспечивает медленное остывание масс и сваривание обломков до состояния застывшей лавы (вывод К. Н. Паффенольца), и, наоборот, малая мощность приводит к относительно быстрому удалению тепла, не обеспечивает полную сварку частиц и приводит к образованию землисто-пепловых агломератовых разновидностей (еревано-ленинаканский тип).

ЛИТЕРАТУРА

1. Абих Г.—Геология Армянского нагорья. Западная часть (перевод Б. З. Коленко). Труды Зап.-Кавк. отделения Всеросс. географ. о-ва, т. 21, 1899.
2. Адамян А. А., Саакян Н. А.—К вопросу происхождения четвертичных туфов Приереванского р-на. Сборник научных трудов Ереванского политехнического института им. К. Маркса, № 11, 1955.
3. Авакян Л. А.—История находок ископаемых четвертичных млекопитающих Армении. Изв. АН Арм. ССР, т. I, 1948.
4. Асланян А. Т.—О происхождении массива г. Арагац. ДАН Армянской ССР, т. 12, № 14, 1950.
5. Асланян А. Т.—Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района (Арм. ССР). ДАН Армянской ССР, т. XI, № 5, 1950.
6. Асланян А. Т.—Новые данные по неогневой тектонике Армении. ДАН Армянской ССР, т. XII, № 2, 1950.
7. Балаян С. П.—О происхождении горы Арагац в свете новых морфологических данных. Изв. АН Армянской ССР, т. II, № 1, 1949.
8. Белянкин Д. С.—К вопросу о туфовых лавах Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1952.
9. Габриелян А. А.—О возрасте и стратиграфии важнейших третичных толщ Армении. Научные труды Ереванского гос. университета, серия геол., т. 37, 1952.

10. Думитрашко Н. В.—Древнее оледенение и современные физико-географические процессы на Арагаце (Алагезе). Труды Института географии АН СССР, вып. 47, 1950.
11. Заваринский А. Н.—О четвертичных туфах и туфолавах Армении. ДАН Армянской ССР, 1946.
12. Заваринский А. Н.—Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
13. Залесский Б. В. и Петров В. П.—Артикское месторождение туфовых лав. Труды петрографического института, вып. 1, 1931.
14. Лебедев П. И.—Вулкан Алагез и его лавы. Труды Совета по изучению производительных сил, серия Закавказская, вып. № 3, т. I, Ленинград, 1931.
15. Лебедев П. И.—К вопросу о природе туфовых лав вулкана Алагез. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1947.
16. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Армянское вулканическое нагорье. Избранные труды, т. I, Москва—Ленинград, 1949.
17. Месропян А. И.—О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Армянской ССР, т. IV, № 4, 1951.
18. Мкртчян К. А.—Некоторые замечания о генезисе туфов артикского типа (Армянская ССР). Изв. АН СССР, серия геол. № 5, 1954.
19. Паффенгольц К. Н.—К вопросу о возрасте и генезисе туфов Армении. Записки Всеросс. минералог. о-ва, ч. 68, № 3, 1938.
20. Рейнгардт А. Л.—Следы древних ледников на Алагезе. „Природа“, № 3, 1949.

А. Т. ВЕГУНИ

ОБ ОЛИГОЦЕНЕ ЮЖНОЙ АРМЕНИИ

Большая часть Армянского нагорья сложена вулканогенными отложениями, определение возраста которых, ввиду отсутствия в них ископаемой фауны и флоры, вызывает большие затруднения и разногласия. Разными исследователями возраст их датировался по-разному.

К. Н. Паффенгольц [14] и некоторые другие исследователи главную массу упомянутых вулканогенных отложений считали олигоценовой, В. В. Богачев [5], А. Т. Асланян [2, 3, 4], А. А. Габриелян [7] и др. приписывали вулканогенной толще послеолигоценовый возраст.

А. Т. Асланян [2] относит основную часть толщи (вояхчабердскую свиту и ее аналоги) к верхнему миоцену (сармат-мэотис-понт). Другая часть толщи этим же автором относится к верхнему плиоцену, но и не исключается наличие более древних разновидностей в других районах.

Для определения возраста рассматриваемой вулканогенной толщи исходным явился тот факт, что она в ряде мест, как, например, в районе гор. Ереван и гор. Нахичеван подстилается, фациально замещается и перекрывается согласно песчано-глинистыми отложениями, которые К. Н. Паффенгольцем относятся к олигоцену, а другими геологами — Г. Абих [1], Ф. Фрех и Г. Артгабер, Ф. Освальд [13], В. В. Богачев [5], М. И. Варенцов [6], А. А. Габриелян [7], Л. М. Радопуло, А. Т. Асланян [3] и др. — к верхнему миоцену.

К. Н. Паффенгольц для обоснования олигоценового возраста песчано-глинистой толщи приводит региональные и стратиграфические доводы, игнорируя фаунистические данные. Сторонники второй концепции приводят фаунистические данные, обоснованно доказывающие верхнемиоценовый (сармат) возраст этой толщи. Что касается возраста вулканогенных образований южной Армении (бассейны р. р. Веди, Арпа, Воротан), то сторонники второй концепции допускали также, наряду с вулканогенными отложениями мио-плиоцена, наличие вулканогенных образований олигоценового возраста.

В последние годы в указанных районах работал ряд геологов — А. А. Асатрян, П. Л. Епремян, Г. М. Акопян, которые вулканогенную толщу расчленили на ряд обособленных горизонтов.

Наши наблюдения 1954—1955 гг. дали некоторый новый материал по детальному расчленению и уточнению возраста вулканогенных образований третичного периода южной Армении в целом и бассейнов р. р. Арпа и Воротан, в частности.

Из третичных отложений южной Армении к эоцену относятся вулканогенно-осадочные образования, представленные туфопесчаниками, туффитами, туфоконгломератами, рифовыми и др. известняками, а также межформационными потоками пироксен-амфиболовых и плагиоклазовых андезитов и порфиритов. Слагают они большие площади в бассейне среднего и верхнего течений р. Арпа, причем в среднем течении бассейна преобладают осадочные разности упомянутого комплекса пород, а в верхнем — вулканогенные разности. Изменения фаций постепенные; нередки классические примеры таких фациальных переходов.

Осадочные, отчасти и вулканогенно-осадочные разности характеризуются сравнительно богатой фораминиферовой и другой фауной, в том числе *Nummulites perforatus* de monff, *N. gizehensis* Forsk, *N. atacicus* Heym, *N. subatacicus* Douv., *N. laevigatus* Brug, *Discocyclina sella* de prechaeg.

Другая часть третичных отложений южной Армении относится к олигоцену. Осадочная ее фация занимает небольшие площади в среднем течении р. Арпа у с.с. Элгин, Ринд, Агавнадзор и др. и характеризуется присутствием *Nummulites intermedius* d'Arch, *N. vascus*, *Pecten arcuatus* Brocc, *Cyrena semistrata* Desh, *Natica hellins* Brocc и др.

Небольшой выход верхнеолигоценовых образований имеется к СЗ от с. Брнакот Сисианского района; они содержат остатки олигоценовой флоры, в том числе по определению И. В. Палибина (сборы В. Н. Котляра): *Phragmites ocninensis* A. Br., *Quercus gmelini* Ung, *Cinnamomum Buchii* Heer, *C. scheuchzeri* Heer, *Laurus primigenia* Ung., *Laurus* Ung., *Rhamnus* sp.

Вулканогенный олигоцен впервые условно был выделен здесь К. Н. Паффенгольцем. К нему он относил туфопесчаники, туффиты, туфоконгломераты, андезиты и порфириты, слагающие основной комплекс Варденинского и северной части Зангезурского хребтов (г. Амул-Сар, г. Кюки, г. Агдабан, г. Кочаберт и др.).

Из предыдущих исследователей В. Н. Котляр [9, 10] в своих работах 1930 и 1931 гг. вулканогенные образования Даралагеза относит всецело к третичному периоду, начиная с отложений палеоцена (без олигоцена), причем собранная им фауна доказывает лишь среднеэоценовый, точнее лютетский возраст вулканогенных образований. Указанные же андезиты Э. Г. Малхасяном [12] относятся к среднему эоцену.

К верхнему эоцену или олигоцену, и притом предположительно, В. Н. Котляром [9] относятся лишь небольшие выходы лабрадоровых андезитов, прорывающих туфогенную толщу эоцена.

Отнесение К. Н. Паффенгольцем большей части вулканогенных толщ Даралагеза и Сисиана к олигоцену мотивировалось тем, что эти образования местами перекрывают достоверные эоценовые отложения с резким угловым несогласием, а местами, где угловое несогласие отсутствует, — наличием в ее основании конгломератов, считавшихся базальными.

Налегание олигоцена местами с угловым несогласием, местами без такого несогласия К. Н. Паффенгольц объясняет характером

дислокации пород эоцен, а именно: в синклинальных структурах олигоцен залегает без углового несогласия, а в антиклинальных частях—с угловым несогласием. Во время полевых работ мы убедились, что эти соотношения не являются повсеместно обязательными и что угловые несогласия имеются как в антиклинальных структурах, так и в синклинальных (район с. с. Терп, Тарп, Кочбек, Артаван, Каракая и др.).

В настоящее время можно считать установленным, что вулканогенная толща, относимая К. Н. Паффенгольцем в южной Армении к олигоцену, фактически состоит из двух обособленных разновозрастных толщ.

Нами была прослежена вся граница эоценовых и олигоценовых пород, проведенная К. Н. Паффенгольцем по выходам конгломератов, а именно: в районах с. с. Терп, Мамарза, Каракая и др.

Детальный осмотр этой границы показал, что указанные конгломераты являются в действительности туфоконгломератами и многократно переслаивают пачку туфопесчаников и туффитов мощностью 20—40 м (фиг. 1).



Фиг. 1

Переслаивание туфоконгломератов (обрывы) с туфопесчаниками и туффитами (ровные места)

Характерными признаками залегания и состава описываемых конгломератов являются следующие:

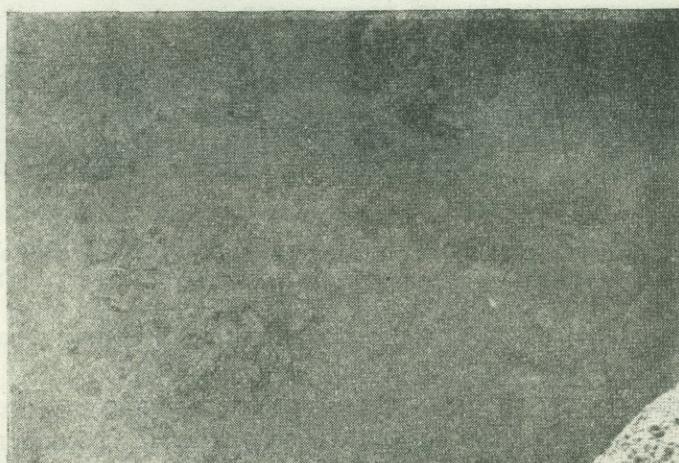
1. Конгломераты по простирианию не выдержаны, т. е. меняют свою мощность, и нередки даже случаи, когда упираются по простирианию в андезиты.
2. В толще конгломератов встречаются отдельные разобщенные

линзы плотных туффитов мощностью в несколько сантиметров и протяженностью до нескольких метров (фиг. 2).



Фиг. 2
Линза туффита в толще конгломерата

3. Гальки конгломератов обычно неокатанные или почти неокатанные. Встречаются крупные обломки причудливых форм—скрученные, слоистые и др. (фиг. 3).



Фиг. 3
Обломки слоистого и скрученного туффита в толще туфоконгломерата

4. Величина «галек» неодинаковая; наряду с крупными, однометровыми валунами встречаются обломки размерами 1—2 см. Характеризуются «гальки» однородностью состава и, в преобладающем большинстве, представлены вулканическими породами (фиг. 4).



Фиг. 4.

Туфобрекчии с неокатанными обломками андезитов разных величин

5. Цемент конгломератов состоит из более мелких обломков вулканических пород и туфового материала.

Все вышеуказанное говорит о том, что в данном случае мы имеем дело не с базальным конгломератом, а с типичным внутриинформационным туфоконгломератом. Таким образом, та часть вулканогенной толщи, которая отделяется от нижележащей основной толщи внутриинформационным конгломератом, является неотъемлемой частью эоценовой вулканогенной толщи и не может сопоставляться с той вулканогенной толщой, которая в действительности перекрывает эоценовую толщу заведомо несогласно и относится нами к верхнему миоцену (см. ниже).

Указанные вулканогенные отложения с прослойями туфоконгломератов литологически весьма похожи на достоверные эоценовые отложения. Так же, как и последние, они представлены туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, агломератовыми туфами и межформационными потоками пироксеновых, лабрадоровых и плагиоклазовых андезитов.

Характеризуются эти породы теми же изменениями (хлоритизация, серicitизация, окварцевание), что и достоверные эоценовые образования. Все эти породы дислоцированы с достоверными эоценовыми породами совместно по одному плану до углов падения в 50° (район г. Сальварт).

Вторая вулканогенная толща, которая относится нами к верхнему миоцену и с угловым несогласием перекрывает эоценовую толщу, слабо дислоцирована и сложена более кислыми вулканогенными породами: андезитами, андезито-дацитами, дацитами и реже — трахитами, липаритами, обсидианами, перлитами и их пирокластическими разностями. Эти

породы являются возрастным и литологическим аналогом так называемой вохчабердской вулканогенной толщи Приереванского района, верхнемиоценовый возраст которой в настоящее время считается доказанным переслаиванием ее верхнесарматскими отложениями с *Macra crassicollis* и *Macra bulgarica Toula* (данные буровой скважины у сел. Мангюс).

В пользу указанного вывода говорят следующие факты:

1. Верхняя вулканогенная толща к З и СЗ смыкается непосредственно с вохчабердской толщей;

2. В районе с. Элпин она несогласно перекрывает как средне-верхненеоценовые, так и нижне-среднеолигоценовые отложения, включая горизонт с *Natica*, *Crassatina Lmk.*, *Cerithium*;

3. В ряде мест в толще вулканогенных образований наблюдаются признаки, указывающие на наличие перерыва между отдельными ее горизонтами. Такие факты ранее отмечались В. Н. Котляром. К ним относится, например, наличие в окрестностях с. с. Шукар, Гомур, Комурлу, Азизбеков и др. озерных отложений с прослойками обугленных растений, осадочного марганца и др.

4. В районе с. Зирак в основании толщи нами отмечен слой базальтого конгломерата мощностью 15—20 м, протягивающийся на 3 км.

В конгломерате присутствуют гальки почти всех более древних пород района, в том числе гальки гранитоидных интрузивов и оруденелых пород.

В районе с. с. Артаван, Гябут и др. из-под этой толщи в озерных глинах П. Л. Епремяном собрана микрофауна; в артаванском образце Н. Н. Субботиной определены *Cristellaria sp. ind.*, *Allomorphina sp. ind.*, *Globigerina ex. gr. bulloides Orb.*, *gl. sp. ind.*, *Globigerinoides cf. trilobus (Rss)* *Nodosaria sp. ind.*, *Nonion sp.*, *Elphidium sp. ind.*, *Valvulinera sp. ind.*, доказывающие миоценовый возраст вмещающей толщи.

5. Рассматриваемая толща несогласно перекрывает верхнеолигоценовые песчаники с хадумской флорой в районе с. Бранкот.

6. В районе с. Гетик-Банк в туфопесчаниках и глинистых туфосланцах, подчиненных этой толще, была собрана ихтиофауна и флора, имеющие, по предварительным определениям В. Н. Меннера, В. В. Богачева и А. Л. Тахтаджяна, неогеновый возраст.

Наиболее древние отложения, перекрывающие толщу этих образований, представлены толщей диатомитовых глин (сисианская толща), возраст которой датируется верхним плиоценом (акчагыл?). Эти озерные отложения имеют ингрессивный характер и выполняют нижнюю часть древней крутой долины, выработанной в верхнемиоценовой вулканогенной толще. Глубина эрозионного вреза в последней достигает величины порядка 1000—1400 м. Такая глубокая эрозия вулканогенных отложений в доверхнеплиоценовое время, очевидно, исключает их более молодой, послепонтический возраст.

На основании изложенных выше фактов в настоящее время можно считать, что в пределах южной Армении вулканогенный олигоцен отсутствует. Образования, относимые к олигоцену, частью относятся к эоцену,

по всей вероятности к среднему, а частью к верхнему миоцену (сармат-мэотис-понт). Такой вывод хорошо согласуется с данными других районов Армении и прилегающих частей Малого Кавказа, Турции и Ирана.

В центральной и северной Армении отсутствие вулканогенного олигоцена давно считается доказанным.

В центральной Армении известен лишь осадочный олигоцен, представленный чередующейся серией песчаников и глин с характерной фауной и залегающий согласно на верхнеолигоценовых отложениях того же литологического состава. В северной Армении предположительно олигоценовые отложения представлены озерно-лагунными образованиями мощностью до 1000 м с прослойями бурых углей и горючих сланцев.

Наличие вулканогенного олигоцена оспаривается также в Грузинской ССР и Азербайджанской ССР.

По данным Фюрона [16], Хенсона [15], Лая [11], олигоценовые отложения в Турции представлены теми же литофациями, что и в центральной и северной Армении. Морские олигоценовые образования Турции, представленные белыми мергелями, имеют весьма незначительное распространение. Известны они только лишь обрывками в горных цепях Понтид и содержат *Nummulites intermedius* и лепидоциклины.

Важно также отметить, что в северной зоне Анатолии и в районе между гор. Джульфа и гор. Тебриз литолого-стратиграфические аналоги рассматриваемой верхнемиоценовой вулканогенной толщи включают остатки пикермийско-марагинской фауны (остатки *Hipparrion gracili*), характеризующей время от среднего сармата до нижнего понта включительно (данные Г. Рибена и Р. Фюрона).

Гипсоносно-соленосные олигоценовые отложения развиты в Центральной Анатолии. Они имеют своеобразную фацию, которая начинается, обычно, песчаниками и конгломератами сероватого оттенка, содержащими прослои каменной соли и гипса. На востоке, в районе Эрзерума и Бурсы, в описываемой толще встречаются также небольшие прослои лигнита.

Таким образом, вулканогенный олигоцен отсутствует не только в южной Армении, но также и в Грузии, Азербайджане и в Турции. К вулканогенному олигоцену до последних времен относилась лишь 1000-метровая толща туфопесчаников, туфобрекций и туфоконгломератов бассейна р. Алинджачай (Нахичеванская АССР), так как в низах этой толщи была обнаружена нижнеолигоценовая флора. По устному сообщению проф. А. Л. Тахтаджяна, в последнее время эта флора относится к эоцену. Такое региональное, почти повсеместное отсутствие вулканогенного олигоцена обусловлено особенностями истории тектонического развития Передней Азии в третичный период. В тектонической истории этого региона существенную роль играла чрезвычайно мощная пиринейская фаза складчатости, происходившая на рубеже приабиона—нижнего олигоцена. Весь олигоцен характеризовался активным поднятием. Морские отложения небольшой мощности образовались лишь в остаточных и на-

ложенных прогибах на юго-западе Армении, в Прикаспийско-Кубинской зоне и в области Понтид. Нередки случаи, когда переход эоцену к олигоцену постепенный, без изменения условий залегания и литофацций. Настоящий морской олигоцен (майкоп) большой мощностью 3,5 км простирался лишь севернее Малого Кавказа.

Вследствие общей инверсии палеогеновой геосинклинали, олигоценовое время характеризовалось в общем континентальным режимом с преобладанием эрозионных процессов над аккумулятивными. Накопление происходило в отдельных узких прогибах и имело, повидимому, лагунный характер.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абих Г.—Геология Армянского нагорья (восточная часть). Орографическое и геологическое описание. Зап. К. О. Г. общ., кн. XXII. Перевод Б. З. Коленко, 1902.
2. Асланян А. Т.—О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1949.
3. Асланян А. Т.—Стратиграфия вулканогенных пород Приереванского района Арм. ССР, Докл. АН Арм. ССР, XI, 1950.
4. Асланян А. Т.—Основные черты послемиоценовой истории тектонического развития Армении. Сборник научн. трудов ЕрПИ им. К. Маркса, № 8, 1954.
5. Богачев В. В.—Новые данные по миоцену Закавказья. Аз. научно-исследоват. нефт. институт им. В. В. Куйбышева, вып. XXXI, 1936.
6. Вареников М. И. и Лалиев А. Г.—Геологическое строение центральной части Нахичеванской АССР—Бюлл. Морск. общ. исп. природы, отд. геологии, т. XVII (I), 1939.
7. Габриелян А. А.—Третичные отложения Котайского р-на Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1947.
8. Гамкрелидзе П. Д.—Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой зоны. Тезисы докт. диссертации изд. АН Груз. ССР, 1948.
9. Котляр В. Н.—Гюмушханская месторождение Дарапагезского уезда ССР Армении. Труды Геолого-разведочного управления ВСНХ СССР, вып. 81, Москва—Ленинград, 1931.
10. Котляр В. Н.—Геологический очерк восточной части Дарапагезского уезда ССР Армении. Материалы Геол. ком. по общей и прикладной геологии, вып. 136, Ленинград, 1930.
11. Lahli, E.—La formation gipsifère en Anatolie (Asia Mineure). Bull. soc. geol. Fr., Ser 5, 20, 451—457, 1950.
12. Малхасян Э. Г.—К вопросу о возрасте Дарапагезских интрузивов в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 3, 1952.
13. Освальд Ф.—К истории тектонического развития Армянского нагорья. Пер. А. И. Шишковой с предисловием В. В. Богачева. Зап.-Кав. географ. о-ва, т. XXXIV, 1915.
14. Пафенгольц К. Н.—К стратиграфии и тектонике олигоцена и соленосной толщи Армении и южной части Грузии. Зап. Всеросс. мин. общ., т. 4, XVII, № 2, 1938.
15. Henson F. R. S.—Larger Foraminifera from Alintab, Turkish Syria, Eclogae geol. Helv., Bâle 30, 45—57, 1937.
16. Фурон Р.—Введение в геологию и гидрогеологию Турции. 1955.

К. Г. ШИРИНЯН и А. Т. АСЛАНЯН

СОВЕРШЕННАЯ СТОЛБЧАТАЯ ОТДЕЛЬНОСТЬ В ПОКРОВАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТУФОВ АРМЕНИИ В СВЯЗИ С ИХ ПРО- ИСХОЖДЕНИЕМ (МАКАРАШЕН-ГАЙДАРЛИНСКОЕ МЕСТО- РОЖДЕНИЕ)

Столбчатая отдельность, как известно, характерна для излившихся магматических пород. Наблюдается она, главным образом, в базальтовых потоках, почему и иногда называется базальтовой отдельностью.

Столбчатость в туфах—редкое явление, а еще реже наблюдается совершенная столбчатость, какая нам известна в остывших базальтовых потоках.

На территории Армении, несмотря на большое площадное распространение вулканических туфов, совершенная столбчатая отдельность известна в немногих районах.

По величине занимаемой площади, как и по совершенству форм отдельностей, наибольший интерес представляют столбчатые туфы Кироваканского района.

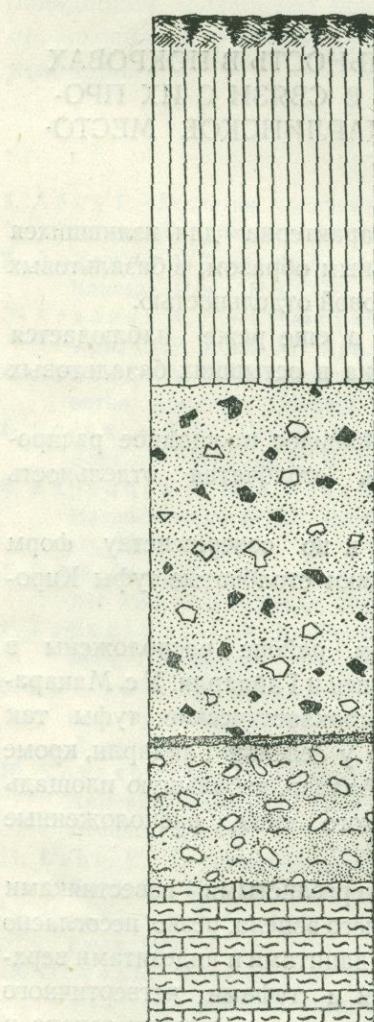
Месторождения столбчатых туфов в этом районе расположены в каньонах рек Алавар и Байдак у с. Макарашен и Гайдарли. У с. Макарашен распространены только лишь черные пирокластические туфы так называемого еревано-ленинаканского типа, а у селения Гайдарли, кроме черных туфов, известных на левом берегу р. Алавар, небольшую площадь занимают и желтые—пемзовые туфы анийского типа, расположенные вдоль правого берега, выше селения.

Район месторождения туфов сложен мергелистыми известняками сенона, порфиритами и туфобрекциями среднего эоценена, резко несогласно перекрывающими их обсидианами, липарито-дацитами и андезитами верхнего миоцена, аллювиальными отложениями и туфами четвертичного возраста, а также гранодиоритами, прорывающими отложения эоценена и сенона. Последний залегает на метаморфических сланцах эопалеозоя.

Месторождение имеет вытянутую с севера на юг форму общей протяженностью 1,5 км при ширине туфового покрова до 150 м. Максимальная мощность покрова у с. Макарашен достигает 12 м.

Наиболее полный разрез месторождения можно видеть в овраге, прорезанном в средней части туфового покрова Макарашенского месторождения. Здесь наблюдается следующий разрез (фиг. 1):

- 1) мергелистые известняки мелового возраста и глинистые продукты их выветривания;
- 2) аллювиальные отложения (предпоследняя терраса р. Алавар), представленные галечниками с песчано-глинистым заполнителем.



Фиг. I

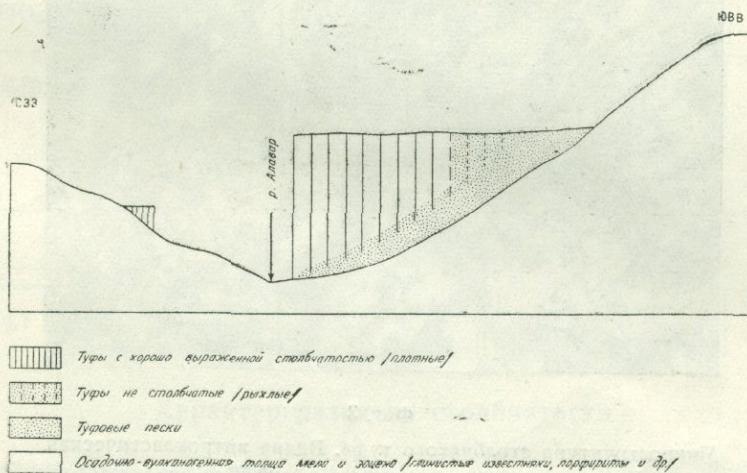
Разрез месторождения столбчатых туфов у с. Макарашен

- 3) белый пемзовый песок.
- 4) слабо сцепментированные туфовые пески с обломками древних пород и родственных андезито-дацитовых лав.
- 5) покров черных туфов с хорошо выраженной призматической столбчатой отдельностью.

Судя по тому, что туфы залегают на обоих склонах каньона р. Алавар, можно предполагать, что первоначально здесь существовал сплошной туфовый покров, прорезанный впоследствии рекою на две отдельные части.

На фиг. 2 показан схематический поперечный разрез Макарашенского месторождения столбчатых туфов. Как видно из этого разреза, покров туфов в определенном направлении меняет свой характер. Наибольшую мощность туфовый покров имеет в средней части, которая обусловлена тем, что здесь проходила наиболее глубокая часть бывшего каньона реки, и туфовый материал, заполнив его, образовал ровную поверхность.

СХЕМАТИЧЕСКИЙ ПОПЕРЕЧНЫЙ РАЗРЕЗ
МАКАРАШЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТОЛБЧАТЫХ ТУФОВ



Фиг. 2

Кроме того, мы видим, что с юго-востока на северо-запад туфы с хорошо выраженной столбчатой отдельностью постепенно сменяются туфовыми песками, представляющими не что иное, как неспекшийся пирокластический материал.

Большая мощность пирокластического материала в средней части покрова при высоком давлении и сравнительно медленном остывании, обусловила образование здесь наибольшей мощности плотных туфов и наименьшей мощности туфовых песков. Наоборот, постепенное уменьшение мощности туфов в юго-восточном направлении сопровождается увеличением мощности туфовых песков, которые в конечной части пласта полностью сменяют плотные туфы (фациальный переход). В этом же направлении происходит также постепенное исчезновение столбчатости.

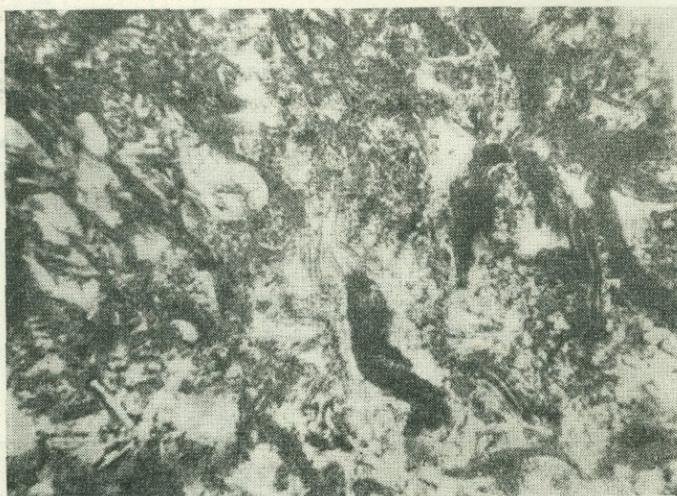
Краткая петрографическая и химическая характеристика столбчатых туфов

Макроскопически столбчатые туфы Макарашенского и Гайдарлинского месторождений представляют плотную или слабопористую породу черного цвета.

По своим петрографическим особенностям они представляют типичную пирокластическую породу, состоящую из обломков вулканического стекла, минералов и древних пород.

Вулканическое стекло составляет главную массу породы, достигая 60—80 %.

Под микроскопом составляющая главную часть породы стекловатая масса имеет буро-коричневый цвет с ясно выраженной витрокластической структурой (фиг. 3).



Фиг. 3

Микроструктура столбчатого туфа. Видна витрокластическая структура стекловатой массы. Ув. 120. Без анализатора

Формы обломков характерные для пеплов: рогульки, серповидные обломки, нитевидные, дугообразные, округлые, веретеновидные и часто прихотливые.

Величина обломков большей части—меньше 0,1 мм, но отдельные обломки достигают размеров до 0,5 мм и более.

В главной стекловатой массе макроскопически ясно выделяются более плотные, смоляно-черные пештейновидные округлые обломки родственной стекловатой лавы, размером в несколько миллиметров, образовавшихся из раздробленных взрывов свежей расплавленной лавы.

Обломки древних пород представлены порfirитами, мергелистыми известняками и акцессорно родственными обломками андезито-дацитовых лав. По форме они представляют угловатые обломки различной величины

с преобладанием мелких (до 0,5 см) обломков. Общее количество обломков равняется 5—10%.

Минералогический состав туфов неизменно представлен полевыми шпатами, пироксенами и магнетитом.

Полевые шпаты представлены корродированными по краям белыми, прозрачными кристаллами размером до 4 мм и относящимися по составу к андезину № 40—45.

Количество пироксенов (авгит и гиперстен) в породе не превышает нескольких процентов.

Зерна магнитного железняка наблюдаются в шлифах обычно в виде больших скоплений лишь вокруг кристаллов пироксенов и в виде включений в них. Общее количество магнетита в шлифе не превышает 2—3%.

По химическому составу туфы Макарашенского и Гайдарлинского месторождений, как это видно из нижеприведенных данных (табл. 1 и 2), относятся к группе пород дацитового состава.

Химический состав макарашенского туфа

Табл. 1

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п.п.п.	сумма
62,58	0,80	17,40	1,80	2,75	0,07	1,57	3,32	4,12	4,14	1,88	100,43

Числовые характеристики

Табл. 2

a	c	b	s	a'	f'	m'	n	t	J	Q	a/c
15,3	4,1	7,3	73,3	3,90	58,8	37,5	60,0	0,91	2,9	15,9	3,7

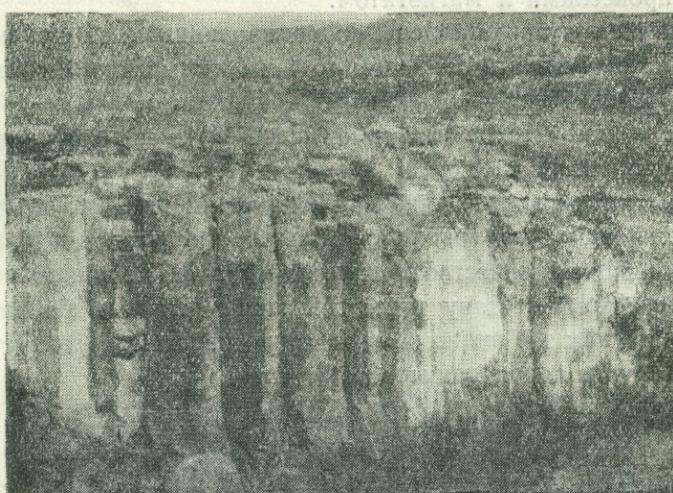
Характер развития столбчатости

Направление развития столбчатых отдельностей в туфах, как это видно из прилагаемых снимков (фиг. 4, 5, 6), в различных частях месторождений шло по-разному.

В основном как в Макарашенском, так и в Гайдарлинском месторождении преобладают вертикальные формы отдельностей.

На участках с хорошо выраженной вертикальной столбчатой отдельностью (фиг. 4) каждый призматический столб имеет обычно шестиугранную или пятиугранную форму высотою до 12 м. Некоторые призмы разбиты поперечными трещинами на отдельные блоки, что большей частью характерно для верхних частей покрова. Высота отдельных блоков равняется от 0,5 м (для верхних частей) до 2,0 м (в средних зонах). Редко наблюдаются и столбы, образующие в поперечном сечении трехугранную или четырехугранную призмы. В поперечнике призмы имеют мощность ст 0,2 м до 0,5 м и более.

Вертикальная столбчатая отдельность, повидимому, является простым случаем, когда трещины развивались под прямым углом к поверхности охлаждения.

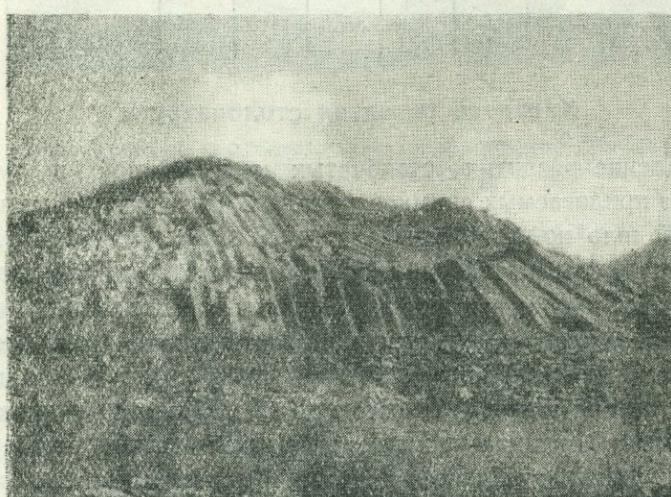


Фиг. 4

Вертикальная столбчатость в туфах Макарашенского месторождения

В несколько иных условиях происходило образование более сложных форм призматических отдельностей.

Рассмотрим, например, отдельность на правом берегу р. Байдак (фиг. 5). Здесь, на склоне древней долины, конусообразно обнажается и



Фиг. 5

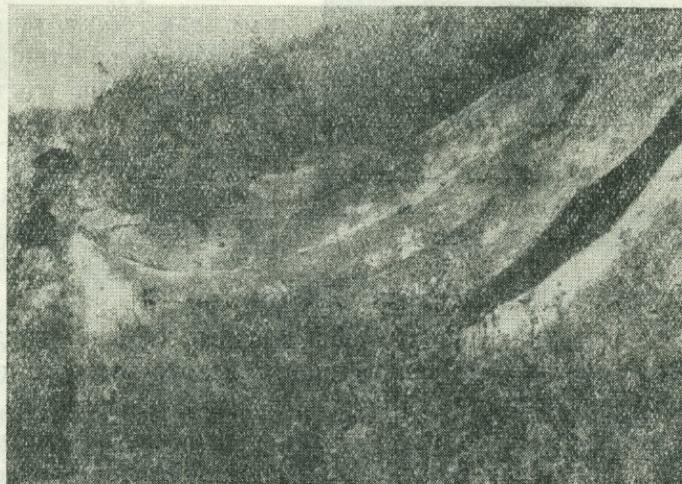
Соответствие наклонов призм к ложе туфового покрова

частично разработан покровов столбчатых туфов протяженностью 10 м при видимой мощности 4—5 м. Как видно на фиг. 5, для всех призм характерен наклон, соответствующий таковому древнего рельефа. Такое соответствие наклонов призм и ложа туфового покрова видим и в других частях месторождения.

На той же фигуре мы видим, что вертикальная столбчатость в верхней части сменяется веерообразно отходящими друг от друга призмами, смыкающимися между собой под прямым углом и залегающими почти горизонтально.

Более сложные формы мы имеем в обнажении, расположенном недалеко от первого. Здесь можно видеть, как один и тот же столб, имеющий в основании вертикальную форму, у поверхности дугообразно сгибаясь, принимает горизонтальное направление развития.

Как в вышеуказанных случаях, так и в примерах, изображенных на фиг. 6, мы имеем случаи, когда в формирующихся покровах имелись различные направления поверхностей остыивания, расположенных по отношению друг к другу под некоторым углом.



Фиг. 6

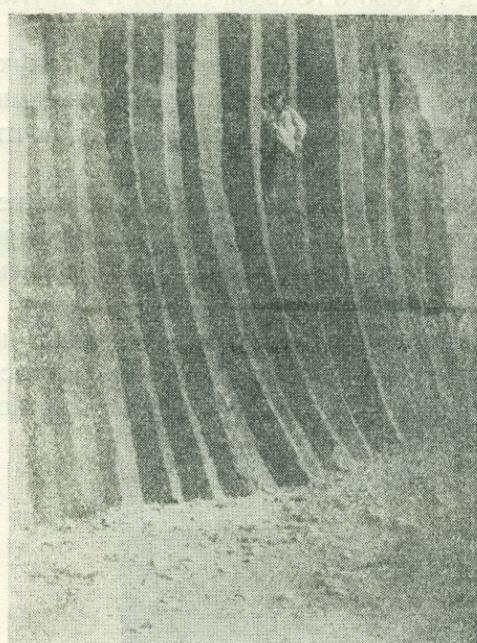
Дугообразная столбчатость в туфах левобережья р. Байдак
Макаращенского месторождения

Аналогичные случаи встречаются также в базальтовых потоках Радзанского ущелья в Армении. Здесь в конечных частях потоков лав наблюдается вогнутость столбов от периферии к средней части в обратном к движению потока направлении (фиг. 7).

Таким образом, представляется возможным судить по наклону призм о характере охлаждения первоначального материала, давшего туфовые покровы.

Характерно то, что отклонения призматических столбов от верти-

кального положения всегда имеют место в краевых частях покровов, где условия охлаждения для развития косых или изогнутых призм наиболее благоприятные.



Фиг. 7

Дугообразная столбчатость в базальтовом потоке Разданского ущелья

чается равносторонняя симметричная фигура.

Схему образования шестиугольной призмы обычно представляют таким образом (фиг. 8—1): каждый центр, вокруг которого происходит сокращение объема, окружается шестью другими центрами охлаждения, и если остающаяся масса однородна, то сокращение объема вокруг каждого центра происходит в одинаковой степени с образованием симметричных и равнозначных призм с равностоящими друг от друга центрами остывания. В этом случае усилия, вызванные сокращением объемов, развиваются так, что между центрами $C-C_1$, $C-C_2$, $C-C_3$ и т. д. происходит разрыв, и линия разрыва в породе проходит на половине расстояния между этими центрами под прямым углом к направлению $C-C_1$, $C-C_2$, $C-C_3$ и т. д.

Поскольку системы обычно неоднородны, что более характерно для пирокластических выбросов, то редко образуются идеальные равносторонние шестиугранники.

Изучение форм призматических отдельностей в туфах, а также в столбчатых лавах Армении выявляет любопытную закономерность, заключающуюся в том, что при наличии пятиугольных призм мы имеем:

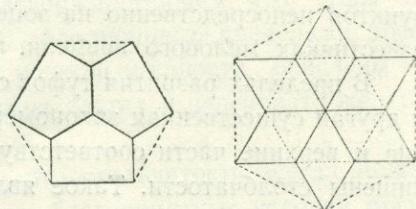
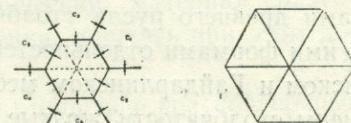
Геометрические формы столбчатых отдельностей

По своей форме столбчатые туфы Макарашенского и Гайдарлинского месторождений, как мы отметили, представляют в основном шестигранные, редко пятиугольные, а еще реже четырехгранные и трехгранные призмы. Геометрическое различие в сечении призм объясняется следующим образом.

Каждая система при охлаждении в условиях, возможных для образования столбчатых отдельностей, стремится расколоться на шестигранные призмы, так как шестигранная призма единственная возможная геометрическая форма, где при максимальном использовании поверхности полу-

форму с четырьмя равными гранями и одной большей гранью (фиг. 8—3), а четырехгранные призмы имеют форму равностороннего ромба.

Как видно на фиг. 8—4, все указанные формы призм, не нарушая симметрию, полностью укладываются в шестигранную призму. Можно предполагать, что шестиугольная призма образуется при однородности уплотняющейся системы и при равномерном охлаждении по всему объему, а при нарушении этих условий развиваются усилия, обусловливающие образование 5—4—3-гранных призм путем последующего раскалывания шестиугольных призм.



Фиг. 8

Возможные причины образования столбчатых отдельностей

Как известно, причинами образования столбчатых отдельностей интересовались издавна. Начиная с конца XVIII века и до наших времен выдвигался ряд гипотез: кристаллизационная, конвекционная, кристаллизационного сращения и контракционная.

В настоящее время наибольшую поддержку находят контракционные гипотезы, объясняющие образование трещин вследствие сокращения объема формирующихся пород или уплотнения во время охлаждения. Известно, что образование призматических отдельностей, вследствие сокращения объема определенной массы породы, имеет место не только в изверженных, но и в некоторых осадочных породах.

Образование совершенной столбчатой отдельности в пирокластических туфах в свою очередь является подтверждением правильности контракционной гипотезы. Но сокращение объема массы не является единственной причиной образования столбчатости.

При обширном распространении одинаковых по химическому составу и петрографическому облику эфузивных пород в Армении, в том числе и вулканических туфов, при приуроченности столбчатых отдельностей к отдельным пунктам нам пришлось искать дополнительные причины этого явления.

При сравнении условий залегания макарашен-гайдарлинских столбчатых туфов с туфами других месторождений Армении, где столбчатость отсутствует, а также при сравнении условий залегания столбчатых базальтовых потоков с нестолбчатыми можно заметить, что столбчатость в обоих случаях развивалась там, где основание вулканических продуктов составляют речные отложения. Приуроченность столбчатых отдельностей к речным системам говорит об определенной роли воды при развитии столбча-

тости. Эта роль становится несомненной в тех случаях, когда в одном и том же потоке лав или в других видах вулканических продуктов за пре-делами древнего русла столбчатая отдельность постепенно сменяется другими формами отдельностей. Это хорошо видно и в самих Макара-щенском и Гайдарлинском месторождениях. Так, например, совершенно лишены столбчатости желтые туфы правобережья р. Алавар и более плотные (следовательно, образовавшиеся при более высоких температу-рах) черные туфы Макарашенского месторождения, залегающие в ряде пунктов непосредственно на эоценовых порфиритах или на мергелистых известняках мелового времени.

В пределах развития туфов со столбчатой отдельностью наблюдается и другая существенная закономерность, заключающаяся в том, что ниж-ние и верхние части соответствующих сред в значительной мощности лишены столбчатости. Такое явление можно, повидимому, объяснить относительно быстрым охлаждением, чemu могло благоприятствовать непосредственное влияние воды как холодильника.

В базальтовых потоках столбчатость у кровли и подошвы сменяется глыбовой отдельностью, а в вулканических туфах, как мы видим на примере Макарашенского месторождения и др., характерно наличие неспекшихся кластических материалов, т. е. туфовых песков.

Таким образом, сравнительно медленное остывание среды становится вторым необходимым условием для развития столбчатости.

Исследования особенностей столбчатых отдельностей в туфах, а также в базальтовых потоках показывают, что охлаждение системы в определенном объеме происходило более или менее равномерно. Дока-зательством этого служат выдержанность размеров и направления тре-щин, образующих столбы. Так, например, на Макарашенском и Гайдар-линском месторождениях высота вертикальных призматических столбов в зависимости от мощности пласта достигает до 10—12 м.

Учитывая то, что образование трещин может произойти тогда, когда раскаленная масса приобретает определенную жесткость, нетрудно пред-положить, что в таких случаях охлаждение происходило более или менее равномерно, в противном случае мы имели бы картину развития призм, пересекающихся в различных направлениях. О равномерном охлаждении говорит и выдержанность диаметров призм в определенных объемах площадей.

Равномерное охлаждение могло обеспечиться тем, что раскаленный материал, врываясь в русло реки, перерезая путь воде и окружаясь вод-ной оболочкой ввиду быстрого охлаждения, покрывался твердой оболоч-кой определенной мощности. В создавшейся, таким образом, закрытой системе при медленном остывании создавались благоприятные условия для равномерного охлаждения.

Гипотеза формирования столбчатых туфов в замкнутой водной среде подтверждается еще одним косвенным фактом.

Как известно, для туфов Армении повсеместно характерно наличие в верхней части красной покрышки (достигающей мощности 1—3 м),

являющейся результатом окисления пирокластического материала после осаждения. Окисленный слой на туфах отсутствует там, где он смыт эрозией, или там, где отложенный вулканический материал сразу же перекрывался новыми продуктами извержения, лишаясь при этом доступа кислорода воздуха.

В туфах описываемых месторождений отсутствие красной покрышки может быть объяснено не тем, что она в такой большой мощности эродирована, а вероятно тем, что этому окислению здесь препятствовала водяная оболочка. Последнее в свою очередь подтверждается тем, что туфы на правом берегу реки южнее с. Гайдарлы, залегающие за пределами древнего истока реки, на коренных породах по всей мощности окислены и имеют оранжево-желтую окраску в верхних частях и зеленовато-желтую внизу.

Из сказанного не вытекает, однако, что столбчатость всегда может развиваться в водной среде. Аналогичные благоприятные условия могут создаваться и в других случаях. Так, например, в Армении известно много случаев развития столбчатости в некках, лакколитах и в силловых залежах. Примером сказанного могут послужить альбитофировые малые интрузии Алавердского рудного района, андезитовые некки в Ахурянском, Ноемберянском, Арташатском и Сисианском районах. В последнем районе, в некке Дашкала, прекрасно развита горизонтальная столбчатость, перпендикулярная к стволу некка в виде призматических колонн длиною в несколько метров.

В данном случае благоприятные для медленного и равномерного охлаждения условия могли создаваться под влиянием внутреннего вулканического тепла, влияние которого могло распространиться только лишь на продукты, расположенные непосредственно у канала излияния.

В том же Сисианском районе аналогичные случаи известны в андезито-дацитовых дайках, в которых столбчатость развита перпендикулярно к стенкам даек.

О генезисе макарашен-гайдарлинских столбчатых туфов

Столбчатые туфы Макарашен-Гайдарлинского месторождения по своим петрографическим особенностям совершенно не отличаются от пользующихся в Армении широким распространением туфов еревано-ленинаканского типа.

Отличительной чертой туфов Макарашен-Гайдарлинского месторождения от аналогичных туфов других месторождений является их столбчатость. Поэтому излагаемые рассуждения о генезисе туфов месторождений Макарашен и Гайдарлы в основном применимы к туфам еревано-ленинаканского типа в целом.

Основываясь на собранном нами фактическом материале, мы здесь остановимся лишь на таких моментах как вопрос о местоположении центров извержений вулканического материала, их природе и характере пере-

движения. Как известно, относительно этих вопросов имелись различные высказывания.

Относительно характера передвижения вулканического материала существуют две точки зрения: первое, что они являются игнимбритами, т. е. отложениями из огромных туч сильно раскаленных мелких обломков [1, 4], и второе, что это пирокластический вулканический материал, перенесенный на большие расстояния и наподобие снега покрывающий почву равномерным слоем [2].

В первом случае извержение имеет ареальный—многовходной характер, а во втором материал извергается из единого центра.

Территориальная обособленность Макарашен-Гайдарлинского месторождения и отсутствие туфов в примыкающих к месторождению участках, находившихся в подобных же геоморфологических условиях, говорят в пользу принадлежности их к самостоятельным центрам извержений, расположенным в непосредственной близости от места нынешнего их залегания.

Высказанное мнение подтверждается также следующими фактами. Первым из этих фактов является состав и характер содержащихся в туфах обломков инородных пород. Среди обломков инородных пород, входящих в состав туфов Макарашен-Гайдарлинского месторождения, имеются обломки порфиритов и мергелистых известняков, т. е. обломки пород, которые пользуются широким распространением в районе месторождения и не встречаются в аналогичных туфах, расположенных вне исследованного района. Этот факт полностью отрицает возможность осаждения вулканического материала наподобие «обильного снегопада», а также точку зрения о том, что все туфы еревано-ленинаканского типа являются продуктами одного центра извержения. Сам факт совместного присутствия легкого—тонко распыленного пеплового материала и тяжелых — грубых обломков лав, т. е. отсутствие сортированности в вулканическом материале, отрицает возможность их длительного воздушного переноса. Такое явление, скорее всего, говорит о передвижении вулканического материала с большой скоростью на небольшие расстояния.

Большинство исследователей в настоящее время придерживается той точки зрения, что вулканические туфы еревано-ленинаканского типа образовались путем спекания или агглютинации пирокластических, вязких частиц. Наличие столбчатой отдельности подтверждает мнение о высокой температуре осажденного кластического материала, достигавшего полувязкого состояния.

На примере описанного нами месторождения мы видели, как плотные туфы с хорошо выраженной столбчатой отдельностью постепенно фациально переходят в туфы со слабо выраженной столбчатой отдельностью и далее в туфовые пески.

Туфовый песок, как мы отметили, представляет неспекшийся вулканический материал.

Наличие туфовых песков по краям покрова туфов дает возможность судить о направлении и форме движения вулканического материала.

Нам кажется, что вулканический материал двигался по направлению русла реки в виде огромной раскаленной тучи, содержавшей в себе во взвешенном состоянии раскаленный полузатвердевший кластический материал.

Сильная насыщенность этой тучи пирокластическим материалом могла напоминать движение раскаленного песчаного потока. Предполагаемый песчаный поток, двигаясь по руслу реки с покатыми склонами, стягивался вниз, обусловливая постепенное уменьшение мощности по флангам и создавая этим самым условие для быстрого остывания пирокластического материала по краям потока.

О скорости движения раскаленного песчаного потока мы можем судить по примеру современных извержений.

Известно, что при катмайском извержении 1912 г., описанном Феннером [3], скорость движения раскаленных туч достигала 150 м/сек.

Интересно отметить, что в основании туфовых песков, залегающих под плотными туфами Макарашенского месторождения, имеется большое количество разнородных крупных обломков—продуктов выветривания слагающих район пород, которые могли бы быть перехвачены движущейся тучей или песчаным потоком и смешаны с общей массой вулканического материала лишь при сильном и напористом движении потока.

По перехваченным песчаным потоком обломкам можно судить также о пути, пройденном вулканическим материалом, что, в данном случае, судя по составу обломков, он был расположен в непосредственной близости от месторождения.

По обломкам андезито-дацитовых пород в туфах мы можем определить приблизительное местоположение центра вулканической деятельности.

Обломки андезито-дацитовых лав, принимающие участие в составе туфов, имеют остроугольные формы без следов окатанности и отличаются своей светлосерой окраской, полной свежестью и стекловатой структурой.

Под микроскопом для них характерна микролитовая структура местами с субпараллельным расположением плагиоклазовых микролитов. Микролиты темноцветных минералов играют незначительную роль, имеются отдельные вкрапленники плагиоклазов. Эти лавы, обломки которых встречены в туфах, удалось обнаружить лишь на участке, расположенном юго-западнее с. Гайдарлы, на левом берегу р. Байдак, в виде нескольких небольших конусов. Здесь же на самом берегу реки занимают значительную площадь вулканические брекчии из черных стекловатых лав, обломки которых также встречаются в туфах.

Минералогическое, петрографическое и химическое сходство обломков андезито-дацитовых лав из туфов с лавами указанных конусов не оставляет сомнений, что если даже выбросы пирокластического материала происходили не из одних и тех же центров, то они во всяком случае происходили из одной и той же зоны разломов.

В конце данной главы мы считаем нужным остановиться несколько на вопросе о белых пемзовых песках, залегающих над туфовыми песками.

Как известно, относительно происхождения белых пемзовых песков, встречающихся часто под туфами, определенного мнения не существует.

Наши наблюдения в этом отношении подтверждают точку зрения А. И. Месропяна [2], согласно которой образование туфовых песков происходит в бассейнах со стоячей водой, где пемзовые частицы туфовых песков, благодаря небольшому объемному весу, отсортировывались и всплывали на поверхность воды.

И действительно, пемзовый песок под туфами наблюдается там, где имеются туфовые пески, а последние образуются в водных бассейнах в результате быстрого охлаждения, что исключает их спекание. Наличие туфовых песков и прослоя пемзового песка под макарашенскими туфами дает основание предполагать, что формирование макарашен-гайдарлинских туфов также происходило в застойном водном бассейне, что могло образоваться временной запрудой долины реки вулканическим материалом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Заварицкий А. Н.—Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1947.
2. Месропян А. И.—О генезисе четвертичных туфов Армении. Изв. АН Арм. CCP, т. IV, № 4, 1951.
3. Fennell C. N.—The Katmai Region, Alaska at the Great Eruption of 1912. Fourn. of Sed., vol. XXIII, № 7, 1920.
4. Marshall P.—Acid rocks the Taupo—Rotorua district. Roy. Soc. New Zeal., vol. 64.

В. А. АВЕТИСЯН и Э. Г. МАЛХАСЯН

ГЕОЛОГО-ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УЧАСТКА
ВЫХОДА СЕРНИСТОГО МИНЕРАЛЬНОГО ИСТОЧНИКА В
ВЕРХОВЬЯХ БАССЕЙНА Р. АРПА

В бассейне верхнего течения р. Арпа значительное распространение имеют интенсивно измененные породы. Изменение этих пород выражается в их алунитизации, пиритизации, каолинизации, окварцевании и т. д. На ряде участков констатированы выделения серы, гипса, медного купороса, а также интенсивное заохрение пород.

В геологическом строении верховьев бассейна р. Арпа принимают участие андезиты, порфириты и туфообломочные породы, которые на отдельных участках перекрываются туфобрекциями и туфоконгломератами. О возрасте этих пород имеются разноречивые взгляды, часть исследователей относит их к эоцену, другая же — к олигоцену.

Описываемый участок расположен на юго-западном крыле крупной пологой складки общекавказского простирания, осложненной сбросовыми нарушениями. Одно из нарушений проходит через курорт Джермук, простираясь на северо-восток по течению р. Арпа. К нему приурочены полоса гидротермально измененных пород и выходы целого ряда минеральных вод, среди которых наиболее интересными являются сернистые источники, расположенные на расстоянии 8—10 км к северо-востоку от курорта.

Комплекс измененных пород, объединяющий туфогены эоцена и окварцованные породы олигоцена (?), пользуется широким распространением в пределах левобережного плато бассейна верхнего течения реки Арпа.

Воды, связанные с указанным комплексом пород, относятся к сульфатнонатриевому типу и характеризуются следующими гидрохимическими показателями:

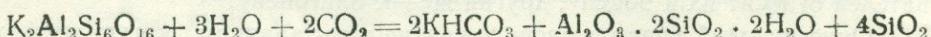
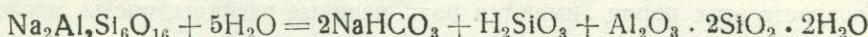
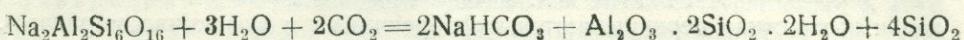
№№ п/п.	Σr	Cl % экв.	SO_4'' % экв.	$Na - Cl$ SO_4	SO_4 Cl	Класс	Na_2SO_4	$CaSO_4$	Группа	Под- группа
1	12,46	9,0	41,0	0,7	4,5	S ₁	60,0	16,0	сульф.	натриев.
2	12,48	9,8	40,2	0,8	4,2	S ₁	63,4	17,0	"	"
3	11,58	1,7	44,8	0,008	26,0	S ₂	3,4	72,4	"	кальциев.
4	4,52	4,4	45,6	0,2	4,4	S ₂	16,4	74,8	"	"

В составе вод №№ 1, 2, 4 отсутствует гидрокарбонат-ион—обычный доминирующий компонент слабоминерализованных вод зоны свободного водообмена.

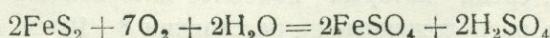
Рассматриваемый комплекс питается водами андезито-базальтовых лав. Воды последних имеют слабую минерализацию и принадлежат к гидрокарбонатнокальциевому типу, между тем эти воды, поступая в комплекс измененных пород, резко повышают минерализацию и претерпевают интенсивную метаморфизацию ионного состава, обогащаясь сульфатами щелочей и щелочных земель. Обогащение сульфатами, в данном случае, происходит в основном за счет взаимодействия вод с каолинизированными и пиритизованными гидротермально измененными породами. Вероятно, что материкиевые полевошпатовые породы под воздействием сернокислых и углекислых гидротермов были сначала глубоко обработаны.

В результате этих процессов коренные полевошпатовые породы в довольно широкой полосе, большей частью скрытой под лавовыми покровами, интенсивно изменены, местами превращены в каолинит.

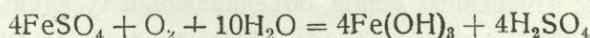
Разрушение полевых шпатов, повидимому, происходило по следующей схеме:



Одновременно под воздействием атмосферного кислорода и воды происходило окисление сульфидов, которое приводило к образованию серной кислоты:



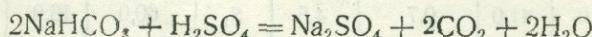
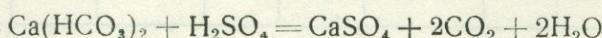
Сульфат железа, в свою очередь, окисляется по реакции:



Образующийся Fe(OH)_3 вследствие весьма малой растворимости (при $\text{pH}=4$ около 0,05 мг/литр) вероятно коагулируется (выпадает в осадок вместе с коллоидными частицами кремневой кислоты).

Действительно, значение pH в водах №№ 1, 2 и 4 колеблется от 4,2 до 4,4, а содержание SiO_2 —от 24,2 до 60,2 мг/л.

С другой стороны, поступающая в воду серная кислота энергично вступает во взаимодействие с карбонатами щелочей и щелочных земель, образуя их сульфаты с выделением углекислого газа:



Интенсивность течения указанных процессов в кислой среде в основном объясняется отсутствием гидрокарбонат-иона в водах родников №№ 1, 2, 4, который, как указывалось, не превышает 4,4.

Наибольший интерес представляют воды родников №№ 1, 2, выделяющие сероводород; последний, окисляясь у выхода, образует сернистый осадок в виде студенистой массы желтовато-белого цвета. На некотором удалении от выходов источники отлагают охристую массу—минеральную грязь.

Химические анализы этих отложений минеральных источников, проведенные в ИГН АН Арм. ССР аналитиками С. Дехтирян и Г. Джрабашян, установили наличие следующих компонентов:

Компоненты	Сернистый осадок у мин. источника	Охристая масса у мин. источника
SiO_2	61,85	29,7
TiO_2	0,49	0,55
Al_2O_3	21,78	сл.
Fe_2O_3	0,27	55,18
FeO	0,27	0,18
MnO	—	—
MgO	0,27	0,45
CaO	0,54	0,27
K_2O	1,19	0,16
H_2O	—	3,05
п. п. п.	—	10,58
S	13,14	—
SO_3	0,39	—
Сумма	100,45	100,2

Сернистые минеральные источники расположены у юго-западного подножья выс. 2958,6 на левобережном плато ущелья р. Арпа. Наиболее водообильный выход расположен на высоте 15—20 м над руслом ручья, протекающего в 100 метрах южнее источников.

Вода источников выходит из демовиального покрова склона горы, сложенной туфобрекчиями, вторичными кварцитами и андезитами. Вода отдает сильным запахом H_2S , вкус неприятный, цвет прозрачный. У выхода источника образуется сернистый осадок в виде хлопьев. Весь склон ниже выходов вод покрыт охрой красно-бурового цвета, местами развиты илистые массы, которые, как и сама вода, могут иметь лечебное значение. Температура воды—8—9°С.

На участке выхода минеральных источников встречен ряд минералов,

изучение которых дает основание предполагать, что своим образованием они обязаны деятельности минеральных вод.

Подобные минералы и сернистые образования минеральных вод встречены впервые.

Образующаяся у выхода минерального источника сернистая масса бело-сероватого цвета под микроскопом имеет аморфный вид, содержит следующие компоненты (в %):

Al_2O_3 —13,35	TiO_2 —0,07
Fe_2O_3 — 6,45	CaO —0,40
SO_3 —36,99	K_2O —следы

Недалеко от источника происходит скопление заокрепленной массы, имеющей желтовато-железистый оттенок.

Под микроскопом в основном имеет аморфный характер, однако среди аморфной массы встречаются мелкие кристаллы тригональной формы. В этой массе обнаружены следующие компоненты (в %)¹:

SiO_2 —29,70	FeO —0,55
Fe_2O_3 —55,18	MgO —0,45
SO_3 —2,55	CaO —0,27
Al_2O_3 —следы	H_2O —3,05
K_2O —0,16	п.п.п.—10,58

Встречающиеся кристаллики мелкозернистые, в HCl растворяются. Минерал одноосный, отрицательный (?). Двупреломление высокое, минерал оптически трудно определим, однако имеющиеся константы позволяют относить его к ярозиту (?).

В нескольких десятках метров к югу от минерального источника происходит скопление самородной серы, гипса, медного купороса, цеолитов и алюнита.

Среди указанных образований наибольшее распространение имеют скопления самородной серы, представленные в сплошных землистых массах различных оттенков желтого цвета. Блеск жирный. Минерал перед паяльной трубкой плавится и дает пламя голубоватого цвета с выделением запаха SO_3 .

В этих же образованиях встречаются тонкопризматические кристаллики гипса. Игольчатые кристаллики имеют длину 3—4 мм., ширина их в поперечнике не превышает 0,5 мм. Минерал белого цвета, отдельные кристаллы часто водяно-прозрачны с стеклянным блеском.

Под микроскопом минерал бесцветный, двусочный, положительный ($+2V=54^\circ$), двупреломление очень низкое ($\text{Ng}-\text{Np}=0,009$), $n=1,52$, т. е. рельеф отрицательный.

Образования гипса покрыты тонким налетом медного купороса, имеющего светлоголубоватый цвет. Прилипает к языку.

В описываемых образованиях минерального источника подчиненное

¹ Все анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками С. Дехтрикян и Г. Джрабашян.

значение имеют прожилки алуминита и отдельные кристаллы цеолита в измененных жилах и прожилках. Алуминит— $[Al_2(OH)_4(SO_4) \cdot 7H_2O]$ встречается в виде небольших прожилок мощностью в 1—2 см. Прожилка представлена плотной массой иногда с натечной поверхностью. Минерал белого цвета, излом землистый, прилипает к языку, твердость не превышает 1—2, под микроскопом двуосный, положительный ($+2V=75^\circ$)

$$c\text{ Ng} = O \quad Ng - Np = 0,013, \quad n = 1,47$$

Цеолиты представлены филлипситом $[(K_2Ca)(Al_2Si_4O_10) \cdot 4,5H_2O]$, который встречается в виде отдельных вкрапленников. Минерал имеет красный цвет со стеклянным блеском. Твердость $\approx 4—5$. В HCl растворяется с выделением студенистого вещества. Под микроскопом имеет очень низкое двупреломление, $n=1,48$, $cNg=15^\circ$. Минерал двуосный, положительный, иногда встречается в виде двойников (под микроскопом).

Как с практической, так и с научной точек зрения большой интерес представляет образование каолиновой глины путем воздействия сульфатных растворов на миоценовые андезиты и андезито-трахиты.

По условиям залегания, минералогическому и химическому составу, а также физическим свойствам, образующийся в районе минерального источника каолинит существенно отличается от каолинита, образующегося поверхностным выветриванием. Породы здесь каолинизировались на площади радиусом около 50—75 м.

Специальные петрографические работы по глинам не проводились. Примерный минералогический состав следующий: кварц, полевые шпаты, рудный минерал.

В химическом составе глин обнаружены следующие окислы:

SiO_2 —58,02	58,90	MgO —0,66	0,45
TiO_2 —0,73	0,82	CaO —0,25	0,27
Al_2O_3 —21,49	21,50	K_2O —0,53	0,84
Fe_2O_3 —5,97	6,37	H_2O —1,69	0,72
FeO —0,42	0,07	п.п.п.—9,85	10,10

Описываемые глины пластичны.

Образование описанных выше минералов: ярозита (?), самородной серы, гипса, алуминита и цеолитов происходило, повидимому, как из самой воды минерального источника, так и из газовых отщеплений растворов, имеющих, по всей вероятности, непосредственную связь с минеральной водой.

В результате взаимодействия с породами, через которые проходят растворы, создаются благоприятные условия для образования некоторых коллоидных растворов.

Существенную роль в отложении веществ из коллоидных растворов, повидимому, играют так называемые полупроницаемые преграды, которые пропускают только растворитель или растворитель и некоторые растворенные вещества, остальные же растворенные вещества не проходят.

Выпадение вещества из коллоидных растворов происходит преимущественно путем коагуляции, в результате чего образуются микроскопически аморфные осадки.

Как известно, этот процесс в основном обусловлен выделением из растворов сероводорода, который рассматривается как один из главнейших стабилизаторов коллоидных частиц сернистых соединений. Выделение сероводорода из раствора является следствием резкого уменьшения порциального давления. От степени интенсивности изменения порциального давления сероводорода зависит интенсивность коагуляции коллоидных частиц.

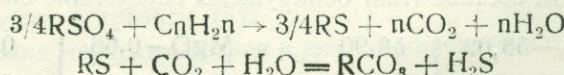
Необходимо отметить, что характерной особенностью вод, дренирующих комплекс измененных пород в районе верховьев р. Арпа, является выделение сероводорода.

Небезынтересно отметить, что запахом сероводорода отдает не только вода, но и сами измененные породы, причем во многих обнажениях, защищенных от воздействия атмосферных вод, на поверхности глыб окварцованных пород отмечаются сернистые натеки; последние образуются, повидимому, в результате окисления сероводорода:



Остается выяснить процесс образования H_2S .

По современным представлениям, сероводород образуется в процессе восстановления сульфатов под воздействием органического вещества в анаэробных условиях или десульфирующими бактериями по следующей схеме:



Такой процесс свойственен глубоким горизонтам земной коры, морским бассейнам и водам нефтяных месторождений.

В нашем случае предполагать наличие подобных факторов нет оснований, т. к. водовмещающие породы не принадлежат к фациям нормальных морских осадков, богатых органическим веществом.

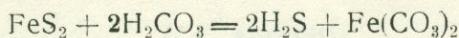
Следует указать, что вопрос образования сероводорода в условиях распространения изверженных пород почти не изучен, поэтому нами приводятся только лишь предположения:

а) Так как район выхода сернистых минеральных источников расположен в области недавно погасшего вулканизма, то возможно, что по дизъюнктивным нарушениям наряду с CO_2 выделяются некоторое количество H_2S и другие соединения серы.

б) Не исключена возможность, что органические соединения в виде продуктов разложения поступают из глубоко залегающих осадочных толщ, повидимому, богатых битуминозным веществом.

Такими отложениями могут оказаться нормально осадочные образования палеозоя и мезозоя (?). Путями проникновения восстанавливющих веществ могут служить дизъюнктивные нарушения.

в) Наконец, возможно, что в природной обстановке в среде измененных каолинизированных, пиритизованных пород, которые интенсивно обработаны гидротермами, присутствуют неизвестные нам соединения (катализаторы), которые могли бы способствовать выделению непосредственно из сульфидов и сульфатов, например, по схеме:



Правда, угольная кислота очень слабая, но может быть, при значении $\rho\text{H} < 4$ она сильно активизируется.

В Армении сернистые источники крайне редки, поэтому дальнейшее изучение описанных источников и связанных с ними минеральных образований представляет большой научный, а возможно и практический интерес.

Ц. Г. АКОПЯН

МАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОРНЫХ ПОРОД РАЙОНА
КУРОРТА ДЖЕРМУК (АРМ. ССР) И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ПРИМЕНЕНИЯ МАГНИТОРАЗВЕДКИ К ГЕОЛОГИЧЕСКОМУ ҚАР-
ТИРОВАНИЮ В УСЛОВИЯХ ШИРОКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ
ЛАВОВЫХ ПОКРОВОВ

1

Магниторазведка основана на различии магнитных свойств горных пород и выявляет аномалии земного магнитного поля, обусловленные неоднородностями геологического строения.

Магнитные свойства горных пород характеризуются величиной магнитной восприимчивости (χ) и вектором остаточного намагничения (I_r). Интенсивность намагничения I_r состоит из суммы двух векторов I_i и I_r , где I_i — индуцированное намагничение, обусловленное современным магнитным полем земли, I_r — интенсивность остаточного намагничения, сохранившегося от намагничения породы в древние геологические времена.

На основании большого фактического материала, обобщенного в работе [1], нами установлено, что:

1. В условиях Армянской ССР, где широко развиты молодые эфузивы в виде лавовых потоков и покровов различных генераций, остаточное намагничение горных пород является важным определяющим фактором формирования аномального геомагнитного поля.

2. Направление вектора I_r , как правило, не совпадает с направлением I_i , следовательно, для вычисления интенсивности намагничения I необходимо I_r и I_i суммировать не арифметически, а векториально ($\vec{I} = \vec{I}_r + \vec{I}_i$).

3. Изверженные породы позднетретичного и четвертичного возрастов Армянской ССР намагниченны косо (в частном случае обратно) по отношению к земному полю.

При ведении магниторазведочных работ в районе курорта Джермук, где исключительно широко развиты молодые эфузивы, возникала необходимость проверить либо уточнить вышеуказанные положения в конкретных геологических условиях и получить новые данные по магнитным свойствам пород района для правильного геологического истолкования геофизических данных.

Из района исследования были собраны ориентированные образцы и исследованы их магнитные свойства на полевом магнитометре типа М—2.

Вычисление произведено по формулам [5].

$$\chi' = \frac{[0,5(n_1 + n_2) - n_0]\varepsilon r^3 \cdot 10}{2Hv} \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$$

$$I_{rx} = \frac{0,5(n_1 - n_2)\varepsilon r^3 \cdot 10}{2v} \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$$

$$I_r = \sqrt{I_{rx}^2 + I_{ry}^2 + I_{rz}^2} \quad \varphi = \operatorname{arctg} \frac{I_{ry}}{I_{rx}} \quad \psi = \operatorname{arctg} \frac{I_{rz}}{\sqrt{I_{rx}^2 + I_{ry}^2}},$$

где ε —цена деления магнитометра в гаммах

v —объем образца в кубических сантиметрах

H - z —намагничивающее поле, которое принято равным 0,4 эрстеда.

n_0 —отсчет по шкале без образца

n_1, n_2 —отсчеты по шкале при наличии образца

I_{rx}, I_{ry}, I_{rz} —проекции I_r на соответствующие оси

φ —азимут вектора I_r , ψ —угол наклона I_r от горизонта.

При вычислениях χ , I_r коэффициент размагничивания (N), который зависит от формы образца, не учитывается, так как в большинстве случаев оказалось $\chi < 5000 \cdot 10^{-6}$ и $\chi N \ll 1$.

Результаты исследования показывают, что магнитные свойства эфузивных пород района курорта Джермук колеблются в довольно широких пределах от 0 до $7500 \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$ для χ и от $500 \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$ до $17000 \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$ для I_r , составляя в среднем $2300 \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$ для χ , $4000 \cdot 10^{-6} \text{CGSM}$ для I_r .

Отношение $\frac{I_r}{I_i} = 5$; колеблется в интервале от 1 до 21.

Магнитные свойства интрузивных пород так же, как эфузивов, колеблются в широких пределах χ от $600 \cdot 10^{-6}$ до $6000 \cdot 10^{-6}$, I_r от $300 \cdot 10^{-6}$ до $1200 \cdot 10^{-6}$, составляя в среднем $\chi = 3700 \cdot 10^{-6}$, $I_r = 800 \cdot 10^{-6}$, $I_r : I_i = 0,6$.

В молодых андезито-базальтовых лавах (лавы типа В, Д) ось намагничения направлена сверху вниз, угол наклона вектора I_r от горизонта составляет около 45° , т. е. эти породы намагниченны нормально (косо) по отношению к земному полю.

Интрузивные породы района, судя по очень ограниченному количеству образцов (5 штук), показывают нормальную полярность (за исключением одного образца, показывающего обратную полярность).

Теперь вернемся к вопросу о характере и природе намагничивания пород района исследования.

Природа остаточного намагничения изучена еще недостаточно. Однако можно было предполагать, что в нашем случае, при прохождении во время остывания одного и того же интервала температур и намагничивания в неизменном земном поле, все участки покрова должны были намагничиваться одинаково и отношение $\frac{I_r}{I_i}$ должно быть достаточно близким у всех образцов.

Величина $\frac{I_r}{I_i}$ для лав типа Д в большинстве случаев составляет около 3—5, а в трех случаях достигает и больших значений, как 10, 11, 21.

Для лав типа В отношение $\frac{I_r}{I_i}$ в большинстве случаев составляет 13—14, для отдельных образцов — 3—4, а для двух образцов — 0,8, т. е. меньше единицы.

Для ряда образцов интрузивных пород $\frac{I_r}{I_i}$ колеблется в пределах 1,4—2,4, а в большинстве случаев составляет около 0,4.

Из приведенного материала мы должны вывести заключение о том, что условия намагничивания отдельных участков лавовых потоков и интрузивных массивов, представленных в нашей коллекции, были в значительной степени различны. Наиболее вероятно, что земное магнитное поле все же оставалось на протяжении охлаждения лавовых потоков и кристаллизации интрузии неизменным, различными же оказались температурные условия [4].

Большое значение, повидимому, могли иметь усложняющие влияния, вносимые в намагничающее поле неравномерным остыванием лавового потока или интрузивного массива, как, например, прохождение ферромагнитных примесей через точку Кюри при индуктивном воздействии несколько ранее остывших участков лавового потока или массива [1]. Таким образом, различия в значениях отношения $I_r : I_i$ для отдельных групп исследованных образцов позволяют вывести заключение о неоднородности природных условий намагничивания, существовавших в период остывания отдельных интрузивных и эфузивных тел или участков, представленных указанными образцами. Можно предположить, что неравномерность остывания этих лав или интрузивных тел при их образовании и явилась основной причиной неоднородного намагничивания. Однако при определении магнитного поля, создаваемого намагниченными породами, с достаточной для практики точностью можно считать, что все породы как слабо магнитные, так и сильно магнитные намагничиваются однородно.

В наших исследованиях по магнитным свойствам пород района курорта Джермук особый интерес представляет азимут вектора интенсивности намагничения (I_r).

Определив величину и направление вектора интенсивности намагничения I как геометрическую сумму двух векторов I_r и I_i , мы попытались изобразить его на плане и сопоставить с направлением движения лавового потока.

Из сопоставления яствует, что в большинстве случаев азимут вектора I для андезито-базальтовых лав (лавы типа Д) колеблется в интервале от 120° до 180° , составляя в среднем 150° . Зная направление движения этих лав (азимут простирания 230°), т. е. лавы типа Д стекали с СВ на ЮЗ, мы устанавливаем, что эти лавы при остывании намагничивались в маг-

нитном поле земли примерно перпендикулярно к направлению движения потока (угол между вектором I и осью простирации лав составляет 80°). Кроме того, вектор I всегда наклоняется от направления движения лав влево при широтном простирании лав и совпадает с направлением движения лав при меридиональном его простирании. Следует отметить, что точно такое же соотношение между направлением движения лав и азимутом вектора I мы наблюдали как в Приереванском районе Армянской ССР на гарнинском потоке андезито-базальтовых лав (лавы типа Е), так и на Лорийском плато, бассейны рек Дзорагет и Дебет. Если в дальнейшем нам удастся и на других участках Армянской ССР наметить такую же ясно выраженную связь между азимутом вектора I и направлением движения лав, то появится возможность судить о направлениях движения лавовых потоков и наметить их вероятные центры излияния путем измерения азимута вектора I этих пород. Это дало бы возможность произвести корреляцию отдельных территориально разобщенных лавовых потоков, что имеет важное значение в геологии.

2

При производстве магнитометрических работ, с целью геологического картирования в условиях широкого распространения эфузивных пород, в виде лавовых покровов существенные (первостепенные) значения приобретают такие факторы, как характер намагничения эфузивных пород, пересеченный рельеф местности и др.

Рассмотрим, как влияют эти факторы, каждый в отдельности, на результаты магниторазведки в данных конкретных геологических условиях Джермука.

1. Характер намагничения эфузивных пород

В районе курорта широко развита мощная толща вулканогенных пород эоцен-олигоцена (?) и андезито-базальтовых лав четвертичного возраста. В пределах курортного участка лавы типа В покрывают высокое холмистое плато, расположенное над основной правобережной курортной площадкой. Мощность покрова достигает до 150 м.

Лавы типа Д изливались из вулканического конуса, расположенного на СВ окраине курортного участка и, заполнив древнее ущелье реки, образовали правобережное плато и современный каньон реки Арпа. Мощность покрова достигает до 65 м. Кроме того, в районе развиты интрузивные породы—гранодиориты, кварцевые диориты и габбро-диориты.

Магнитное поле над указанными породами характеризуется в основном положительными значениями за различной интенсивности и площадью распространения. Этот факт находится в прямой связи с характером намагничения этих пород, а именно: эфузивные и интрузивные породы района исследования характеризуются нормальным намагничением, т. е. вектор остаточного намагничения направлен сверху вниз, и поэтому над этими породами наблюдаются положительные аномалии.

Следовательно, характер намагничения пород является исходным фактором для геологического истолкования магнитометрических данных, ибо он дает возможность разобраться в природе тех или иных аномалий и прийти к более правильному решению геологической задачи.

В качестве примера вычислим магнитное поле над лавами типа Д, слагающимися лавовое плато курортного участка.

В данном случае намагниченное тело (лавовый поток) можно уподобить горизонтальному пласту бесконечного простирания и большого распространения в глубину.

Вертикальная составляющая магнитного поля таких тел определяется уравнением [5]

$$Z = 2I \left[\operatorname{arctg} \frac{x+b}{R} - \operatorname{arctg} \frac{x-b}{R} \right],$$

где I —интенсивность намагничения

$2b$ —ширина лавового потока

R —глубина залегания потока

при $2b \gg R$, что имеет место в данном случае

$$Z_a \approx 2\pi I.$$

В нашем случае для лавы типа Д I составляет в среднем $3900 \cdot 10^{-6}$ CGSM.

$$Z_a = 2,314 \cdot 3900 \cdot 10^{-6} \approx 2450 \text{ гамм.}$$

Фактически на плато наблюдаются положительные аномалии со средней интенсивностью 2500—2600 гамм.

Таким образом, из сопоставления наблюденных и вычисленных (по данным определения магнитных свойств) величин ясствует, что порядок возможной аномалии на плато одинаков, а это означает, что геологическая задача в данном случае решена правильно.

2. Горный пересеченный рельеф местности

Нами на основании большого количества фактического материала, собранного из различных районов Армянской ССР, доказано, что рельеф местности резко сказывается на данных магниторазведки во всех тех случаях, когда местность сложена существенно магнитными породами [2].

Рассмотрим этот вопрос применительно к конкретным условиям района курорта Джермук. Участком для специальных работ (изучения влияния рельефа местности на поле Z_a) был выбран каньон реки Арпа, потому что именно здесь возможно было наблюдать закономерности изменения аномального магнитного поля Z_a по крутым склонам в зависимости от места стояния прибора относительно верхней и нижней поверхности лав.

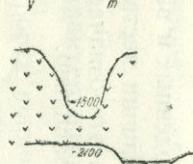
В результате работ (фиг. 1) установлено, что всегда у краев ущелья на плато над лавовым потоком наблюдается положительная ано-

МАГНИТНАЯ МИКРОСЪЕМКА В УЩЕЛЬИ РЕКИ АРПА НА УЧАСТКЕ НУРОРТА ДЖЕРМУК

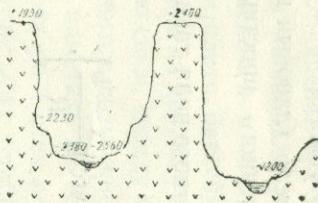
Вертикальный масштаб
1 км

Составил Ц.Б. ЖАДИН

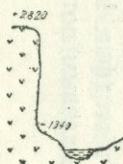
М а р ш р у т II



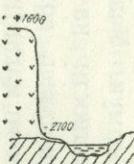
М а р ш р у т II



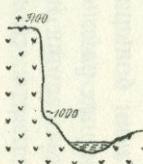
Профиль A



Профиль B



Профиль C



Профиль D



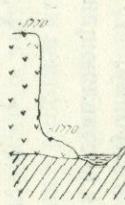
Профиль E



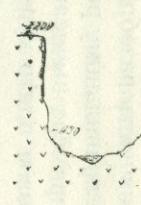
Профиль F



Профиль G



Профиль H



Лавы типа А

Лавы типа В

Вулканическая лава юрского

взгляд в гаммах

Ф.Г. 1

малия, а в ущелье, у подножья лавового потока,—отрицательная аномалия.

Возникновение отрицательных аномалий в ущелье обусловлено характером намагничения лав, слагающих каньон ущелья, и вызвано тем, что прибор находится под действием нижнего (северного) полюса намагниченного тела. Поэтому все отрицательные аномалии, которые отмечены в ущелье реки Арпа и ее притоков на участке курорта Джермук, самостоятельного значения не имеют. Они обусловлены лавовым покровом, слагающим правобережное плато курорта Джермук.

Очень наглядным примером в этом отношении может служить магнитный профиль—II (фиг. 1), который дважды пересекает ущелье реки Арпа в силу пересеченности местности.

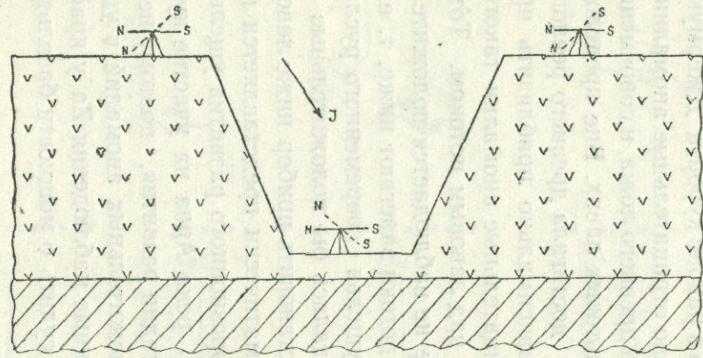
На этом профиле отчетливо видно, как пересеченность рельефа обуславливает возникновение аномалий обоих знаков. Совершенно очевидно, что не будь ущелья, дающего возможность установить прибор у подножья лавового потока, не появились бы отрицательные аномалии.

Следовательно, горный пересеченный рельеф местности, если участок сложен существенно магнитными породами, что имеет место в нашем случае, сильно влияет на поле и существенно искажает магнитное поле района, поэтому необходимо сказанное иметь в виду при производстве магниторазведочных работ в подобных условиях. Чтобы исключить искажающее влияние рельефа на поле Za, необходимо в поле, в процессе магнитной съемки, учитывать рельеф района, наносить точки стоянки прибора на топокарту, а в полевых журналах сделать соответствующие зарисовки. Это даст возможность разобраться в природе полученных аномалий и исключить из дальнейших построений аномалии, вызванные рельефом местности. Тот факт, что в районе курорта Джермук, в ущелье р. Арпа, наблюдаются исключительно отрицательные аномалии, объясняется тем, что здесь эрозия не достигла древнего ложа, и современная река Арпа течет целиком в андезито-базальтовых лавах. Вне пределов курорта во всех тех случаях, когда эрозия достигала древнего речного ложа и тем самым имелась возможность максимально приблизить прибор к нижнему полюсу, наблюдались отрицательные аномалии такого же порядка, как положительные аномалии над лавовым потоком. Тот установленный факт, что в ущелье реки нигде не наблюдается положительная аномалия, говорит о том, что лавовые потоки залегают ниже, т. е. лавы еще продолжаются глубже под дно ущелья современного русла реки. В противном случае в ущелье наблюдались бы положительные аномалии, так как была бы возможность установить прибор ниже лавового потока.

Вышесказанное схематически представляется на фиг. 2, показывающей различные стадии эрозионного развития ущелья р. Арпа.

В настоящее время река Арпа на участке курорта Джермук находится в своей первой стадии развития, поэтому не обеспечиваются условия возникновения положительных аномалий в ущелье. Следует отметить, что, используя данные наблюдения Za у краев ущелья на плато и в самом ущелье, можно судить о мощности базальтового покрова.

I СТАДИЯ РАЗВИТИЯ УЩЕЛЬЯ Р. АРПА

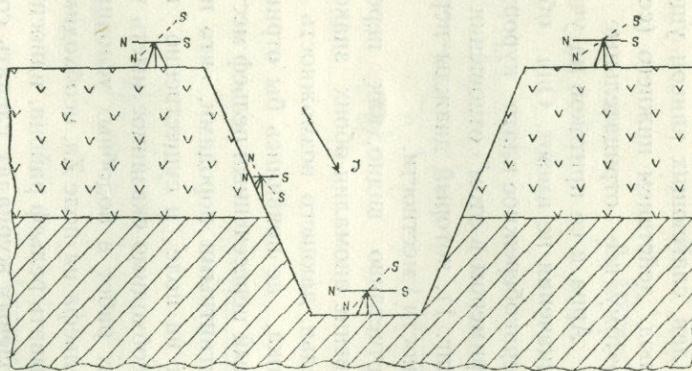


Четвертичные лавы

Вулканогенная толща зефана

Фиг. 2

II СТАДИЯ РАЗВИТИЯ УЩЕЛЬЯ Р. АРПА



Область намагничивания лав

В заключение отметим, что в условиях широкого распространения эффузивных магнитных пород характерной особенностью магнитного поля является ее своеобразная форма, полосовой характер, вытянутость в определенном направлении. Между тем характерной особенностью магнитного поля интрузивных тел является ее более или менее правильная, изометрическая форма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акопян Ц. Г.—О магнитных свойствах горных пород Армении. Труды Тбилисского геофизического института, том XIV, 1955.
2. Акопян Ц. Г.—Влияние рельефа местности на поле Земли в связи с характером намагничения эффузивных пород. ДАН Арм. ССР, том XXI, № 3, 1955.
3. Акопян Ц. Г.—Об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского района и Лорийского плато. ДАН Арм. ССР, том XXI, № 5, 1955.
4. Берсудский Л. Д.—О зависимости магнитных свойств горных пород от количественного содержания ферромагнитных минералов. Материалы ВСЕГЕИ. Геофизика, сборник 13, Госгеолиздат, 1948.
5. Логачев А. А.—Курс магниторазведки. Гос. изд. геол. литературы, Москва, 1951.

Т. Г. АВАНЕСЯН

О СТРУКТУРЕ И ЭНЕРГИИ СЦЕПЛЕНИЯ АЛМАЗА, КРЕМНИЯ, ГЕРМАНИЯ И ОЛОВА¹

Вычисление энергии сцепления имеет большое значение для развития теории твердых тел. В этом отношении степень соответствия вычисленных значений с данными эксперимента показывает степень точности наших представлений о природе сил взаимодействия между элементарными частицами, составляющими кристалл того или другого элемента.

Имеющиеся вычисления энергии сцепления в основном относятся к простым случаям, таким, как щелочные металлы, их галоидные соли и гидриды, благородные газы в твердом состоянии. До настоящего времени нет точных вычислений для таких кристаллов как алмаз. С этой точки зрения в настоящей работе делается попытка установить структурные особенности алмаза, кремния, германия и олова, а также вычислить энергию сцепления кристаллических решеток.

Как известно, алмаз отличается высокой твердостью, диэлектрическими свойствами, в то время как остальные элементы—кремний, германий и олово обладают частично металлическими свойствами и проявляют характер полупроводимости.

Впервые Н. В. Белов [1] высказал предположение о том, что кристаллическая решетка алмаза состоит из ионов C^{4+} и C^{4-} . Подобная структура по законам квантовой механики непрерывно асциллирует в том смысле, что фиксированный как ион C^{4-} в следующий момент становится ионом C^{4+} и наоборот, таким образом, что межионное расстояние остается постоянным. Для подтверждения этих предположений Н. В. Белова попытаемся вычислить ионные радиусы и установить характер взаимодействия между ионами, определяющий энергию сцепления в кристаллической решетке.

В настоящее время в литературе фигурирует представление о том, что кристаллическая решетка отдельных химических элементов составляется из одинаковых ионов или атомов, при этом определяют атомные радиусы, равные половине межатомного расстояния. Это представление находится в принципиальном противоречии с действительностью в том отношении, что при наличии одинаковых атомов (ионов) нет достаточной причины для проявления феномена в данной среде. Действительно, свободный атом может существовать в ряде энергетических состояний,

¹ Печатая работу Т. Г. Аванесяна, редакция считает, что ряд ее положений является спорным.

каждый из которых характеризуется определенной энергией и определенным распределением электронов по возможным квантовым состояниям. Линии оптического и рентгеновского спектра свободных атомов обусловлены переходом атома из одного состояния в другое, а резкость этих линий является следствием определенности энергии, соответствующей каждому состоянию. При образовании кристалла из таких атомов нарушается структура их электронных оболочек, причем соединение этих атомов в кристалл обусловлено переходами электронов. Эти переходы, однако, возможны не между любыми электронными состояниями атомов. Для водорода, например, могут происходить переходы из d- в P- состояние или из P- в S- состояние, но не между двумя S- состояниями, а для главного квантового числа n при этом нет ограничений [2].

Определенность энергии в различных квантовых состояниях атомов может быть установлена вычислением ионных радиусов, соответствующих наивероятнейшему (максимуму) электронной плотности для данного состояния, что определяется резкостью оптических и рентгеновских спектров.

В работах [3, 4, 5] было показано, что для кристаллических решеток справедливо отношение

$$\frac{r}{a} = 0,216, \quad (1)$$

где r —ионный радиус, a —междудионное расстояние в \AA . Так как в решетках, кроме ближайшего расстояния, имеются и другие расстояния (до центра грани, центра куба и т. д.), то в зависимости от типа структуры будем иметь различные значения для r и a . В работе [3] было приведено выражение, определяющее энергию сцепления в виде

$$w = \frac{e^2(Z - Z')}{N \cdot 1,60 \cdot 10^{-12}} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \text{ эв}, \quad (2)$$

где Z —заряд ядра

Z' —количество оставшихся электронов (за вычетом валентных)
 $Z - Z' = z$, где z —валентность.

N —число ионов, приходящихся на кристаллическую решетку.
 $1,60 \cdot 10^{-12}$ —количество эргов, соответствующих одному электрон-вольту.

r_1, r_2 —радиусы ионов, находящихся в различных квантовых состояниях, определяющих валентность ионов.

e —заряд электрона, равный $4,8 \cdot 10^{-10}$ (абс. эл.-ст. ед.)

Подставляя соответствующее значение в уравнение (2), получим:

$$w = \frac{7,2z}{N} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \text{ эв}. \quad (3)$$

Теперь попытаемся по уравнению (1) определить ионные радиусы, а по уравнению (3)—энергию сцепления для алмаза и решеток перечисленных элементов.

Для алмаза постоянная решетка равна $3,56\text{\AA}$. Расстояние между

ближайшими соседями равно $1,54 \text{ \AA}$. Вычисляя радиусы по уравнению (1), получим: $r_1 = 0,33 \text{ \AA}$, $r_0 = 0,77 \text{ \AA}$. По Н. В. Бедову, радиус, равный $0,77 \text{ \AA}$, соответствует среднему значению радиусов ионов r_1 и r_0 , т. е. $(r_2 - 0,33) : 2 = 0,77$, откуда $r_2 = 1,21 \text{ \AA}$.

Следовательно, радиус иона r_1 равен $0,33 \text{ \AA}$, а иона $r_2 = 1,21 \text{ \AA}$. Из изображенных на рисунке 18 атомов в действительности лишь 8 принадлежат ячейке объема a^3 ($N=8$).

Подставляя соответствующее значение в уравнение (3), получим:

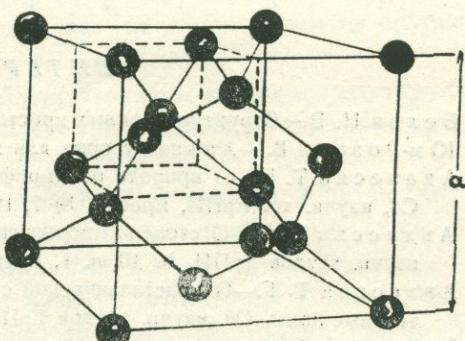
$$w = -\frac{7,2 \cdot 4}{8} \left(\frac{1}{0,33} - \frac{1}{1,21} \right) =$$

$= 7,8 \text{ эв или } 182 \text{ кал/атом}$. В то время как в литературе указывается значение энергии сцепления $(170 \div a)$ кал/атом [6] или $6-7 \text{ эв}$ [7].

Приведенные расчеты показывают, что электроны прочно связаны с парой ионов, чем и можно объяснить специфические свойства алмаза, а именно: высокую твердость и высокое электрическое сопротивление.

Для кремния, герmania и олова при аналогичных расчетах получаются хорошие результаты, если предположить $Z=3$. При этом предполагается, что в орбиту отрицательных ионов Si, Ge, Sn укладываются три электрона, а положительные ионы представляют собой Si^{4+} , Ge^{4+} , Sn^{4+} , следовательно, один электрон остается «свободным», чем и можно объяснить металлические свойства и характер электронной полупроводимости. Отсюда можно сделать весьма ценный вывод о том, что полуроводниками являются кристаллы, в решетках которых имеются и положительные, и отрицательные ионы, при наличии избыточных («свободных») электронов. Действительно, образование окислов SiO_2 , GeO_2 , SnO_2 указывает на легкость отрыва четвертого электрона у этих элементов. При образовании же отрицательных ионов Si^{4-} , Ge^{4-} , Sn^{4-} получались бы очень большие радиусы, откуда следует, что полученные нами радиусы отрицательных ионов соответствуют ионам Si^{3-} , Ge^{-3} и Sn^{-3} , вследствие чего кристаллы этих элементов приобретают характер электронной полупроводимости.

Из приведенных расчетов следует, что, определяя экспериментальным путем параметры решеток, можно вычислить ионные радиусы элементов, установить степень ионизации и вычислить энергию сцепления в кристаллических решетках.



Фиг. 1. Структура алмаза

Эле- мент	Решетка	Пара- метр A	r ₀ , Å		Близк. рас- стояние, Å	r ₁ рас- четн. Å	2r ₀ -r ₁ =r ₂ Å расчетн.	W, кал/атом	
			рас- четн.	экспери- мент.				рас- четн.	по друг. данным
C	Алмазная	3,561	0,77	0,77	1,54	0,33	1,21	182	170: a
Si	"	5,417	1,17	1,17	2,35	0,51	1,83	83	85
Ge	"	6,647	1,22	1,22	2,43	0,53	1,91	85	85
Sn	"	6,460	1,40	1,40	2,80	0,60	2,20	76	78

ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н. В.—Структура ионных кристаллов и металлических фаз, М., 1949.
2. Юм-Розери Б.—Атомная теория для металлургов, М. 1955.
3. Аванесян Т. Г.—О природе полиморфных прращений технического железа. Сб. научн. тр. ЕрПИ, Ереван, № 7, 1954.
4. Аванесян Т. Г.—О степени ионизации и энергии сцепления алюминия, Сб. научн. трудов ЕрПИ, № 10, ч. 1, Ереван, 1956.
5. Аванесян Т. Г.—О кристаллической структуре элементов, образующих отрицательные ионы. Сб. научн. трудов ЕрПИ, ч. II, № 10, Ереван, 1956.
6. Зейтц Ф.—Современная теория твердых тел, М. 1949.
7. Шокли В.—Теория электронных полупроводников, М. 1953.

П. П. ЦАМЕРЯН

ОСОБЕННОСТИ АЛУНИТОВОЙ ТОЛЩИ ЗАГЛИКА

Загликское алюнитовое месторождение является одним из крупнейших в мире.

При разведке месторождения были уточнены вопросы его структуры и, по возможности, детально изучен вещественный состав и другие характерные особенности продуктивной (алунитовой) толщи.

Полученные при этом данные имеют не только важное практическое, но и научное значение и, в частности, помогают выяснению некоторых вопросов генезиса месторождения.

В геологическом отношении Загликские алюнитовые породы («квасцовавая толща» по К. Н. Паффенгольцу) залегают в толще туфогенных пород верхнеюрского возраста, которые подстилаются фаунистически охарактеризованными известняками лузитанского яруса. Под известняками залегает аналогичная толща туфогенных пород, порфириотов и их туфов среднеюрского возраста.

Все эти породы прорваны Дащесанской интрузией гранодиоритов и вместе с последними секутся дайками порфириотов, являющимися основными дериватами гранодиоритовой интрузии.

В тектоническом отношении месторождение относится к северному крылу огромной пологой синклинальной складки, причем упомянутая интрузия располагается примерно по оси синклинали.

По данным К. Н. Паффенгольца [3], а также А. Н. Соловкина [5], интрузия по своей форме подходит к лакколитообразной залежи, но И. Н. Ситковский [4] рассматривает ее как выступ батолита. Возраст интрузии, по К. Н. Паффенгольцу, третичный (послесенонский), а по А. Н. Соловкину — верхнемеловой.

Детальные геологоразведочные работы производились в юго-восточной части горы Шару-кар, где алюнитовые породы имеют значительную мощность и выходят на поверхность. Подстилающие их известняки имеют здесь мощность всего 40—50 м (к северу и западу от разведанного участка известняки достигают максимальной мощности 200 м, а к юго-востоку, постепенно уменьшаясь в мощности, выклиниваются).

Непосредственно на известняках, вскрытых буровыми скважинами, залегают туффиты, максимальная мощность которых достигает 20—25 м. В крайней юго-восточной части исследованного участка в основании туффитов залегают рассланцеванные глины мощностью от 0,5 до 3-х метров, которые далее к западу и северу вскрыты уже в самих туффитах, т. е. значительно выше кровли известняков.

На горизонте туффитов с прослоем глин залегает толща алюнитовых пород значительной мощности, которые почти непрерывной грядой обрамляющих обнажений окаймляют месторождение с 3-х сторон.

Перед тем как привести характеристику алюнитовой толщи, отличающейся большой пестротой по цвету, текстуре и составу слагающих ее пород, вкратце остановимся на описании структуры месторождения, представляющей интерес для познания условий формирования месторождения.

На месторождении четко выделяются *структурные* дорудные и послерудные.

Основной дорудной структурой в районе является огромная пологая синклинальная складка широтного простириания, к северному крылу которой приурочено Загликское месторождение.

Следующим важным структурно-тектоническим элементом является пологое надвиговое нарушение того же широтного простириания, прослеживающееся от Дашкесанского железорудного месторождения до Загликского, и образовавшееся, несомненно, до внедрения интрузии (но после формирования синклинальной складки). Эта зона пологое надвига, выраженная прослоем глины притирания в основании алюнитовой толщи, сыграла существенную роль в формировании Загликского месторождения.

Надвиговая зона проходит не строго по восстанию известняков, а имеет сравнительно с ними и вышележащими туфами и туффитами более крутое падение в том же юго-восточном направлении.

По этому надвиговому шву мощная толща туфов и туфогенных пород передвигалась вверх по восстанию известняков и нижней пачки туффитов.

Весьма важным является тот факт, что ниже глины притирания в туфах и туффитах алюнитизация нигде не установлена, в то время как вышележащая толща этих же пород в той или иной степени алюнитизирована. Это обстоятельство говорит о той большой роли, которую сыграл надвиг в образовании Загликского месторождения, причем сравнительно более крутое падение надвиговой зоны, по отношению к общему падению известняков и вышележащей туфогенной толще, обусловило *максимальную* мощность алюнитовых пород именно в юго-восточной части месторождения.

В тесной связи с надвиговым нарушением следует рассматривать наблюдающиеся в алюнитовой толще следы подвижек и рассланцевания. Сланцеватость с бороздами и рубцами скольжения ясно выражена не только в алюнитовых породах (которые рассланцованны наиболее интенсивно), но и во вмещающих туфогенных породах. Наблюдениями установлено, что в юго-восточной части месторождения, где надвиговая зона проходит почти строго вдоль висячего бока известняков—сланцеватость пород совпадает с первичной их слоистостью. Однако на большей части месторождения плоскости сланцеватости падают несколько круче (параллельно надвиговой зоне), образуя некоторый угол с первичной слоистостью пород. Следы подвижек и брекчирование пород по плоскостям рассланцевания указывают на тесную связь между надвиговым наруше-

нием и подвижками пород по параллельным ему плоскостям, создавшими сланцеватость пород.

Наблюдениями установлено, что в сильно рассланцованных прослоях алюнитовой толщи встречаются наиболее крупные включения алюнита, которые ориентированы параллельно плоскостям сланцеватости пород и направлены под некоторым углом к первоначальной слоистости.

К структурно-тектоническим элементам, сформировавшимся до алюнитизации пород, следует отнести также и крутопадающие трещины отдельности различных направлений в толще алюнитизированных пород. По данным многочисленных замеров, произведенных в естественных обнажениях, преобладающим распространением пользуются трещины северо-восточного простириания, с падением на северо-запад. Система трещин указанного направления составляет более 60%, в то время как другая система с северо-западным простирианием и падением на северо-восток составляет около 30% от общего количества произведенных замеров. Отмечено небольшое количество трещин меридионального и широтного простириания. Все трещины—крутопадающие (угол падения $> 70^\circ$). Вдоль этих крутопадающих трещин со слабыми следами скольжения часто наблюдаются более интенсивная алюнитизация и осветление пород, чем в некотором удалении (на 20—30 см) от них. Наблюдения показывают, что описанные трещины являются доминерализационными. Они, повидимому, дополняли собой пологопадающие плоскости рассланцевания, образовавшиеся в связи с главным надвиговым нарушением.

Наряду с описанными дорудными структурами на месторождении имеются и *послерудные* тектонические нарушения.

Здесь упомянем лишь о крупных послерудных нарушениях, изученных на основной части Загликского месторождения—горе Шару-кар. В пределах Шару-кара имеется два крупных взброса—северо-восточного и северо-западного простирианий, которые на западе пересекаются, а к востоку расходятся и, тем самым, отделяют юго-восточный участок, являясь его естественными границами.

Северо-западный взброс падает на северо-восток, а северо-восточный—на юго-восток; углы падения сбрасывателей весьма крутые (80 — 85°). Эти два взброса образовали горстообразное поднятие (амплитуда смещения около 50 м) участка, заключенного между ними (фиг. 1).

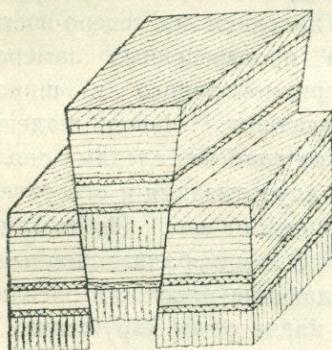
Последующими эрозионными процессами приподнятая часть была размыта и рельеф постепенно сглажен, в результате чего на одних и тех же гипсометрических отметках с верхними неразмытыми и неалунитизированными слоями лежачего бока взбросов соприкасаются более глубокие алюнитизированные слои (фиг. 2).

Таким образом, описанные послерудные нарушения сыграли определенную положительную роль, заключающуюся в том, что на юго-восточном участке месторождения алюнитовые породы, имеющие здесь максимальную мощность, выходят непосредственно на дневную поверхность, благодаря чему этот участок стал более доступным для детальной разведки, а эксплуатация его возможна открытым способом.

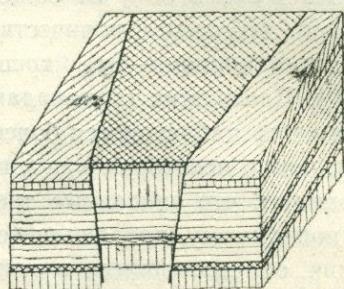
В отношении самой алюнитовой толщи представляют интерес ее внутреннее строение, состав и его изменчивость в различных направлениях, текстурные и некоторые другие особенности алюнитовых пород.

Алюнитовые породы, представляющие измененные туфы и туфобрекчию, по своему внешнему виду отличаются чересчур разнообразием. В общем они сложены тонкозернистой массой, в которой наблюдаются то мелкие зерна, то крупные миндалины и почковидные включения алюнита. Сам алюнит часто серого цвета, но нередко окрашен в желтоватые, розоватые или синеватые тона.

В зависимости от характера алюнитизации порода приобретает то монолитно-сливной вид, где присутствие алюнита обнаруживается только под микроскопом, то напоминает конгломерат или брекчию, сцепленную



Фиг. 1



Фиг. 2

ванную железисто-кремнистым цементом. Местами встречаются линзочки и прослойки чистого алюнита мощностью до 20—30 см, а в одной скважине мощность такого прослоя достигает 1 метра. Характерно, что почти повсюду включения алюнита вытянуты и ориентированы в направлении общей слоистости пород.

В целях правильной постановки опробования при разведке, на основе детального изучения обнажений и керна из буровых скважин была произведена группировка всех пород алюнитовой толщи, отличающихся большой пестротой по внешнему облику и составу, на наиболее характерные естественные виды.

Выделено 7 основных видов алюнитовых пород, пользующихся наибольшим распространением на Шару-каре.

1. Породы, отнесенные к первому виду, пользуются широким распространением в алюнитовой толще и содержат серый, желтовато-серый алюнит, образующий довольно крупные почковидные или линзовидные выделения, вытянутые в направлении общей слоистости пород (совпадающей здесь со сланцеватостью). Помимо крупных почек в породе встречаются также и мелкие включения алюнита.

Основная масса породы серо-фиолетового цвета, нередко имеет реликтовую структуру крупнообломочного туфа.

Пользуются большим распространением преимущественно в верхних и средних горизонтах алюнитовой толщи.

2. Ко второму виду относятся породы серого, серо-фиолетового, реже розоватого цвета, в которых более или менее густо рассеяны алюнитовые зерна от едва заметных на глаз до 2—3 мм в поперечнике. Зерна алюнита вытянуты и ориентированы в направлении общей слоистости пород, цвет их матово-белый или серый с желтоватым, зеленоватым и редко розовым оттенками. Количество включений иногда настолько значительно, что порода кажется состоящей из одного алюнита. Обычно же алюнит составляет несколько более 50% общей массы.

Так же, как и порода I вида, пользуются значительным распространением преимущественно в верхних и средних горизонтах толщи.

3. Породы светлосерого цвета, более или менее однородные по внешнему виду, с равномерным распределением алюнита, не образующего обособленных выделений. Большой частью алюнит весьма тонко рассеян и как бы пронизывает породу, которая, вследствие этого, приобретает сливной вид без видимых на глаз включений алюнита.

По распространению в толще породы 3-го вида несколько уступают породам первых двух видов, но встречаются почти во всех выработках, в различных горизонтах алюнитовой толщи.

4. Этот вид представлен породами розовато-бурового цвета с светло-серыми, почти белыми включениями алюнита. По интенсивности алюнизации различаются:

а) порода с обильным включением алюнита, вследствие чего сама порода почти белого цвета с розоватым оттенком, и

б) порода с редкими включениями алюнита, сплюснутыми и вытянутыми в направлении общей слоистости. Породы обеих разновидностей 4-го вида встречены во многих разведочных выработках, преимущественно в нижних частях алюнитовой толщи, реже — в средних.

5. Породы пятого вида пользуются сравнительно небольшим распространением, но резко выделяются по цвету, а также и характеру алюнизации. Основная масса породы красно-бурового или розово-коричневого цвета. Алюнит зеленоватый, с синеватым оттенком, образует прожилочки и линзочки мощностью от нескольких мм до 4—5 см.

6. К этому виду относятся отчетливо выделяющиеся своим буро-красным или красно-фиолетовым цветом плотные, массивные породы. На глаз включений алюнита не видно и порода кажется безрудной, но под микроскопом присутствие алюнита легко обнаруживается в виде небольших агрегатов, заполняющих пустоты или замещающих полевые шпаты.

Встречаются также породы большей частью в низах, реже в верхних и средних частях алюнитовой толщи.

7. По цвету породы этого вида сходны с породами 6-го вида, но отличаются от них большей твердостью и тонкозернистым строением. Распространены, главным образом, в верхних частях алюнитовой толщи, но встречаются и в средней ее части.

Содержание алунита в породе, так же как и в породах 6-го вида, в общем небольшое.

Минералогический состав алунитовых пород несложный: главными минералами являются алунит, кварц, гематит и минералы группы каолина.

За неимением места здесь мы ограничимся лишь самой краткой характеристикой этих минералов.

Алунит присутствует в породе в виде довольно крупных «почек», располагающихся параллельно слоистости, или в виде линзочек и прослоев с неровной полосчатостью, идущей под углом к общей слоистости пород, или почти равномерно рассеян по всей массе породы.

Алунит представлен кристаллической разностью, что было подтверждено рентгеноносными анализами. Наиболее распространенной формой выделения являются: иголочки, пластиночки (часто параллельно ориентированные); мелкокристаллический агрегат.

В щлифах алунит легко отличим по сравнительно высокому, относительно кварца, показателю преломления. Определенный нами иммерсионным методом средний показатель преломления — $n=1,584$.

По определению В. Г. Грушевого и Г. В. Успенского — $n_g=1,594$, $n_p=1,582$; $n_d=1,592$.

По химическому составу заглынский алунит близок к нормальному с той разницей, что в нем имеется значительное содержание натрия наряду с калием.

Кварц вторичный отмечен во всех разновидностях алунитовых пород месторождения. Он встречается в виде мелких зерен, рассеянных в основной массе породы, образует мелкие идиоморфные кристаллики или агрегаты, ассоциирующие часто с алунитом, располагаясь в центре его агрегатов. Выделяются хорошо ограниченные бипирамидальные кристаллики кварца размером от сотых долей до 0,1 мм.

Наряду с вторичным кварцем здесь установлено присутствие и первичного кварца, входившего в первоначальный состав вулканогенных пород и сохранившегося при метаморфизме.

Гематит также встречается повсеместно в алунитовой толще, являясь одним из главных составных частей пород 6-го и 7-го видов. В интенсивно алунитизированных породах (1—5 видов) гематит рассеян в породе в виде мелких псевдогексагональных пластиночек или зерен неправильной формы. В слабо алунитизированных породах (6—7 видов) гематит нередко образует серию тонких прожилков, резко обрывающихся у алунитовых прослоев, что говорит об образовании гематита ранее процессов алунитизации.

Каолиновые минералы, пользующиеся довольно широким распространением в алунитовых породах, представлены диккитом, а также трудноопределимыми криптокристаллическим и мелкокристаллическим каолиновыми минералами.

Диккит часто образует хорошо ограниченные кристаллики, а также встречается в виде тонких прожилков, выполняющих трещины в сопро-

вождении гематита. Прожилки диккита обрываются у контакта с алюнитовыми прослойками и являются, следовательно, более ранними, чем алюнитизация.

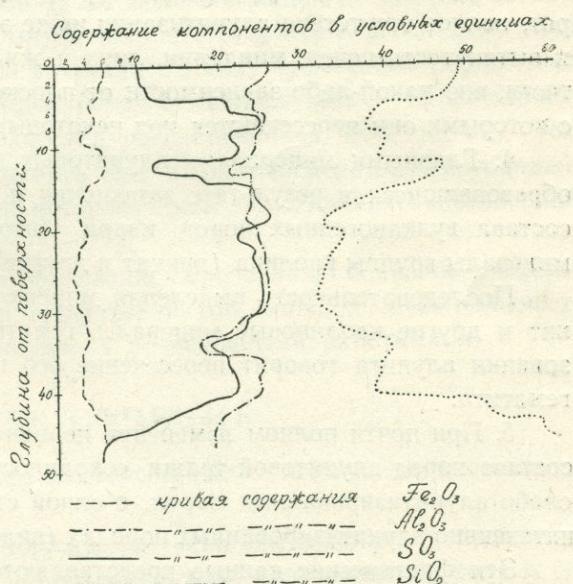
Другие каолиновые минералы встречаются в виде изотропных агрегатов в слабо алюнитизированных туффитах.

Химический состав заглиksких алюнитов охарактеризован по многочисленным пробам из разведочных выработок и естественных обнажений. Для небольшого количества проб производился полный химический анализ, сравнительно много проб подверглось неполным химическим анализам на определение содержания основных компонентов: Al_2O_3 , SiO_2 , SO_3 , Fe_2O_3 , а в некоторых пробах определялись еще K_2O и Na_2O . Массовые же анализы для большей части проб проводились на определение содержания SO_3 , причем пересчет на содержание алюнита в пробе производился по содержанию серной кислоты.

Отмеченная выше «пестрота» алюнитовых пород по внешнему виду полностью может быть отнесена и к химическому их составу: наблюдаются всевозможные переходы, нередко довольно резкие, от богатых алюнитом пород к бедным. Такие переходы обычны для алюнитовой толщи и наблюдаются как в плане, так и в разрезе. Построенные нами по разведочным выработкам кривые, иллюстрирующие изменение химического состава пород по основным компонентам в вертикальном направлении, позволили сделать довольно интересные выводы. Как видно из приведенной здесь схемы (фиг. 3), наблюдается определенная закономерность распределения основных компонентов в алюнитовых породах, которая сводится к следующему:

1. При довольно резких колебаниях содержания кремнезема, глинозема и SO_3 , содержание Fe_2O_3 , будучи в общем невысоким, колеблется в небольших пределах.

2. Сопоставление кривых Al_2O_3 и SO_3 показывает, что, как правило, содержание глинозема несколько больше, чем SO_3 . При этом кривая содержания глинозема, как правило, повторяет все изгибы кривой содержания SO_3 , что подтверждает связь глинозема в руде в основном с алюнитовой молекулой.



Фиг. 3

Схема распределения основных компонентов в алюнитовых породах

3. Кремнезема в алюнитовой породе, независимо от глубины ее залегания, содержится больше любого другого компонента.

4. Наблюдается обратная пропорциональность между содержанием SiO_2 и SO_3 , с увеличением содержания одного уменьшается содержание другого, и наоборот. Такая взаимосвязь, весьма характерная для месторождения, объясняется тем, что процессы алюнитизации происходили позднее силицификации и менее силицифицированные породы представили более благоприятную обстановку для метасоматического замещения алюнитом, т. е. для интенсивной алюнитизации пород.

О генезисе Загликского месторождения выдвигались различные гипотезы В. В. Богачевым [2], К. Н. Паффенольцем [3], Е. Г. Багратуни и М. П. Русаковым [1] и другими исследователями месторождения.

Данные геологоразведочных работ позволяют подтвердить и несколько дополнить основные взгляды на генезис, высказанные К. Н. Паффенольцем, Е. Г. Багратуни и М. П. Русаковым.

Для правильного суждения о генезисе Загликского месторождения следует исходить из следующих основных фактических данных.

1. Приуроченность месторождения к порfirитовым туфам и туфогенным породам верхнеюрского возраста и его расположение вблизи от Дашкесанской гранодиоритовой интрузии, являющейся более молодой по возрасту (верхний мел-эоцен).

2. Приуроченность месторождения в тектоническом отношении к северному крылу пологой синклинальной складки (в ядре которой располагается гранодиоритовая интрузия) и к висячему боку надвиговой зоны, выраженной перетертой глиной.

3. Интенсивная алюнитизация пород выше надвиговой зоны и, наоборот, полное отсутствие алюнитизации ниже этой зоны. Ориентированность и вытянутость почек, миндалин, линз и жилок алюнита вдоль сланцеватости, вне какой-либо зависимости от плоскостей первичной слоистости, с которыми они пересекаются под некоторым углом.

4. Главными минералами алюнитовых пород являются минералы, образовавшиеся в результате замещения и изменения первоначального состава вулканогенных пород: кварц (вторичный), алюнит, гематит, минералы группы каолина (диккит и другие).

Последовательность выделения минералов: кварц (вторичный), диккит и другие каолиновые минералы, гематит, алюнит. О позднем образовании алюнита говорит пересечение его прослоями жилок диккита и гематита.

5. При почти полном изменении первоначального минералогического состава пород алюнитовой толщи сохранность первоначальной структуры слабо алюнитизированных пород, с одной стороны, нарушенность ее в интенсивно алюнитизированных породах (виды 1 и 2) — с другой.

Эти фактические данные представляются достаточными, на данной стадии изученности месторождения, для объяснений условий образования месторождения и основных его особенностей.

Загликское алюнитовое месторождение обязано своим происхожде-

нием Дашкесанской гранодиоритовой интрузии и связано с действием кислых растворов, обогащенных SO_2 , которые поднимались от указанной интрузии вдоль зоны надвига. Одним из благоприятных факторов для образования месторождения являлась способность туфогенных пород верхней юры к замещению при большой химической активности растворов, обусловленная, повидимому, богатством SO_2 в поздней, фумарольной стадии остывания интрузии.

При этом силикаты, входившие в состав вулканогенных пород, подверглись разложению и из растворов кристаллизовался вторичный кварц; все железо переходило в окисную форму и выделялось в виде гематита; глинозем переходил в каолиновые минералы или в гидрат, который впоследствии, при алюнитизации, связывался с SO_3 и щелочами; присутствовавшие в первоначальном составе вулканогенных пород магний и кальций были почти полностью вынесены; щелочи также выносились при процессах каолинизации, но частично связывались при процессах алюнитизации.

Образование алюнита началось, повидимому, после разложения первоначальных минералов. В фумарольную стадию магматической деятельности происходила реакция между SO_3 и силикатами щелочей и, одновременно, реакция SO_3 с гидратами глинозема, в результате чего образовался алюнит.

Таким образом, месторождение в генетическом отношении относится к гидротермальному типу, причем процессы алюнитизации происходили при очень высоком потенциале кислорода, т. е. в условиях, близких к земной поверхности.

Главный надвиговый шов (зона полого надвига) служил нижней границей распространения алюнитнесущих гидротерм. Последние поднимались от гранодиоритовой интрузии в толщу туфогенных пород вдоль надвигового шва, в дальнейшем перехватывались сетью параллельных ему пологопадающих поверхностей рассланцевания. Эта и без того сложная сеть трещин дополнялась еще и многочисленными крутопадающими трещинами отдельности, которые, несомненно, являлись доминеральными.

Все вышеизложенное дает объяснение образованию большой мощности алюнитизированных туфов и туффитов и той сложной неоднородности алюнитизации, которая установлена разведочными работами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение подчеркнем наиболее важные положения, изложенные в статье.

1) На Загликском месторождении ясно выделяются дорудные и послерудные тектонические нарушения, сыгравшие большую роль в его формировании. Важнейшим дорудным структурно-тектоническим элементом является зона полого надвига почти широтного простиляния, прослеживающаяся по восстанию от Дашкесанской гранодиоритовой интрузии до Заглика. С надвигом связаны параллельные ему плоскости рас-

сланцевания в алюнитовой толще, а также система крутопадающих трещин со следами подвижек. Вдоль этих плоскостей и трещин наблюдается более интенсивная алюнитизация и определенная ориентировка включений алюнита.

Из послерудных нарушений главнейшими являются два взброса, обусловившие горстообразное поднятие заключенного между ними участка.

Дорудные структуры обусловили максимальную мощность алюнитовых пород в юго-восточной части месторождения, а послерудные — выход их на дневную поверхность.

2) Алюнитовые породы Заглика отличаются большим разнообразием по внешнему виду, физическим свойствам, структуре, характеру алюнитовых включений и степени алюнитизации.

3) Химический состав алюнитовых пород показывает характерную для всего месторождения закономерность распределения главных компонентов: а) незначительное содержание Fe_2O_3 , б) связанность глинозема в основном с алюнитовой молекулой и в) обратную пропорциональность между содержанием SO_3 (и, следовательно, алюнита) и кремнезема, при значительном содержании последнего.

4) Главными минералами алюнитовых пород являются алюнит, кварц, гематит и минералы каолиновой группы; они образовались при замещении первоначального материала туфогенных пород. Последовательность выделения минералов: кварц, каолиновые минералы, гематит, алюнит.

5) Загликское месторождение генетически связано с Дашибесанской гранодиоритовой интрузией. Алюнитизация происходила в фумарольную стадию магматической деятельности, при химической активности растворов, богатых SO_2 , и большой способности верхнеюрских туфогенных пород к замещению.

Таким образом, месторождение является гипогенным (но не супергенным) и относится к типу гидротермальных, при значительном развитии процессов метасоматоза.

Согласно П. М. Татаринову [6], месторождение следует отнести к низкотемпературным, образовавшимся в приповерхностных условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Багратуни Е. Г., Русаков М. П.—Загликские алюниты. К вопросу о дальнейшей разведке. „Разведка недр“ № 4, 1934.
2. Берцелиус, Налчагаров С. Л.—Загликское месторождение алюнита и квасцовое производство (геологическая часть под ред. В. В. Богачева). Труды общества обследования и изучения Азербайджана, № 3, 1926.
3. Паффенгольц К. Н.—Дашибесан и Заглик. Труды Геологического Комитета. Новая серия, выпуск 170, 1928.
4. Ситковский И. Н.—Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР. Сборник „Интрузивы Закавказья“. Труды Груз. ГУ, вып. II, 1941.
5. Соловкин А. Н.—Интрузивные и интрузивные циклы Азерб. ССР. Издание Аз. ФАН, 1939.
6. Татаринов П. М.—Условия образования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Госгеолтехиздат, 1955.

С. Г. САРКИСЯН И Э. Г. МАЛХАСЯН

КОНКРЕЦИОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ У СТ. РОМАНОВКА

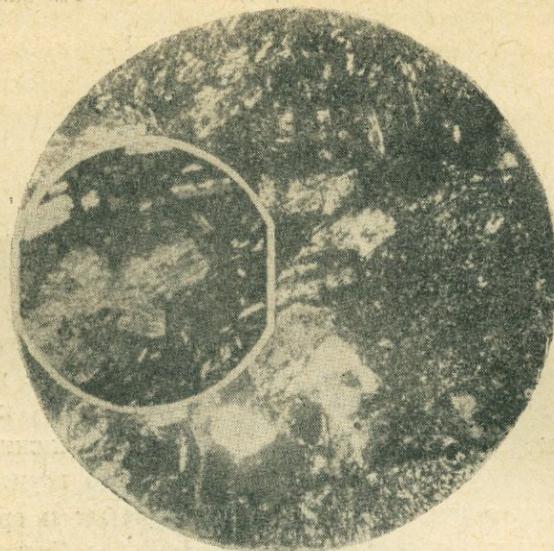
У станции Романовка, по железной дороге Владивосток—Бархатная, обнажаются верхнемеловые отложения, представленные переслаиванием песчаников и алевролитов. Эти отложения относят к романовскому горизонту приморской серии (по В. Н. Яковлеву—нижний сенон). Отличительной особенностью отложений романовского горизонта является широкое развитие в них зеленых крупнозернистых и среднезернистых, так называемых, узорчатых туфогенных песчаников. Своеобразная «узорчатость» обусловлена наличием в песчаниках листочеков хлорита, составляющего основную массу цемента породы. Узорчатые песчаники состоят из обломков плагиоклазовых порфиритов, полевых шпатов, пеплового и глинистого материала. Среди этих песчаников наблюдаются конкреционные образования (фиг. 1), залегающие в виде цепочек вдоль напласто-



Фиг. 1
Шаровидные конкреции у ст. Романовка

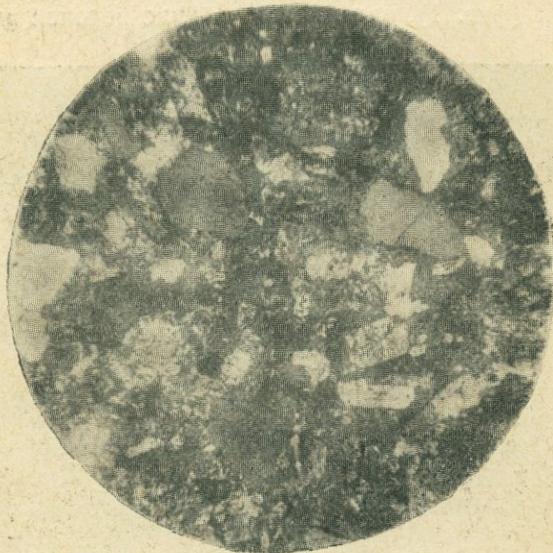
вания пород. Вопросы, связанные с происхождением различных типов конкреций, представляют большой интерес, т. к. до сих пор еще не полностью выяснены.

Вообще под названием конкреция понимают неорганические включения в осадочных породах, отличающиеся от них своим составом. Встреч-



Фиг. 2

Порфирит—центральная часть шаровидных конкреционных образований.
Шл. 5а, х ник., ув. 64



Фиг. 3

Песчаник—внешняя часть конкреционных образований.
Шл. 5в, х ник., ув. 78

чаются самые разнообразные конкреции по своей форме, строению и величине (от долей миллиметра до нескольких метров).

Наблюдаемые нами конкреции представляют собою в большинстве

случаев шарообразные, а иногда сплюснуто-эллипсоидальные тела величиною от 5 до 25—30 см.

Конкремции состоят из песчаников, причем плотность песчаниковой массы к центру конкреций увеличивается.

В ядре конкремионных образований находятся обломки порфиритового состава (фиг. 2). Внешняя оболочка (фиг. 3) этих образований по своему составу не отличается от вмещающих их песчаников (фиг. 4).

Ниже приводим описание петрографического состава песчаников наружной части конкреций и обломков порфириотов, находящихся в центре их.

Песчаники имеют зеленоватый цвет, состоят из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза, рудного минерала. Из аутигенных минералов присутствуют хлорит, кальцит, серицит и гидроокислы железа.

Калиевый полевой шпат представлен прозрачной разновидностью — санидином, составляющим до 25% породы. Размеры кристаллов достигают 0,6 мм. Минералы имеют совершенную спайность и характеризуются следующими константами:

$$Ng - Np = 0,006, \quad -2v = 56^\circ, \quad aNg = 2^\circ.$$

Кварц представлен небольшими кристаллами величиною от 0,1—0,4 мм. Составляет 10—15% шлифа.

Плагиоклаз играет незначительную роль; содержание его достигает до 2% породы. Представлен он кристаллами величиною до 0,3 мм.

Рудный минерал: присутствуют зерна магнетита.

Вторично-образованные минералы: хлорит, кальцит, серицит, а также гидроокислы железа в основном являются цементом песчаников.

Порфириевые обломки обладают зеленоватым цветом и плотным сложением. Под микроскопом они имеют порфировую структуру с гиалиновой основной массой. Порфировые включения представлены сильно измененными плагиоклазом и роговой обманкой.

В результате разрушения горных сооружений в верхнемеловую эпоху обломки различных пород, в том числе и порфирирового состава,



Фиг. 4

Узорчатый песчаник с хлоритовым цементом — вмещающие породы конкремионных образований
Шл. 1, х ник, ув. 98

попадали в водоем. В этом водоеме обломки продолжали медленно перемещаться и окатываться под влиянием возникающих в водоеме течений. Одновременно с этим часть осадочного терригенного и аутогенного материала «прилипала» к порфиритам. В результате конкреционные образования стали увеличиваться и достигли такого объема и веса, что подводные движения не могли их сдвинуть с места. Таким образом, создавались условия для накопления конкреционных образований.

Об этом говорит также и тот факт, что конкреционные образования приурочены к определенному горизонту и залегают параллельно напластованию пород. В некоторых местах порфиритовые обломки диаметром до 5 см. залегают в песчаных «нишах»; особенно часто встречаются в верхних слоях толщи, где, по всей вероятности, они меньше окатывались и не успели образовать песчаниковую корку — «футляр».

Анализируя вышеприведенный материал, можно прийти к следующим выводам:

1. Описанные конкреции правильнее всего относить к псевдоконкрециям, так как они представляют собою окатанные обломки порфиритов с песчаниковой коркой или находящихся в песчаниковом футляре.
2. Псевдоконкреции образованы в мелководном озере бассейне, возможно в авандельтовых участках рек, в субаквальных условиях; окончательное их формирование связано с диагенетическими процессами осадков.

СОДЕРЖАНИЕ

1. А. Т. Асланиян—О центрах извержений новейших туфов Армянского нагорья	3
2. А. Т. Вегуни—Об олигоцене южной Армении	11
3. К. Г. Ширинян и А. Т. Асланиян—Совершенная столбчатая отдельность в покровах вулканических туфов Армении в связи с их происхождением (Макарашен-Гайдарлинское месторождение)	19
4. В. А. Аветисян и Э. Г. Малхасян—Геолого-гидрохимические особенности участка выхода сернистого минерального источника в верховьях бассейна р. Ариа	33
5. Ц. Г. Акопян—Магнитная характеристика горных пород района курорта Джермук (Арм. ССР) и некоторые особенности применения магниторазведки к геологическому картированию в условиях широкого распространения лавовых покровов	41
6. Т. Г. Аванесян—О структуре и энергии сцепления алмаза, кремния, герmania и олова	51
7. П. П. Цамерян—Особенности алюнитовой толщи Заглика	55
8. С. Г. Саркисян и Э. Г. Малхасян—Конкремионные образования в верхнемеловых отложениях у ст. Романовка	65

Редактор издательства Е. АЛЕКСАНЯН
Техн. редактор М. МИНАСЯН
Контрольн. корр. Р. МАЛЬЦЕВА

ВФ 02734. Заказ 169. Сдано в производство 26/III 1956 г. Подписано к печати 19/IV 1956 г.
Бумага 70×108^{1/4}. Физич. печ. л. 4,5—6,17 усл. л. Уч.-изд. л. 4,6. Тираж 500.
Цена 3 р. 20 к.

Типография Издательства Ереванского гос. университета им. В. М. Молотова, Ереван, ул. Кирова, 12.

3 p. 20 K.

11351