

О СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИИ МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА ГРУЗИИ

На Кавказе меловой вулканизм представлен в виде четырех толщ, приуроченных к разным геотектоническим структурам, и, соответственно, имеющих разный состав, а именно: 1) — меловая вулканогенная толща Аджаро-Триалетской геосинклинали, которая пользуется наибольшей известностью, представлена авгитовыми и роговообманковыми порфиритами, и пирокластами; по возрасту она включает образования от конца альба до сенона. Аналогичного состава толща, но только верхнемелового возраста, известна в Севано-Акеринской геосинклинали; 2) — сеноман-маастрихтского возраста толща кислых эффузивов (дациты, альбитофиры и пирокласты), приуроченная к предгорному прогибу Сомхито-Карабахской зоны; 3) — турон-сенонская толща альцимоновых базальтов, пикрит-базальтов, трахитов, фоналитов, встречающаяся исключительно в периферических частях Закавказской глыбы, и 4) — изученная за последние годы вулканогенная толща альб-сеноманского возраста в меловой геосинклинали южного склона Большого Кавказа, представленная роговообманковыми, реже авгитовыми порфиритами и их пирокластами, имеющими в общем андезитовый состав. Но выходы этих пород в меловых отложениях, как выясняется по данным последних лет, имеются и гораздо южнее, вплоть до периферии грузинской глыбы. Например, в окрестностях г. Кутаиси установлено наличие туфобрекчий в верхней части альбских отложений.

Петрологическая природа этих четырех толщ в связи с геотектонической историей Кавказа нами охарактеризована ранее (Дзоценидзе, 1948, 1964). Поэтому здесь коснемся лишь изученных нами субвулканических тел мелового возраста из окрестностей г. Кутаиси, которые прежде нами же были отнесены к верхнему эоцену (Дзоценидзе, 1948).

Диоритовые породы окрестностей г. Кутаиси упоминаются впервые у С. Симоновича (1875), а позже у Мефферта под названием порфириров (1930). А. И. Джанелидзе (1940) указал на наличие здесь двух интрузивных тел: 1) — на левом берегу р. Риони, залегающего между батской угленосной и верхнеюрской пестроцветной свитами, 2) — на правом берегу р. Риони, залегающего в батской песчано-глинистой толще. Кроме того, А. И. Джанелидзе отметил породу, аналогичную левобережному интрузиву, секущую нижненеокомские известняки в окрестностях с. Годогани.

На схеме (рисунок) показаны выходы этих двух массивов и сопровождающих их жил. Массив на правом берегу р. Риони, выходящий на шоссе Кутаиси-Мамисонский перевал, приблизительно на расстоянии 3 км от Кутаиси, мы называем Кватапским (по названию местности). Он залегает среди глинистых сланцев бата, имея в периферических

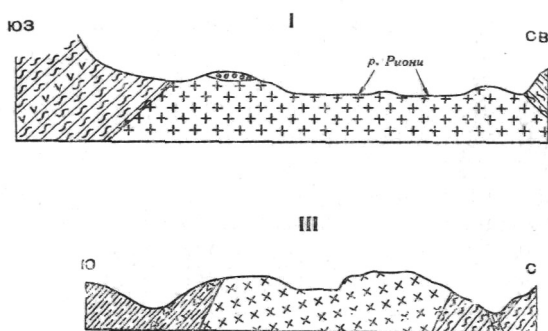
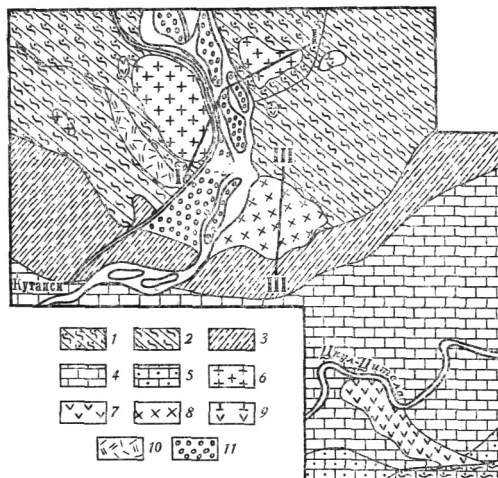


Схема геологического строения района выходов субвулканических массивов
 1 — нижний бат; 2 — угленосная толща, верхний бат; 3 — пестроцветная свита, ким-
 меридж; 4 — неском и баррем; 5 — апт. альб, сеноман; 6 — кватапский диорит; 7 —
 жильная фация кватапского массива (диорит-порфириты); 8 — мцванскавильский
 габбро-диорит; 9 — жильная фация мцванскавильского массива; 10 — долерит;
 11 — древняя терраса р. Риони

частях ясно выраженное сферическое выветривание; в центральной же части выходит свежая порода с грубо параллелепипедальной отдельностью. Сверху массив перекрыт террасой р. Риони. Главная восточная часть массива размыта и скрыта под современным руслом р. Риони. Но вблизи от левого берега, в реке, есть небольшой выход аналогичной породы, а на левом берегу, выше по склону, обнажается значительное тело, уходящее под падающими на восток глинистыми сланцами бата. По этим данным, ниже приведен разрез через массив с запада на восток, из рассмотрения которого можно заключить, что форма залегания массива более всего соответствует лакколиту, от которого в обе стороны отходят апофизы, представленные в виде сопровождающих массив жил диоритовых порфиритов, характеризующихся наличием игольчатых фенокристаллов роговой обманки, отсутствующих в главном массиве.

Жила на правом берегу залегает согласно во вмещающих сланцах бата, имеет мощность до 50 м, и выходит ниже по течению реки, приблизительно на расстоянии 0,5 км от главного массива. На левом берегу жила имеет мощность не более 7 м; залегает она также согласно среди сланцев и заметно обогащена цеолитами. Наиболее мощная жила аналогичного состава обнажена в окрестностях с. Годогани, по р. Цхалцитела,

где сечет нижнеокомские известняки. Левобережный массив, называемый нами мцванеквавилским (по местности), выходит чуть ниже (около 1,5—2 км) по течению р. Риони и залегает между верхнеюрской пестроцветной свитой, образующей кровлю, и песчаниками угленосной свиты. У кровли массив содержит большое количество ксенолитов пород пестроцветной свиты.

У подошвы песчаники сильно осветлены, пиритизированы. Как в пестроцветной, так и в угленосной свите имеются небольшие, главным образом секущие апофизы этого массива.

Петрографическая характеристика. Порода Кватапского массива имеет полнокристаллическую порфиловую структуру, причем к периферии она делается более мелкозернистой, Главную массу породы образуют фенокристаллы плагиоклаза, авгита и роговой обманки, промежутки между которыми выполнены мелкозернистой массой гипидиоморфной структуры, сложенной теми же минералами и незначительным количеством ксеноморфного кварца. Плагиоклаз значительно преобладает над другими компонентами, всегда зонален с составом зон от № 13 по периферии до № 62 в ядре; третья от края зона имеет состав плагиоклаза № 27 и повторяется три раза, чередуясь с плагиоклазом № 35. Иногда встречается зональность с рекурренцией. Авгит свеж, идиоморфен, бесцветен ($c : Ng - 38-40^\circ$). Фенокристаллов роговой обманки ($c : Ng - 20-22^\circ$) гораздо меньше, чем авгита, но в основной массе ее больше. Крупные зерна ее всегда изъедены по краям, и вокруг них скопляется мелкочешуйчатый биотит, но опацификация не заметна. Биотит, как и кварц, явно ксеноморфен. Биотит присутствует в незначительном количестве, часто замещая амфибол, реже — авгит. Мелкие чешуйки хлорита в мелкозернистой массе, по-видимому, также образовались за счет биотита. В образцах из центральной части массива, в отличие от периферии, отмечается много сфена вокруг или внутри зерен роговой обманки, наличие скоплений фенокристаллов авгита, присутствие двух-трех зерен зеленоватого эпидота. В промежутках мелкозернистой массы, кроме кварца, редко встречается пластинчатый цеолит, еще реже — изотропный анализим.

В некоторых шлифах видны ксенолиты Мцванеквавилского шширового диорита, обнажающегося на левом берегу р. Риони. Ксенолит, а также участки близ него, содержат крупные зерна роговой обманки, причем в породе они интенсивно резорбированы и вокруг них скопляются мельчайшие зерна авгита, рудного минерала и сфена.

Порода из левобережного продолжения Кватапского диорита отличается от уже описанных в основном лишь присутствием кварца в большем количестве и более крупнозернистого, иногда с резорбированными краями, весьма напоминающая ксенолиты. В образце из самой верхней части левобережного выхода много ксенолитов как зеленой, так и баркевикитовой роговой обманки, причем обе они резорбированы, и вокруг них скопляются хлорит и зерна синеватого апатита. Внедрившиеся в сланцы мелкие апофизы не содержат цветного компонента и представлены диорит-аплитами.

Таким образом, Кватапский массив слагается из нормального авгитового диорита, который лишь на периферии переходит в кварцевый диорит, а мелкие апофизы его сложены диорит-аплитом.

Породы из жил, сопровождающих Кватапский массив, по составу не отличаются от него, но по краям жилы имеют фельзитоподобную основную массу, которая в центре является микродиоритовой. Фенокристаллы в них также представлены зональным плагиоклазом, зеленой роговой обманкой и бесцветным авгитом.

Присутствуют ксенолитные зерна кварца. Здесь больше цеолита, который выполняет промежутки между зернами или встречается вместе

с кварцевыми скоплениями и представлен гейландитом или заметно пелитизированным мезолитом.

Порода Мцванеквавилевского массива характеризуется резко выраженной порфировой структурой и представлена авгит-роговообманковым диорит-порфиритом.

Мелкозернистая микродиоритовая основная масса породы состоит из зонального плагиоклаза (№ 35 в ядре и № 25—на краю), бесцветного авгита, рудного минерала и небольшого количества бесцветного цеолитового базиса, иногда вместе с анальцимом. Фенокристаллы: плагиоклаз № 55 в ядре и № 20 в краевой части, большое количество зеленой роговой обманки, яснозональной с внешней более темно-зеленой $cNg-17^\circ$ и центральной светло-зеленой с $c : Ng-22^\circ$; вокруг всех зерен роговой обманки скопляется небольшое количество мелких зерен рудного минерала и авгита. Кроме них, в виде фенокристаллов встречается бесцветный или чуть зеленоватый авгит в небольшом количестве и в виде зерен меньшего размера, чем роговая обманка.

Цеолит местами образует неправильные скопления, иногда вместе с кальцитом заполняет промежутки между фенокристаллами или замещает плагиоклаз. Темный силикат (по подсчету в двух шлифах) содержится в количестве в среднем 24,8%, из них 20,7% роговой обманки и лишь 4,1% приходится на авгит, что отличает его от Кватапского массива, где ведущим цветным минералом является авгит.

Сопровождающие Мцванеквавилевский массив жилы представлены двумя разновидностями: роговообманковыми диорит-порфиритами (четыре жилы) и роговообманково-авгитовыми диорит-порфиритами (три жилы). Первые имеют основную массу из мельчайших микролитов плагиоклаза и фельзитового базиса, местами пятнисто замещенного эйфитом. Фенокристаллы — зональный плагиоклаз в ядре № 58 и зеленая роговая обманка; плагиоклаз большей частью свеж, но часто изрезан тонкими жилками цеолита; роговая обманка с $c : Ng-20^\circ$, интенсивно кальцитизирована. Пироксена свежего нет, но есть типично пироксеновые разрезы, замещенные кальцитом и почти изотропным хлоритом. Роговой обманки в два раза больше, чем замещенного кальцитом пироксена.

Роговообманково-авгитовые жилы отличаются от описанных свежестью и резким преобладанием авгита над роговой обманкой (соответственно 16% и 5,5%).

Мцванеквавилевский массив содержит большое количество шпиров, представленных в основном четырьмя разновидностями; 1) крупнозернистое авгит-роговообманковое габбро, 2) богатые авгитом меланократовые шпирь, 3) богатые роговой обманкой шпирь и 4) горнблендит. Эти шпирь и процесс изменения многочисленных ксенолитов, за счет которых они в большинстве случаев и образовались, детально описаны нами ранее (Дзоценидзе, 1948а).

По химическому составу описанные диориты полностью аналогичны авгит-роговообманковым порфиритам меловой вулканогенной толщи как Аджаро-Триалетской геосинклинали, так и геосинклинали южного склона Большого Кавказа (Дзоценидзе, 1948б).

Наибольший интерес представляет возраст этих пород и условия их формирования. Ранее, когда мы изучали диориты окрестностей г. Кутаиси, наличие мелового вулканизма южного склона Большого Кавказа еще не было установлено. Поэтому мы, исходя из большого петрографического сходства с роговообманковыми диоритами Дзамского массива из Аджаро-Триалетского хребта, допускали их верхнеэоценовый возраст. При этом мы исходили из того, что жилы этих пород секут баррем, а на Малом Кавказе после верхней юры наиболее мощный вулканизм имел место в эоцене. Таким образом, приходилось допускать, что из магма-

тических очагов, расположенных под Аджаро-Триалетской геосинклиналью, магма по отдельным глубинным разломам мигрировала к северной периферии грузинской глыбы, что казалось не совсем естественным. Открытие мелового вулканизма на южном склоне Большого Кавказа, следы которого обнаружены и в окрестностях г. Кутаиси в виде вулканических брекчий в альбе, заставило по-новому подойти к решению вопроса о возрасте кутаисских диоритов. На помощь пришел и абсолютный возраст, который, по определению калий-аргоновым методом в лаборатории Геологического института АН ГрузССР (М. Рубинштейн) оказался равным 116 ± 11 миллионам лет, что соответствует альбу. Это хорошо согласуется и с тем фактом, что жилы этих массивов секут только баррем. Таким образом, альбский возраст кутаисских диоритов как будто не может вызывать сомнения. Это позволяет легко решить вопрос, каковы же глубины, на которых проходило формирование этих двух массивов и сопровождающих их жил.

Мощности отдельных свит юры и мела окрестностей г. Кутаиси, которые уже существовали в альбе, таковы (*м*):

Свита листоватых сланцев	бата	200
Угленосная свита100
Пестроцветная свита юры150
Нижний мел		300
	Всего	750 <i>м</i>

Кватапский массив залегает в верхней части свиты листоватых сланцев, в связи с чем надо считать, что мощность осадочного покрова над ней была около 600—650 *м*. В этих условиях получилась полнокристаллически-порфирировая структура, которая на периферии массива делается чуть более мелкозернистой, но все-таки остается полнокристаллической, без каких-либо признаков аморфного стекловатого вещества. В то же время жила, мощностью до 30 *м*, залегающая в той же свите приблизительно на 50 *м* выше главного массива, в периферических частях имеет фельзитоподобную основную массу и лишь в центральной части делается мелкозернистой. Как видно, в гипабиссальных условиях размеры остывающего магматического тела имеют не менее важное значение для условий кристаллизации, чем глубина залегания. Это подтверждается и наблюдениями над Мцванеквавильским массивом, который залегает между угленосной и пестроцветной свитами, т. е. глубина его формирования приблизительно на 200 *м* меньше, чем у Кватапского массива, и составляет 400—450 *м*. Структура пород этого массива — резко выраженная порфирировая, с микродиоритовой основной массой и более мелкозернистой, чем у Кватапского массива. Жилы, сопровождающие этот массив и остывающие почти на той же глубине, что и массив, всегда имеют основную массу, близкую к гиалопилитовой, состоящую из мельчайших микролитов плагиоклаза, зернышек рудного минерала и фельзитового базиса. При этом нет разницы в структуре основной массы между жилами, залегающими в кровле массива, в пестроцветной свите, и жилами, приуроченными к подошве массива — к угленосной свите. Если учесть, что разница глубин остывания для них составляет около 150—200 *м* (мощность мцванеквавильского интроформационного тела), станет очевидным, что и здесь появление стекловатого базиса в дайках обусловлено их малыми размерами (обычно мощностью 1—2 *м*), так как формировавшийся на той же глубине Мцванеквавильский массив не содержит стекла. Обилие роговой обманки в этих породах объясняется именно субвулканическими условиями их застывания. По-видимому, в окрестностях г. Кутаиси были отдельные трещины, по которым лаве удалось вырваться на поверхность. Это, естественно, происходило южнее

Кутаиси, где такие свиты, как батские листоватые сланцы, отсутствовали. Этим следует объяснить накопление небольшой мощности туфобрекчий в альбе в окрестностях с. Годогани, в 50 км от г. Кутаиси, в которых обломки представлены роговообманковыми порфиритами, совершенно аналогичными описанным выше породам из жил Мцванеквавильского массива.

ЛИТЕРАТУРА

- Джанелидзе А. И. Геологические наблюдения в Окрибе. Тбилиси, 1940.
Дзоценидзе Г. С. Молодые диоритовые породы окрестностей г. Кутаиси. Изд-во Тбил. гос. ун-та, 1948а.
Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1948б.
Мефферт Б. М. Юрские отложения Имеретин. Изв. ГГРУ, 1930, т. XLIX, № 1.
Симонович С. Материалы для геологии Кавказа. Т. 1. кн. 5. 1875.
Dzotsenidze G. S. Characteristic features of the Cretaceous volcanism of the Caucasus and its relation to tectonics.— Bull. volcanol., 1964, 27.