

გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები

მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული სერია

ტომი VI

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Минералого-петрографическая серия

Том VI

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

ТБИЛИСИ—1961

Е. К. ВЕЗИРИШВИЛИ

ПЕГМАТИТЫ ВАКИДЖВАРИ (ГУРИЯ)

В работе приводится описание пегматитовых проявлений, связанных с сиенитовым массивом. Минералого-химическая характеристика главных минералов жил вместе с геолого-петрографическими данными позволяет сделать вывод о том, что пегматитовые жилы Вакиджвари являются гидротермально-метасоматическими образованиями.

Термин «пегматит» для изученных нами гурийских образований надо понимать условно, так как ни своим меланократовым характером, ни своими структурно-текстурными особенностями они не соответствуют тому, что принято вкладывать в это понятие. Отмеченные особенности этих пород безусловно находятся в связи со специфическими условиями их образования, и поэтому изучение вещественного состава пегматитов, взаимоотношений между пегматитообразующими минералами и вмещающими их породами позволило нам высказать свои соображения относительно своеобразных условий их формирования.

Пегматитовые образования Гурии, приуроченные к сиенитовому массиву, расположены в 2—3 км к югу и юго-востоку от сел. Вакиджвари в местности Чхиква и Чачуасгеле, в ущелье р. Натанеби, в 15 км от районного центра Гурии — г. Махарадзе.

Изучение пегматитовых проявлений Гурии имеет кратковременную историю. Впервые пегматитовые жилы ущелья р. Натанеби были описаны в 1931 г. Г. В. Гвахария [5].

Наиболее детальное исследование пегматитовых жил Вакиджвари было проведено А. И. Гамкрелидзе [3]. Необходимо отметить также его статью [4], посвященную исследованию своеобразных форм биотита, содержащих различные минералы пегматитовых жил.

Район распространения пегматитовых жил находится в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы и приурочен к западной части северной тектонической зоны [2]. В геологическом строении изученной площади принимают участие вулканогенные отложения среднего и частично верхнего эоцена и породы Вакиджварского интрузива.

Сиенитовый массив обнажается в ущельях рр. Натанеби и Бжужа на протяжении 25 — 30 кв. км, прорезая вулканогенную толщу среднего эоцена. В своей центральной части массив сложен крупнозернистой разностью сиенитов, а по периферии он более мелкозернистый, аплитовидный. Ширина этой, так называемой, «эндоконтактной» полосы местами достигает сотни метров. У контакта с массивом, во вме-

щающих породах эоцена наблюдается широкая полоса ороговикованных пород — «эндоконтактная» зона. Сиенит в основном состоит из калиевого полевого шпата, представленного анортоклазом с пертитовыми вростками альбита, зонального плагиоклаза, пироксена, роговой обманки и биотита. Из аксессуаров имеются магнетит, апатит, сфен. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, карбонатом и очень малым количеством кварца. Данные химического анализа этих пород показали, что сиенит щелочной. Эндоконтактная зона массива несколько отличается от сиенита центральных частей. Преобладающая часть породы представлена анортоклаз-пертитом, а плагиоклаз, занимающий по распространенности второе место, почти нацело замещен альбитом № 8—10. Ороговикованные породы экзоконтакта характеризуются светлыми пятнами калиевого полевого шпата в темной породе и имеют типичную роговиковую или порфиробластовую структуру. Сравнение химических анализов этих пород с анализами порфиритовых пород эоцена показывает, что здесь имеет место привнос вещества магматических пород в первоначальные боковые порфириты. Спектральные анализы ороговикованных пород не дают какой либо существенной разницы с анализами пород из центральной части массива. Присутствие тех же элементов и в общем в тех же количествах, что и в породах интрузива, говорит за то, что все элементы являются общими и для измененных пород.

На участке Чхиква установлено пять жил, все они расположены в ущелье реки Натанеби — одна на правом берегу и четыре на левом. Приурочены жилы к контакту мелкозернистых пород и к порфиритовым породам, измененным в роговики. Мощность жил достигает 5 — 8 м. Простираение их в общем широтное, падение южное, угол падения 25—40°. Висячий бок жил сложен мелкозернистым сиенитом, лежащий — роговиковой породой; зональность в жилах представлена слабо. Центральная часть жил меланократовая, в основном в результате обогащения биотитом, магнетитом, пироксеном и амфиболом. В жилах местами наблюдаются ксенолиты основных пород, окруженные мелкими чешуйками биотита. Аналогичные ксенолиты имеются и в ороговикованных породах эоцена.

На участке Чачуасгеле пегматитовые образования представлены двумя зонами ороговикованных пород с линзами и гнездами магнетита. Простираение зон, прослеживающихся на 100 — 150 м, юго-западное 220°, падение южное под углом 50 — 70°, мощность от нескольких см до 5—6 м.

Пегматитовые жилы Вакиджвари характеризуются богатым минералогическим составом, который приводится нами ниже

Главные минералы

Нерудные	Рудные	Вторичные
Анортоклаз	Магнетит	Серицит
Альбит		Эпидот-цоизит
Пироксен		Хлорит
Биотит		Кальцит
Амфибол		Цеолиты

Второстепенные

Апатит

Пирит

Серпентин

Гипс

Малахит

Лимонит

Борнит

Глинистый минерал

Редкие

Графит

Золото

Кварц

Гематит

Рутил

Ильменит

Циркон

Молибденит

Ксенотим

Халькопирит

Монацит

Сфен

Андалузит

Не имея возможности останавливаться на описании всех минералов, мы приведем характеристику только наиболее интересных из них: Анортоклаз (Оптические константы: $2\gamma = -57$; $N_g = 80^\circ$; $N_m = 12^\circ$; $N_r = 85 - 87^\circ$) имеет наибольшее распространение в краевой аплитовой зоне, а в основном в контакте с сиенитом. Представлен крупными, розового или мясо-красного цвета кристаллами (2—3 см) с гранями (010), (001). Кристаллы имеют в основном таблитчатый габитус, а крупные скопления их придают породе псевдобрекчиевую текстуру. К центру жил количество анортоклаза уменьшается, иногда даже он исчезает вовсе. Очень часто зерна анортоклаза включены в биотитовые оболочки. Изучение этих биотитовых образований показало, что сидящий в них анортоклаз имеет обычно зональную окраску — ближе к стенкам биотита он имеет красный, а в центре сероватый цвет и образует закономерные сростки с биотитом, создавая пегматитовые структуры. Анортоклаз сильно пелитизирован и сосюритизирован, причем в последнем случае он делается более прозрачным и превращен в мелкозернистый агрегат. В контакте с роговиками наблюдается замещение анортоклаза хлоритом. С поверхности анортоклаз каолинизирован и превращен местами в землистую массу, что особенно хорошо заметно в контакте пегматитовых образований с вмещающими их породами.

Спектральные анализы анортоклаза показали незначительные примеси Ba, V, Ga.

Приводим химический анализ анортоклаза, произведенный в химической лаборатории Геологического института АН ГССР аналитиком В. И. Кобиашвили.

Таблица 1

Химический анализ полевого шпата				
П р о б а 98				
Окислы	Весовые %	Молекул. соотнош.	Молек. колич. в полев. шпате	Остаток
SiO ₂	64.18	1069	968	101
TiO ₂	0.04	005	—	5
Al ₂ O ₃	20.30	199	166	33
Fe ₂ O ₃	0.09	006	—	6
FeO	0.35	006	—	6
MnO	0.04	006	—	6
CaO	0.44	007	7	—
MgO	0.39	010	—	10
V ₂ O ₅	0.002	—	—	—
K ₂ O	11.72	124	124	—
Li ₂ O	0.10	001	—	—
Na ₂ O	2.20	035	35	1
Влага	0.09	—	—	—
п п п.	0.30	—	—	—
Сумма	100.23	1468	1300	168

На основании проведенных пересчетов устанавливается, что полевой шпат складывается из следующих молекул:

Калиевый полевой шпат	— 76.30%
Анортит	— 2.15%
Альбит	— 21.55%
	<u>100.00</u>

Присутствие TiO₂, Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO относим за счет примесей других минералов, попавших сюда при отборке.

Альбит играет наибольшую роль в периферийных частях легматитовых образований, находящихся в контакте с роговиками, а также в аплито-сиенитовой полосе. В альбите часто наблюдаются пелитизированные участки, присутствие которых мы склонны объяснить пелитизацией анортоклаза, замещенного альбитом. Большую роль играет здесь процесс серицитизации, который начинается с центра кристаллов, но не всегда захватывает весь альбит. Нередки случаи, когда прозрачный альбит образует узкую каемку вокруг зерен анортоклаза или альбита же. Возможно, что этот прозрачный альбит и есть альбит третьей генерации, отмеченный некоторыми авторами [1] и характерный для периферийной части массива. Почти всегда альбит находится в ассоциации с анортоклазом и биотитом.

Биотит является одним из главных минералов жил и в большом количестве находится также в сиенитовом массиве, как в контакте с жилами, так и в экзоконтактной полосе вулканогенных отложений. Наибольшим распространением он пользуется в центральной части жил, в эндоконтактной же полосе большая часть его замещена хлоритом. В крупнокристаллической части жил биотит наблюдается в виде крупных (до 0,5 м) листов, образующих пачки толщиной в 50 см. Часто форма отдельных листов и пачек имеет характерные псевдогексагональные очертания. Здесь же нужно отметить присутствие своеобраз-

ных биотитовых «сосудов», описанных А. И. Гамкрелидзе [4]. Эти образования имеют шестигранную форму и заполнены веществом апатита, магнетита, калишпата или какого-либо другого минерала. Отдельные листочки биотита, срастаясь параллельно друг другу, образуют ступенчатые формы, которые в свою очередь срастаются друг с другом под разными углами. Обычно биотит находится в ассоциации с магнетитом, пироксеном, роговой обманкой и анортоклазом. Чаще всего наблюдаются сростки биотита с магнетитом или же включения последнего в магнетите. Редко попадает пироксен, в котором не было бы вростков биотита. В тех местах, где наблюдается альбитизация анортоклаза, количество биотита заметно увеличивается и очень часто в таких случаях целые участки породы почти полностью сложены биотитом. Совместно с пироксеном, полностью замещенным амфиболом и кальцитом, встречаются новообразования биотита, замещенного и разъеденного рудным минералом. Трещины спайности биотита обычно заполнены рудным веществом.

Спектральные анализы биотита, проведенные в спектральной лаборатории Геологического института АН ГССР, показали присутствие Li, Ni, Co, Mn, Mo, V, Ga, Ti, Ba, Ca, Ag, Cu, Sc, Ce, Be, I. в десятых, сотых и тысячных долях процента. Все перечисленные элементы являются обычными примесями для биотита благодаря известной специфике его решетки.

Несмотря на сложность состава биотита, вызванного многочисленными примесями, данные химического анализа позволили нам вычислить его кристаллохимическую формулу.

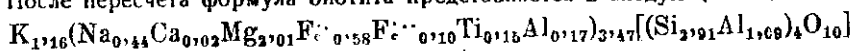
Таблица 2

Химический анализ биотита

Оксиды	Данные анализа	Молекул. колич.	Атомн. колич. кислор.	Число атомов кислор.	Атомное колич. катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	38,62	643	1286	5,82	643	2,91
Al ₂ O ₃	14,34	140	420	1,90	280	1,26
TiO ₂	2,59	033	066	0,30	33	0,15
FeO	9,18	128	128	0,58	128	0,58
Fe ₂ O ₃	1,76	011	033	0,15	22	0,10
MnO	0,06	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0,002	—	—	—	—	—
CaO	0,24	004	004	0,02	004	0,02
MgO	17,99	446	446	2,01	446	2,01
MO	0,001	—	—	—	—	—
K ₂ O	11,91	127	127	0,58	254	1,16
Li ₂ O	0,09	—	—	—	—	—
Na ₂ O	1,55	050	050	0,22	100	0,44
Влага	0,61	—	—	—	—	—
П.п.п.	1,70	92	92	0,41	184	0,82
Сумма	100,03	—	2652	11,99	—	—

Общий делитель—221

После пересчета формула биотита представляется в следующем виде:



Анализ биотита проводился в химической лаборатории Геологического института АН ГССР аналитиком В. И. Кобиашвили. Анализ приводится впервые.

В лаборатории абсолютного возраста Геологического института АН

ГССР было проведено определение возраста этого биотита аргонным методом. Определение дало цифру 37 ± 4 млн. лет, что позволило М. М. Рубинштейну [6] использовать эту цифру для уточнения геохронологической шкалы, считая возраст этих образований верхнеэоценовым.

Пироксен является обычным компонентом для Вакиджварских образований и имеет наибольшее распространение в крупнокристаллической части жил, в зоне контакта же его меньше. Он представлен пластинчатыми образованиями иногда с хорошо видимыми гранями (010) и (100). Отдельные индивиды пироксена встречаются редко, чаще в сростании с биотитом, апатитом, магнетитом. Большая часть пироксена уралитизирована; вначале изменению подвергается его периферийная часть и главным образом по трещинам спайности; процесс этот протекает медленно, т. к. в шлифах сплошь да рядом попадают зерна волокнистой роговой обманки с новообразованиями кальцита и с нетронутыми зернами пироксена. Оптические константы показали $Ng = 46 - 48^\circ$, $Ng - Np = 0,025$, $2V = 58^\circ$, $Ng = 1,687 \pm 0,001$, $Np = 1,655 \pm 0,001$, что указывает на принадлежность данного пироксена к авгиту.

Широко развит здесь процесс замещения анортоклаза пироксеном. Местами наблюдается также замещение пироксена апатитом и магнетитом, в массе которых часто разбросаны реликты кристалликов пироксена.

Амфибол встречается в основном в контакте с роговиками, реже в центральной части жил. Оптические измерения, а именно, $2V = 68^\circ$, малый угол погасания и слабый плеохроизм, показывают, что это актинолит. Нужно отметить, что широко развитый здесь процесс амфиболлизации привел к образованию уралита и потому часты случаи сонахождения актинолита с реликтами плагиоклаза и новообразованного уралита. В связи с широко развитым процессом амфиболлизации пироксенов, жилы обогащены магнетитом и кальцитом; кальцит как бы продолжает рост кристаллов амфибола или же находится с последним в тесном сростании. Аналогичное явление наблюдается с пироксеном и вторичной роговой обманкой, которая замещает пироксен с одного конца кристалла, в то время как другой представлен еще свежим пироксеном.

Апатит является здесь второстепенным минералом, создавая порой скопления хорошо образованных кристаллов мяскокрасного и зеленого цвета. Чаще всего попадают формы {1010}, {1011}, что хорошо наблюдается на его игольчатых кристаллах под бинокулярном. Нередки случаи нахождения кристаллов апатита в биотитовых полостях и тогда они достигают крупных размеров (до 20 см). В сердцевине крупных кристаллов апатита часто попадает вещество анортоклаза или пироксена, окрашенное в более темный цвет. Апатит содержит незначительную примесь редких земель.

Магнетит является одним из главных минералов пегматитовых образований. В массиве, особенно в его мелкозернистой части (эндоконтактная зона), магнетит играет роль акцессорного минерала. В теле жил в апатит-магнетитовой зоне он образует самостоятельные скопления, главным образом в массе апатита. В большей своей части магнетит представлен хорошо образованными октаэдрическими кристаллами, реже в виде мелкозернистой массы. В остальных частях жил магнетита не так много, но в крупнокристаллической их части он преобладает над другими компонентами.

Микроскопическое изучение полированных шлифов показало, что магнетит содержит закономерно ориентированные включения ильменита. В тех случаях, когда магнетит претерпевает процесс замещения, количество вростков ильменита уменьшается, особенно хорошо это наблюдается в контакте рудных зон с вмещающими породами. Чаще всего магнетит здесь наблюдается в ассоциации с анортоклазом, который он замещает, и с биотитом, образующим в нем включения мелких чешуек; нередко случаи замещения пироксена магнетитом и в таких случаях всегда присутствует кальцит.

Очень хорошо удается наблюдать в полированных шлифах начальную стадию замещения магнетита гематитом, проявляющуюся в образовании петельчатых текстур по периферии магнетитовых зерен. Хорошо видна также решетчатая структура распада твердого раствора магнетит-ильменита.

Химические анализы магнетита из Чачуас-геле показали содержание TiO_2 — 1,9 — 19,6, что позволяет отнести их к титано-магнетитам.

Спектральные анализы показывают присутствие V, Co, Ga, Mg, Ni, Al, Cr.

Пирит имеет здесь относительно широкое распространение и концентрируется главным образом в контакте пегматита с вмещающими породами, где он образует скопления преимущественно в части обогащенной калишпатом. Широко распространены мероздрические пластинки пирита с характерной штриховкой, попадаются также мелкие кубики и пентагондодекаэдры. Очень часты равномерно развитые формы (210) и (111) иксаэдра.

Наибольшим развитием пользуется пирит в центральной части жил, образуя хорошие ограненные кристаллы в виде комбинации (111) и (100), в ассоциации с кальцитом, биотитом, апатитом. Нужно отметить, что хотя пирит и концентрируется как будто в определенных участках пегматитовых образований, все же он распространен широко и везде можно найти хотя бы единичные зерна или скопления мелкозернистой массы. Очень часто мелкозернистая масса пирита заполняет трещины породы, кроме того удавалось наблюдать тонкую пленку пирита, покрывающего ранее образованные минералы жил.

Пирит замещает обычно магнетит (реликты магнетита в пирите на участке Чачуасгеле — широко распространенное явление).

Химический анализ пирита показал наличие в нем 0,015% кобальта, что подтверждается и спектральными анализами.

Кальцит встречается главным образом в центральной части жил в ассоциации с рудными минералами, главным образом с магнетитом, иногда замещая последний. Часто образует сростания с биотитовыми пластинками или же вместе с полевым шпатом и темным минералом обростаёт биотитовым веществом.

Под микроскопом наблюдаются трещины в пироксене или амфиболе, выполненные кальцитом, а также пленки его на ранее образованных минералах. Наличие прожилков и мелких включений кальцита в зернах амфибола и пироксена дает основание предполагать существование двух генераций кальцита — первой в виде кристаллов и мелких зерен в ассоциации с темными минералами, и второй — в виде прожилков и пленок в других минералах. Попадают кристаллы амфибола частично замещенные кальцитом; кальцит как бы продолжает этот минерал. Надо думать, что в этих случаях кальцит образован в результате амфиболлизации пироксена.

Во всех пегматитовых жилах, приуроченных в Вакиджварскому сиенитовому массиву, содержатся в разной степени измененные ксенолиты основных пород, состоящие в основном из моноклинного пироксена, частично замещенного актинолитом.

Участки актинолита перемежаются с участками обогащенными кальцитом, сфеном, апатитом. Начальная стадия изменения этих пород проявляется в биотизации их, там же, где присутствуют анортоклаз-пертит, этот процесс проявлен более интенсивно. В меньшей степени наблюдается замещение пироксена эпидотовыми минералами и в таких случаях обычно отсутствует сфен.

Актинолит-кальцитовые породы, имеющие здесь меньшее распространение, содержат свежий биотит с остатками актинолита и большого количества сфена. В тех случаях, когда в основных породах содержится анортоклаз-пертит, пироксен замещается биотитом и частично кальцитом.

Возрастание количества анортоклаза вызывает увеличение количества биотита, представленного ксеноморфными чешуями. В анортоклазе, биотите и рудном минерале часто попадаются уцелевшие остатки пироксена с эпидотом. Среди пород сиенитового массива попадают и такие, которые по составу отвечают пироксеновым сиенит-диоритам. Пироксен и связанный с ним биотит образуют в анортоклазе остатки, уцелевшие от процесса фельдшпатизации. Параллельно с увеличением роли привнесенного анортоклаза уменьшается количество пироксена, вещество которого разрушается и выносится. Таким путем и возникают анортоклазовые породы, содержащие мало пироксена, некоторое количество аксессуаров и рудный минерал. Характерна в таких случаях зазубренность контуров между преобразованными минералами материнской породы и анортоклаз-пертитом.

Нами наблюдались здесь и такие пироксенсодержащие породы, которые наряду с пелитизированным анортоклаз-пертитом содержат плагиоклаз. В тех породах, где плагиоклаз преобладает наблюдаются разведенные скелетообразные зерна пироксена, указывающие на замещение пироксена плагиоклазом. Нередки случаи, когда часть этого пироксена замещается с периферии апатитом, который иногда даже повторяет формы очертаний пироксена.

Среди пород массива нами был также встречен оливниновый габбро-сиенит с мондонитовой структурой, состоящий из плагиоклаза, свежего анортоклаза, апатита, оливина и магнетита.

В составе почти всех жил наблюдаются также роговики с типичной роговиковой, иногда порфиробластовой структурой. Эти породы состоят преимущественно из изометричных зерен анортоклаза, порой с примесью плагиоклаза, изредка попадает пироксен, эпидот, апатит. Среди роговики имеются породы, состоящие из плагиоклаза, кварца и тех же фемических минералов, что и в типичных роговиках. Благодаря интенсивной серицитизации такие роговики внешне очень похожи на обыкновенные, широко распространенные в этой области (Мерисское рудное поле) гидротермально измененные рудовмещающие породы.

Породы жил ущелья р. Натанеби пегматитовыми структурами не обладают. Такие структуры наблюдаются только в закономерно прорастающих друг друга анортоклазе и кварце, и только тогда, когда последние сидят в биотитовых «сосудах». Сочетания минералов в этих «сосудах» бывают самые различные. Интересно, что хорошо образованные

кристаллы попадают здесь только в случае полиминерального содержания.

С нашей точки зрения не исключена возможность, что эти футляровидные образования биотита возникли до тех минералов, которые они в себе заключают и в этом случае очевидно прав А. И. Гамкредзе [4], высказавший мнение об их метасоматической природе.

Целый ряд замеченных нами фактов, допускает рассматривать процессы, вызвавшие образование пегматитов Вакиджвари, как процессы в основном метасоматические, а именно:

1) процессы замещения наблюдаются вдоль трещин ранее образованных минералов или между зернами первичных образований, вдоль зальбандов жил (альбит, биотит, рудный минерал, амфибол);

2) отмечена частичная унаследованность состава минералов замещающего комплекса от состава минералов первичной кристаллизации. Вследствие этого появляется несколько генераций одного и того же минерала (альбит, кальцит, биотит);

3) широкое развитие альбитизации анортоклаза приводит как известно к обогащению раствора калием, что в свою очередь может вызвать образование на более поздних этапах калиевого соединения — биотита. Это последовательное изменение состава растворов обуславливает естественно изменение парагенетических ассоциаций;

4) наличие реликтов первичных основных пород в пегматитах и во вмещающих пегматиты сиенитах;

5) изменение характера жил в зависимости от состава пород, которые она пересекает (жилы имеют в зависимости от этого обстоятельства разный минералогический состав);

6) продолжение одного минерала другим в процессе замещения (частичное замещение роговой обманки кальцитом и пироксена — амфиболом).

Объектом метасоматических процессов на Вакиджвари, по нашему мнению, должны являться основные породы, преобразованные под влиянием постмагматических растворов, генетически связанных с сиенитами. Амфиболитизация и эпидотизация сопровождаются образованием кальцита. При нарастании этого процесса возникают эпидот-кальцитовые, актинолит-кальцитовые и пироксен-магнетитовые породы; в том или ином количестве появляются биотит, апатит, рудный минерал и сфен. Наряду с постепенным вытеснением пироксена, а также продуктов его распада — эпидота, актинолита и рудного минерала, появляется анортоклаз-пертит. Одновременно происходит возрастание количества биотита, который обособляется с образованием крупных шпироподобных скоплений. В результате разрушения пироксена происходит возникновение эпидота, актинолита, кальцита и биотита в определенной последовательности, которые потом, растворяясь, уносятся. Выделение аксессуаров в связи с распадом пироксена не вызывает сомнения, так как они преимущественно связаны с разрушенными участками пироксена. Выпадение их происходит обычно на всем протяжении преобразовательного процесса и количество их увеличивается в связи с нарастанием щелочного метасоматоза.

Рудный минерал образуется за счет железа, содержащегося в железомagneзиальных силикатах, а апатит — как результат взаимодействия кальция, высвободившегося из содержащих его разрушенных минералов, с привнесенным фосфором. Часть кальция в начальную стадию метасоматического процесса, во всяком случае до выпадения апатита, рас-

ходовалась на образование плагиоклаза, который в дальнейшем подвергался процессу аноклазизации.

Минералы пегматитов подвергаются процессу альбитизации под влиянием растворов, преобразующих вещества первичных минералов. В самих жилах плагиоклаз почти нацело замещен альбитом, причем альбитизированные зоны имеют резкие зигзагообразные контакты с пегматитом и с ороговикованными породами лежащего бока.

Нам представляется, что такой характер контакта должен свидетельствовать о метасоматическом образовании альбитового прожилка, вызванного избирательным замещением наиболее неустойчивых минералов. Как контактовые роговики, так и альбитизированные зоны содержат сульфиды, роговую обманку, кальцит — т. е. минералы устойчивые при процессах альбитизации.

Все изложенное выше позволяет заключить, что описанные породы генетически не представляют собой типичных пегматитов. Сохраняя характерные для пегматитов черты (крупнокристалличность, наличие редких минералов и др.) они являются гидротермально-метасоматическими образованиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляикин Д. С., Петров В. П., Еремеев В. Н. Неонитрузии Аджарии и Гурии. Матер. по геол. и петрогр. Грузии, вып. 1, 1935.
2. Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геологии и минералогии АН СССР, Монографии № 2, 1949.
3. Гамкрелидзе А. И., Вакиджварские пегматиты. Тбилисский гос. Университет Сталина (на груз. яз.), 1950.
4. Гамкрелидзе А. И., Особенности пегматитовых жил Вакиджвари. Сообщения АН СССР т. XX № 1, 1958.
5. Гвахария В. Г., Апатит. Минеральные ресурсы Грузии, 1933.
6. Рубинштейн М. М., К пересмотру абсолютной геохронологической шкалы. ДАН, СССР, т. 129, № 5, 1959.
7. Татришвили Н. Ф., Везиришвили Е. К., К вопросу образования Вакиджварских пегматитов. Геол. ин-т АН СССР, Сб. трудов, 1959.

Ш. И. ДЖАВАХИШВИЛИ

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ СВИТА ЛОКСКОГО МАССИВА

Статья посвящена петрографической характеристике пород метаморфической свиты и их взаимоотношениям с другими породами Локского кристаллического массива.

Выясняется, что метаморфическая свита, как таковая, была образована еще до внедрения гранитоидов, с которыми связывается инъекционный метаморфизм.

Интенсивность метаморфизма в целом возрастает с глубиной, и состав свиты сверху вниз изменяется от серицит-графитовых сланцев до амфиболитов, однако в отдельных случаях эта закономерность нарушается, что указывает на избирательный характер метаморфических процессов. Метаморфизм свиты связывается как с каледонским, так и с герцинским орогенетическими циклами.

На метаморфические образования Грузии впервые было обращено внимание на Большом Кавказе, причем многие известные исследователи изучали кристаллическое ядро этого величественного горного сооружения. Позднее объектом интенсивного геологического изучения стал Дзиркульский массив, где вместе с гранитоидным массивом специально изучалась геолого-петрографическая природа кристаллических сланцев и нижнепалеозойской метаморфической (филлитовой) свиты.

В настоящее время можно определенно сказать, что среди древних формаций Грузии лучше других изучены именно метаморфические свиты Дзиркульского массива.

Метаморфическую свиту Локского массива стали изучать немного позже, и в геологической литературе Грузии в настоящее время чувствуется недостаток материалов по этой свите. Целью данной работы является хотя бы частичное заполнение этого пробела.

Первые сведения о метаморфических сланцах Локского массива находим у Г. Цулукидзе [12]. Автор описывает мусковитовые сланцы желтовато-серого цвета и почти черного цвета графитсодержащие амфиболовые сланцы. По его наблюдениям в ущельях рек Пиназаури и Дамблуд эти сланцы секутся гранитами. Автор считает их докембрийскими образованиями.

Хотя после этого Локским гранитным массивом заинтересовались многие геологи, все же метаморфическая свита не изучалась. В 1935 г. П. Д. Гамкрелидзе проводил геологическую съемку Борчалинского района, в связи с чем была закартирована и метаморфическая свита Локского массива. Эта свита, как таковая, впервые выделена этим автором под названием метаморфических окварцованных слюдисто-графитовых сланцев. Им было установлено, что упомянутая свита является кровлей гранитного массива. По аналогии с филлитовой свитой Дзиркульского массива, свита была датирована кембрием.

Сравнительно детальное петрографическое описание этой свиты дала Т. Г. Казахашвили [8, 9], которая считает свиту образованной, в основном, за счет метаморфизации осадочных пород. Автор считает возможным синхронизировать метаморфическую свиту Локского массива с кристаллическими сланцами Дзирульского массива.

Вышеотмеченную свиту изучали Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [6, 7]. Они считают возможным нахождение в этой свите аналогов как кристаллических сланцев, так и филлитовой свиты Дзирульского массива.

В связи с теми работами, которые проводил в южной Грузии в 1956-57 годах Геологический институт АН Грузинской ССР совместно с Геологическим управлением Грузинской ССР, нам пришлось закартировать Локский массив и смежные с ним районы. При этом особое внимание было уделено метаморфической свите Локского массива, результаты изучения которой даются в этой статье.

Локский массив является обнаженной частью Арвино-Сомхитской глыбы, и вместе с Храмским массивом, по геотектонической схеме П. Д. Гамкрелидзе [4], составляет так называемую Болнисскую зону. Основное ядро Локского массива представлено палеозойскими гранитоидами, кроме которых в строении массива участвуют метаморфические породы, жильные образования диабаз-порфиритовой магмы и молодые гранитоиды (Поладаурская интрузия).

Самые древние породы Локского массива образуют метаморфическую свиту, которая хорошо представлена на западной периферии массива по ущельям реки Пиназаури (Мошевани) и ее правых притоков. Отсюда свита метаморфических сланцев распространяется на южную и северную периферии массива.

Максимальная ширина полосы метаморфических сланцев достигает 2 км (по реке Пиназаури, где свита самая мощная). На южной и северной перифериях массива эта полоса суживается и в среднем не превышает 200 — 300 м в ширине. Измерение мощности свиты затруднено тектоническими осложнениями; кроме этого, самые верхние ее горизонты или размыты, или скрыты под молодыми осадками, а нижние горизонты на дневную поверхность не выходят. Все же можно сказать, что видимая часть свиты имеет мощность порядка 0,5 км.

Метаморфическая свита для гранитоидов Локского массива является кровлей и везде помещается между гранитоидами и трансгрессивно залегающими молодыми отложениями. Только около селения Джандари встречаются сланцы в виде останцев на гранитоидах.

По петрографическому характеру метаморфическая свита разнообразна. В ее составе участвуют как представители сильно метаморфизованных кристаллических сланцев, так и сравнительно слабо метаморфизованные породы. В общем господствующее положение в свите занимают сланцы темного цвета, большая часть которых содержит графит.

В изучаемой свите различаем: графитовые, хлоритовые, мусковитовые, двуслюдяные, биотитовые, андалузитовые и микроклиновые сланцы, амфиболиты, мраморы, кварциты и гнейсы.

Вышеотмеченные породы в разном количестве содержат кварц, которым они местами очень сильно пропитываются. В верхней части правого притока реки Джандар в этой свите нами был обнаружен рассланцованный песчаник, остаточная псаммитовая структура которого еще улавливается под микроскопом.

Графитовые сланцы встречаются почти всюду, но господствующее положение они занимают в верхних горизонтах этой свиты. Эти породы черного цвета с ясно выраженной сланцеватой текстурой; по сланцеватости они более или менее пропитаны кварцем и этим обуславливается полосчатая структура этих пород. Среди графитовых сланцев можно различать: собственно графитовые, графит-серицитовые и графит-хлоритовые разновидности. Собственно графитовые сланцы в основном состоят из графита и пелитового вещества; кварц присутствует в разном количестве и местами образует тонкие полосы, параллельные сланцеватости пород.

Графит-серицитовые сланцы от собственно графитовых сланцев отличаются содержанием значительного количества серицита, при этом наблюдаются все переходные типы. Местами наблюдается также увеличение количества хлорита и порода приобретает облик графит-хлоритового сланца.

Хлоритовые сланцы тесно связаны как с графитовыми, так и с мусковитовыми сланцами. Среди этих сланцев различаются: хлорит-серицитовые, хлорит-эпидотовые, хлорит-актинолитовые и хлорит-мусковитовые разновидности.

Эти породы также темного цвета, но в отличие от графитовых сланцев они имеют зеленоватые оттенки.

Сланцеватость в этих породах выражена хорошо, а структура чаще всего гранолепидобластовая. Состоят из хлорита, серицита, графита и эпидотовых минералов; в отдельных участках наблюдается обогащение мусковитом, а местами в них присутствует актинолит. Кварц в этих породах присутствует в весьма неравном количестве, при этом чаще всего в виде отдельных тонких, параллельных сланцеватости, полос. Из аксессуаров здесь надо отметить мелкие кристаллы циркона. Иногда в незначительном количестве присутствует также турмалин.

Следует отметить, что чешуйки биотита, количество которых в нижних горизонтах свиты значительно возрастает, появляются уже в хлоритовых сланцах.

Мусковитовые сланцы от других сланцев этой свиты отличаются уже своим светлым цветом. Они занимают средние горизонты в свите и как бы являются переходными от менее метаморфизованных сланцев к типичным кристаллическим сланцам. Среди мусковитовых сланцев различаются мусковитовые, мусковит-серицитовые, мусковит-гранатовые, мусковит-амфиболовые и мусковит-турмалиновые сланцы.

В западной части Локского массива уже в нижних горизонтах свиты появляются двуслюдяные сланцы, среди которых можно различить: андалузитовые, турмалиновые и плагиоклазовые разновидности. Это — сланцеватые породы с хорошо выраженной гранолепидобластовой, а иногда порфириобластовой структурой. В двуслюдяных сланцах местами количество мусковита заметно уменьшается, а порой этот минерал вообще отсутствует и получают биотитовые сланцы.

В сложении двуслюдяных и биотитовых сланцев участвуют: биотит, мусковит, кварц, плагиоклаз, андалузит, турмалин, в малом количестве хлорит и серицит. Из аксессуаров входят циркон, рутил и рудный минерал.

Необходимо отметить, что названные сланцы весьма бедны аксессуарами, даже чешуйки биотита почти совершенно свободны от включений аксессуарных минералов и этим они заметно отличаются от слюдяных сланцев Главного Кавказского хребта.

Андалузит встречается в разных сланцах метаморфической свиты Локского массива, но местами количество андалузита в этих породах становится значительным, так что можно их выделить отдельно. Характерной для андалузитовых сланцев является порфиروبластовая структура, где порфиробласты представлены крупными кристаллами андалузита.

Турмалин также является характерным минералом для описываемой свиты. И этот минерал встречается почти по всей свите, но в небольшом количестве, хотя местами наблюдается значительное обогащение пород турмалином.

Амфиболиты занимают нижние горизонты этой свиты, но маломощные пачки амфиболитов встречаются и в сравнительно верхних ее частях. В амфиболитах различаются две разновидности: собственно амфиболиты, породы, составленные в основном из амфибола, и плагиоклазовые амфиболиты—породы в которых наряду с амфиболом в значительном количестве присутствует и плагиоклаз. В количественном отношении плагиоклазовые амфиболиты в свите преобладают над собственно амфиболитами, которые наблюдаются сравнительно редко.

Амфиболиты — породы темного цвета с хорошо выраженной сланцеватой текстурой и грано-нематобластовой структурой. Кроме амфибола и плагиоклаза, в этих породах участвуют эпидотовые минералы, хлорит, карбонат и кварц, который имеет явно привнесенный характер. Из аксессуаров встречаются рудный минерал и сфен. Местами количество сфена становится значительным.

Мраморы в этой свите встречаются в виде отдельных линз в правых притоках реки Пиназаури. Среди этих пород можно различить хлоритовые, гранат-эпидотовые и кварц-гранатовые мраморы. Мощность линз мраморов измеряется в метрах. Цвет этих пород зеленовато-серый, редко встречаются также белые мраморы (кварц-гранатовая разновидность). Текстура массивная, но иногда встречается и полосчатая текстура, обусловленная чередованием обогащенных хлоритом тонких полос с полосами почти чистого карбоната. Структура гранобластовая-мраморовидная. В составе мраморов участвуют карбонаты, кварц, хлорит, минералы эпидотовой группы и гранаты. Здесь надо отметить, что линза мрамора в правом притоке р. Пиназаури, севернее от р. Камышлосхеви, имеет непосредственный контакт с жилой гранита и в приконтактной зоне образованы гранат-эпидотовые сланцы.

В метаморфической свите Локского массива кварциты встречаются редко. Это фактически кварцево-серицитовые сланцы, очень богатые кварцем.

В них в незначительном количестве присутствуют хлорит и полевые шпаты. Характеризуются они сланцеватой текстурой и кварцитовой структурой.

В изучаемой свите мы отдельно выделяем микроклиновые сланцы, хотя они встречаются очень редко и имеют незначительную мощность. Эти сланцы нами были встречены в ущелье р. Камышлосхеви в двух местах. Это разновидность биотитово-хлоритовых сланцев, в которых наряду с другими минералами присутствует и микроклин. Породы темного цвета со сланцеватой текстурой и лепидогранобластовой структурой; иногда наблюдаются также порфиروبластовые структуры; состоят из кварца, хлорита, биотита и микроклина; кроме того присутствуют плагиоклаз, рудный минерал и редко эпидотовые минералы.

Микроклин имеет решетчатое строение; свеж или очень слабо пелитизирован, часто образует порфиробласты и обычно содержит пертитовые вроски альбита.

Материнские породы микроклиновых сланцев не устанавливаются. В одном лишь случае как будто была заметна остаточная псаммитовая структура, но говорить убедительно об этом мы не можем. Также не обнаруживает микроклин и привнесенного характера, что дало бы нам возможность связывать их образование с гранитоидами массива и поэтому вопрос генезиса микроклиновых сланцев, имеющий важное значение для определения взаимоотношений пород кристаллического массива, остается невыясненным.

Из метаморфической свиты Локского массива мы описали метаморфизованный песчаник, который был встречен в верхней части правого притока реки Джандар. Эти темного цвета породы были расположены под андалузитовыми сланцами. Характеризуются они хорошо выраженной сланцеватой текстурой и бластопсаммитовой структурой. Обломки представлены кварцем и кислым плагиоклазом, при этом эти обломки часто хорошо окатаны; цемент—серицит-хлоритовый. Присутствие здесь таких сланцев указывает на то, что при накоплении пород, давших впоследствии метаморфическую свиту, размывались кислые породы (гранитоиды), которые в настоящее время неизвестны.

Гнейсы для данной свиты не характерны и встречаются редко. Они были нами изучены в ущелье реки Камышлосхеви, где было установлено, что эти гнейсы являются продуктами метаморфизации кварцевых диоритов, секущих метаморфическую свиту, и мы их рассмотрим вместе с магматическими породами, секущими отмеченную свиту.

Все вышеописанные члены метаморфической свиты в пространстве расположены так, что верхние горизонты занимают графит-серицит-хлоритовые сланцы, а в нижних частях свиты преобладают амфиболиты и слюдяные сланцы.

Таким образом, видно, что в общих чертах вместе с глубиной степень метаморфизма пород этой свиты возрастает. При этом, тут же надо отметить, что для такого рода возрастания метаморфизма контактное влияние гранитоидов не имеет существенного значения, хотя под действием этих гранитоидов характер метаморфической свиты Локского массива значительно изменен.

Изучение разрезов метаморфической свиты Локского массива, а также наблюдения над отдельными участками развития этой свиты, дает нам повод заключить, что общая картина возрастания метаморфизма с глубиной часто заметно нарушается. Не так уже редко вместе с глубоко метаморфизованными породами—амфиболитами и слюдяными сланцами, природу материнских пород которых вследствие сильного метаморфизма установить не удается — встречаются сравнительно слабо метаморфизованные породы: графитовые, серицитовые и хлоритовые сланцы, осадочный характер материнских пород которых не вызывает сомнения. Поэтому мы считаем, что метаморфизм внутри этой свиты имел избирательный характер. По-видимому разнородный состав пород интересующей нас свиты сыграл в этом главную роль (компетентность, состав породы и т. п.). При этом надо допустить, что при нисходящем движении в разных участках свиты давление и температура менялись по разному, что также способствует образованию неоднородно метаморфизованных пород.

Для химической характеристики пород метаморфической свиты Локского массива в нашем распоряжении имеются всего 4 анализа, из

которых первый анализ заимствован из работы Т. Казахашвили [8], а три остальных проделаны в связи с данной работой и публикуются впервые.

Первый анализ сделан аналитиком Н. Метревели, 2, 3 и 4 анализы — аналитиком Ц. Лабарткава.

Первые три анализа не имеют сходства с анализами магматических пород. Характерным для этих анализируемых пород является высокое содержание Al_2O_3 , что выражается в присутствии андалузита и глинистого материала.

В андалузитовых сланцах содержание CaO и MgO низкое и при этом $MgO > CaO$. Содержание щелочей также низкое, $K_2O > Na_2O$. В третьем анализе содержание MgO сравнительно с первыми двумя анализами немного возрастает; также возрастает и количество Na_2O , хотя и здесь $K_2O > Na_2O$.

Первые три анализируемые породы в химическом отношении стоят близко друг к другу и являются однотипными породами. Здесь привлекает внимание двухвалентное железо, количество которого во всех этих трех анализах больше, чем количество всех остальных двухвалентных элементов вместе взятых.

Таблица 1

Окислы	Андалузитовый сланец % весовые	Двуслюдяно-анда- лузитовый сланец % весовые	Мусковит-хлорит- графитовый сла- нец % весовые	Амфиболит % весовые
	1	2	3	4
SiO_2	57,52	57,26	58,84	48,18
Al_2O_3	26,16	23,44	21,88	13,73
Fe_2O_3	1,09	2,09	1,58	12,17
FeO	4,79	5,85	6,31	5,08
MnO	0,03	0,30	0,22	0,30
MgO	1,92	1,47	2,75	5,49
CaO	0,70	0,70	0,40	9,51
Na_2O	0,61	0,92	1,20	2,14
K_2O	2,95	2,15	2,11	1,10
TiO_2	0,21	0,80	0,70	1,65
P_2O_5	0,12	0,08	0,07	0,09
SO_3	0,03	0,45	0,30	—
Влага	0,35	0,51	0,38	0,16
п. п.п.	3,25	3,85	3,76	0,68
Сумма	99,73	99,87	100,50	100,28

Четвертый анализ принадлежит плагиоклазовому амфиболиту. Эта порода в химическом отношении имеет сходство с габброидными породами. Количество кремния, щелочных и щелочно-земельных элементов в этой породе примерно отвечает их содержанию в габбро. Но в отличие от последнего в анализируемой породе Al_2O_3 заметно меньше, чем в габброидах (в габбро по Дэли 18% Al_2O_3 и кроме этого значительно больше Fe_2O_3 ; роль TiO_2 также возрастает).

Имея в виду такой химический состав амфиболита, можно было бы заключить, что он образовался путем метаморфизации габброидных пород, однако об этом трудно судить по химизму таких сильно метаморфизованных пород как амфиболит, который в настоящее время далеко не похож на материнскую породу.

В метаморфической свите Локского массива встречаются разные магматические породы, большинство из которых образуют секущие тела, хотя они нередко имеют согласное залегание.

Изучение этих пород дало возможность разделить их на две большие группы: в первую группу мы объединили все те магматические породы, которые вместе со свитой претерпели метаморфизм, а во вторую группу — те породы, которые не несут следов такого метаморфизма.

Породы первой группы по петрографическому характеру весьма разнообразны и как видно объединяют несколько возрастных типов. Для выяснения возрастного взаимоотношения отмеченных пород мы не располагаем достаточным количеством геологических фактов. Единственным критерием для сравнения остается степень метаморфизма этих пород, что является не совсем надежным признаком.

Из тех пород, которые претерпели метаморфизм вместе со свитой, чаще других встречаются диабазы и порфириды, которые нередко образуют согласные тела.

Различие между диабазами и порфиридами в основном структурного характера, а по составу они почти совершенно одинаковы. Сланцеватость в этих породах выражена более или менее хорошо и всегда совпадает со сланцеватостью вмещающих пород. Вместе со свитой они пропитаны инъекциями кварца, реже кварца и полевых шпатов. Эти породы сильно изменены — темноцветные минералы почти нацело хлоритизированы, так что пироксен и амфибол в них встречаются весьма редко. Плагноклаз также сильно изменен. Мощность диабазовых и порфиридных тел обычно измеряется в единичных метрах.

Тут же надо отметить, что несмотря на заметный метаморфизм этих пород, их магматические структуры распознаются всегда хорошо.

Сравнительно редко встречаются мелкие секущие тела рассланцованных, измененных диорит-порфиридов.

Особое место занимают габброидные породы, которые встречаются в нижних горизонтах свиты вместе с кристаллическими сланцами и иногда метаморфизованы так сильно, что от вмещающих сланцев трудно отличаются.

В ущелье р. Пиназаури наблюдается выход полосчатых габброидов. Полосчатость выражается в чередовании тонких меланократовых и лейкократовых полос. При этом полосчатость габброидов совпадает со сланцеватостью вмещающих сланцев, что дает повод допустить, что полосчатость в этих породах генетически связана со сланцеватостью свиты метаморфических сланцев.

Рассланцованные габброиды встречаются также в правых притоках р. Пиназаури. Они обычно образуют мелкие секущие тела неправильной формы. Сланцеватость этих пород совпадает со сланцеватостью вмещающих пород. Темноцветный минерал в этих габброидах очень часто представлен амфиболом, гораздо реже моноклинным пироксеном. В большинстве случаев эти минералы сильно хлоритизированы. Здесь же надо отметить, что рассланцованные габброиды очень богаты сфеном. Хотя в этих породах замечаются и бластовые структуры, все же они в основном обладают структурой характерной для габброидов.

Если учесть сильный метаморфизм габброидов, по сравнению с другими магматическими породами, встречающимися в метаморфической свите Локского массива, и допустим, что плагноклазовые амфиболиты этой свиты частично образованы за счет габброидов, то надо заключить,

что самыми древними магматическими образованиями, которые встречаются в вышеописанной свите и вообще на Локском массиве, являются эти габброиды.

Кварцевые альбитофиры, которые несут следы метаморфизма, в свите встречаются сравнительно редко. Они образуют маломощные жилы и от более молодых кварцевых альбитофоров (меловых) отличаются лишь слабо выраженной сланцеватой текстурой. И здесь, если учесть сравнительно слабый метаморфизм этих пород, надо считать кварцевые альбитофиры самыми молодыми среди метаморфических магматических пород, которые встречаются в описываемой свите.

Восточнее сел. Гора, в ущелье р. Камышлосхеви, в свите метаморфических сланцев встречается секущее тело кварцевого диорита, характеризующееся хорошо выраженной гнейсовой текстурой. Структура пород гиллиноморфная, часто катаклазовая; состоит из кварца, плагиоклаза, хлорита, роговой обманки, биотита, эпидотовых минералов и серицита. Из аксессуаров участвуют рудный минерал, апатит и циркон.

В этих породах местами наблюдаются катаклазовые явления, кварц характеризуется хорошо выраженным волнистым погасанием. Плагиоклаз очень изменен — пелитизирован и серицитизирован, но наряду с сильно измененными кристаллами плагиоклаза наблюдаются совершенно свежие участки или отдельные кристаллы этого минерала, представленные альбитом. Как видно порода сравнительно позже претерпела процесс альбитизации. В некоторых образцах иногда в незначительном количестве встречаются мелкие кристаллы калишпата. Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой и встречается лишь в отдельных участках породы. Как видно, этот минерал везде не сохранился. Продукты изменения амфибола представлены хлоритом и минералами эпидотовой группы. Биотит встречается редко, хотя видно, что хлорит в породе в основном образован за счет биотита. К таким хлоритам приурочена основная часть аксессуаров — рудный минерал располагается по трещинам спайности хлорита, а циркон окаймлен плеохроичными двориками. Не так редко хлорит и эпидот-цоизит встречаются вместе. Кроме цветных минералов они замещают также плагиоклаз.

Мелкие выходы кварцево-диоритовых гнейсов отмечаются также по р. Пиназаури. Они настолько мелки, что выделить их отдельно на геологической карте не удается. Контактное влияние этих пород на вмещающие породы выражено, в основном, окварцеванием. При этом, контактовая зона не очень широкая, а контактовые изменения сильно затуманиваются последующими процессами (в ущелье р. Камышлосхеви на участке выхода кварцево-диоритовых гнейсов наблюдается сильный гидротермальный процесс, выраженный в окварцевании и пиритизации, и этим процессом охвачена также среднеэоценовая свита).

Кварцево-диоритовые гнейсы самые древние из кислых интрузивных пород Локского массива. Эти породы как видно претерпели метаморфизм вместе с вмещающей их свитой, и они как по текстурным признакам, так и по составу резко отличаются от других гранитоидных пород Локского массива.

Вторая группа магматических пород, встречающихся в метаморфической свите Локского массива, представлена жилами более молодых образований — диабазов, порфиритов, кварцевых альбитофиров и реже андезитов. Эти породы секут также гранитный массив, где они представлены более разнообразно и связываются с мезозойским и частично среднеэоценовым (андезиты) вулканизмом.

Среди тех секущих метаморфическую свиту магматических пород, которые не несут следов метаморфизма, особое место занимают гранитоиды Локского массива, под влиянием которых вся свита сильно видоизменена. Изучение разрезов метаморфических пород, которое проведено с целью выяснения контактного влияния гранитоидов на вмещающие сланцы, показало, что метаморфическая свита как таковая образовалась еще до внедрения гранитоидов, с которыми связан инъекционный метаморфизм. Однако граниты в этой свите не образуют ни мигматитов, ни обогащенных полевыми шпатами участков, и контактовые минералы также не характерны для приконтактовых зон. Выяснилось, что глубоко метаморфизованные члены этой свиты распространены в западной части массива, а в восточной ее части развиты сравнительно слабо метаморфизованные сланцы (графитовые, серицитовые, хлоритовые). При этом непосредственный контакт гранитов наблюдается именно с этими слабо метаморфизованными сланцами, которые в приконтактовой полосе сильно, часто послойно пропитаны кварцем. Раньше мы, как и другие исследователи, считали [5], что в метаморфизме изученной свиты и в образовании в разной степени метаморфизованных пород главную роль сыграли гранитоиды Локского массива. Однако изучение показывает, что свита в виде метаморфической, как было уже отмечено, образовалась до внедрения гранитоидов, и что с гранитоидами связано обогащение сланцев, в основном, кварцем и частично кислым полевым шпатом. Непосредственно в контактах гранитов и сланцев наблюдается послойное пропитывание этих последних гранитным материалом (преимущественно кварцем), а дальше от контакта инъекционный материал постепенно уменьшается и часто глубоко метаморфизованные члены этой свиты совершенно свободны от привнесенного (гранитного) материала. Мелкие секущие гранитные тела имеют аналогичные контакты, только лишь в одном месте, у правого притока р. Пиназаури, как уже было сказано, в контакте гранитов с карбонатами образованы кварц-эпидот-гранатовые скарны.

Для метаморфической свиты Локского массива характерным является отсутствие мигматитов, которые так обычны для других массивов Грузии (Храмский, Дзирульский), а также отсутствие таких контактовых сланцев, как силлиманитовые и гранатовые сланцы, которые также характерны для других массивов; однако для описанной свиты весьма характерны турмалин и андалузит, которые встречаются во всех ее горизонтах, в сланцах разного типа и возможно образование этих минералов частично связано с влиянием гранитов.

Метаморфическая свита Локского массива, в основном, образована за счет метаморфизации осадочных пород. Материал материнских пород этих сланцев представлен пелитовым веществом, графитом, серицитом, хлоритом и частично кварцем и полевыми шпатами. Карбонаты в линзах мрамора также являются материалом осадочных материнских пород. Кварц и кислый плагиоклаз местами присутствуют в виде обломочного материала (рассланцованные песчаники). Кроме осадочных пород участвуют и метаморфизованные магматические породы, которые были описаны выше, но ведущую роль в свите играют все же метаморфизованные осадочные образования.

Здесь же надо отметить, что определение материнских пород сильно метаморфизованных членов этой свиты (амфиболиты, биотитовые и двуслюдяные сланцы) не удается, и хотя амфиболиты считаются про-

дуктами метаморфизации основных магматических пород, но такое представление вызывает у нас большое сомнение.

Сланцеватость в метаморфической свите выражена хорошо. Простираение плоскости сланцеватости имеет преимущественно северо-восточные направления, близкие к широтному, хотя местами встречаются совершенно иные простирания, что как видно является результатом более поздних тектонических нарушений.

Как было уже отмечено, среди древних массивов Грузии лучше других изучен Дзирульский массив, и его метаморфические образования служат своего рода эталоном для сравнения с ними метаморфических образований других районов Грузии.

Однако о метаморфических образованиях Дзирульского массива существуют разные представления. В этом массиве различаются в разной степени метаморфизированные две свиты — свита кристаллических сланцев и свита нижнепалеозойских метаморфических сланцев (филлитов). Все геологи, за исключением С. С. Чихелидзе, работавшие на массиве, считают эти свиты разновозрастными. С. С. Чихелидзе принимает их за в разной степени метаморфизованные члены одной и той же свиты.

Часть геологов метаморфическую свиту Локского массива считает аналогом филлитовой свиты Дзирульского массива, однако Т. Казахашвили, которая производила петрографическое изучение сланцев этой свиты [8, 9], считает, что интересующая нас свита имеет сходство с кристаллическими сланцами Дзирульского массива.

Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [6, 7] допускают возможность присутствия в свите метаморфических сланцев Локского массива аналогов как кристаллических сланцев, так и филлитов Дзирульского массива. При этом они считают, что кристаллические сланцы и породы филлитовой свиты различаются друг от друга не только степенью метаморфизма, но и материнскими породами, давшими эти метаморфические породы.

В результате геологических исследований, которые в последние годы проводились на Дзирульском и Локском массивах, по метаморфическим образованиям этих массивов накопился богатый фактический материал, изучение которого дает нам основание думать, что метаморфическая свита Локского массива по степени метаморфизма занимает как бы промежуточное положение между кристаллическими сланцами и филлитами Дзирульского массива. При этом вся свита является единой и все ее члены претерпели один и тот же региональный метаморфизм.

Вышесказанное подтверждается следующими фактами: 1. Как типичные кристаллические сланцы, так и сравнительно слабее метаморфизованные сланцы пространственно тесно связаны друг с другом и образуют единый комплекс.

2. Все члены этой свиты секутся одними и теми же магматическими породами и инфицированы одними и теми же гранитными интрузиями.

3. Характер сланцеватости одинаковый для всех пород этой свиты (и для тех рассланцованных магматических пород, которые встречаются в этой свите).

4. Нижние горизонты описываемой свиты занимают более метаморфизованные породы — типичные кристаллические сланцы, а верхние ее горизонты — сравнительно слабо метаморфизованные сланцы и переход между этими породами совершенно постепенный.

Для датировки метаморфической свиты Локского массива мы полагаем следующими геологическими фактами. Метаморфическая свита трансгрессивно перекрывается отложениями нижнего лейаса, в основании которого присутствуют окатанные обломки пород этой свиты. Свита «нижних туффитов» Храмского массива явно моложе метаморфической свиты Локского массива, так как эти «туффиты» не проявляют признаков метаморфизма и не секутся гранитоидами массива, а возраст «нижних туффитов», по собранному в них остаткам фауны и флоры, определяется как средний карбон.

Метаморфическая свита явно древнее гранитоидов Локского массива. Возраст этих гранитоидов пока определяется условно. В настоящее время производится определение абсолютного возраста этих гранитоидов аргоновым методом. Первые данные, полученные в лаборатории Геологического института АН Грузинской ССР, требуют осторожного использования и до решения вопроса о возрасте гранитоидов Локского массива нужно будет поставить еще немало опытов. Возраст мусковита из пегматита, связанного с биотитовыми гранитоидами Локского массива, оказался 370 ± 25 мил. лет [11]. Пегматиты на Локском массиве появляются на последней стадии образования гранитного массива и поэтому гранитоиды несколько древнее изученного пегматита.

Так как метаморфическая свита до внедрения гранитоидов претерпела значительный метаморфизм, надо считать, что образование этой свиты началось значительно раньше. Присутствие кембрийских отложений в описываемой свите устанавливается по аналогии с филлитовой свитой Дзирульского массива, где Г. Барсанов [1] и И. Кузнецов [10] нашли фауну археоциат, которая по определению А. Вологодина [2] соответствует нижнему кембрию.

При датировке этой свиты особое внимание уделяется определению возраста метаморфизма свиты. Мы считаем, что породы, которые осаждаются в кембрийское время, должна претерпеть метаморфизм в последующем же орогенетическом цикле, но в ее преобразовании должен участвовать и герцинский орогенетический цикл, тем более, что с этим последним связывается образование гранитоидов Локского массива.

Таким образом, мы считаем, что в образовании метаморфической свиты Локского массива участвуют как каледонский, так и герцинский орогенетические циклы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барсанов Г. П., Нижний кембрий в Закавказье. Известия АН СССР, серия VII, № 9, 1931.
2. Вологдин А. Г., К открытию археоциат на Кавказе. Известия ВГРО, вып. 100, 1931.
3. Габуния К., Гамкрелидзе П., Геология южной части Борчалинского р-на (на грузинском языке). Труды Геол. инст. АН Грузинской ССР, серия геологическая, т. I (VI), 1942.
4. Гамкрелидзе П. Д., Основные черты тектонического строения Грузии. Труды Геол. инст. АН СССР, серия геологическая, т. X (XV), 1957.
5. Джавахишвили Ш. Н., Петрография и геологическое строение восточной части Локского массива (на грузинском языке). Труды Геол. инст. АН СССР, минералого-петрографическая серия, т. IV, 1958.

6. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., Петрографический очерк Локского массива (на грузинском языке). Геол. инст. АН ГССР, 1946.
7. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф., О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Локского массива. Вопросы петрографии и минералогии, т. I, Москва, 1953.
8. Казахашвили Т. Г., Петрографическое изучение Джандарского кристаллического массива (Западная часть), Грузгеолуправление, 1941.
9. Казахашвили Т. Г., Петрографическое изучение Лок-Джандарского кристаллического массива, Грузинское отделение ВИМС-а, 1949.
10. Кузнецов И. Г., Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Известия ВГРО, вып. 100, 1931.
11. Рубинштейн М. М., О возрасте кристаллического субстрата Кавказа. Сообщения АН Грузинской ССР, т. 11, 1959.
12. Цулукидзе Г., Геологическое исследование в области речных долин Алгети и Храма. Мат. для геологии Кавказа, серия 2, кн. I. 1887.
13. Чихелидзе С. С., Доюрские осадочные формации Грузии (на грузинском языке). Труды Геол. Инст. АН ГССР, серия минералого-петрографическая, т. 1, 1948.

ЗАРИДЗЕ Г. М., ТАТРИШВИЛИ Н. Ф. и ХМАЛАДЗЕ И. И.

ПЕТРОГРАФИЯ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ

В работе приводится детальная петрографическая характеристика верхнемеловых вулканогенно-осадочных образований юго-восточной Грузии.

На основании большого фактического материала авторы приходят к ряду выводов в отношении генезиса этих пород. Устанавливается, что их материнская магла была основного состава, но в результате глубокой ассимиляции ею древних кислых пород субстрата стала в различной степени более кислой. Позднее верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования подвергались преобразовательным процессам, среди которых существенную роль играют окварцевание и альбитизация.

ВВЕДЕНИЕ

В геологическом строении южной Грузии большое место занимают верхнемеловые вулканогенно-осадочные образования, распространенные на значительной площади между Локским и Храмским кристаллическими массивами и принимающие участие в сложении синклинальной депрессии. Названные массивы составляют антиклинальные поднятия, на периферии которых в виде узкой полосы развиты юрские осадки.

Верхнемеловые отложения рядом исследователей были расчленены на три свиты: 1) вулканогенно-карбонатная свита — нижний сеноман, 2) вулканогенная свита — верхний сеноман — низы кампана, 3) карбонатная свита — верхний кампан — дат.

Верхний мел начинается несогласно залегающими трансгрессивными отложениями нижнего сеномана с базальной формацией в основании (конгломераты, песчаники), переходящей в известняки с богатой сеноманской фауной. Выше карбонатная фация постепенно сокращается и появляется туфовый материал. В переходной части все еще встречается сеноманская фауна, указывающая на то, что вулканическая активность в рассматриваемой области началась в сеномане. Стратиграфически еще выше наблюдается господство вулканического материала, однако кое-где все же встречаются маломощные слои карбонатных пород, песчаников, туфопесчаников и туфоконгломератов.

В верхнемеловых вулканогенно-осадочных образованиях рядом исследователей (Адамия Ш. А., Гамбашидзе Р. А., Гамкрелидзе П. Д., Джавахишвили Ш. И., Зесашвили В. И., Канделаки Н. А., Маркозия Н. А. и др.) была собрана ископаемая фауна, давшая возможность установить наличие всех ярусов верхнего мела.

Специальные петрографические исследования верхнемеловых вулканогенных образований еще никем не проводились. В литературе имеются данные о преимущественно кислом составе этих образова-

ний и весьма подчиненном развитии основных пород. Отмечается также наличие вторичных процессов, выразившихся в окварцевании, альбитизации, хлоритизации, карбонатизации, серицитизации и др. (1, 2, 3 и др.).

Более детально петрография рассматриваемых вулканогенов между реками Дебедачай и Шулаверчай в окрестностях сс. Бардадзори — Гюльбаги—Ходжорни — Цопи изучалась Г. С. Дзоценидзе [3]. Названные вулканогены сложены здесь кислыми эффузивами и их туфами. Маломощные выходы основных эффузивов и их туфов были встречены автором только в одном месте.

Г. С. Дзоценидзе описывает кварцевые и бескварцевые альбитофиры, кварцевые порфириты и их туфы, залегающие под Садахлинскими мраморами. В этих породах автор считает альбит вторичным минералом на том основании, что наряду с полностью альбитизированным плагиоклазом, в них содержится частично альбитизированная его разность (№ 30).

Среди туфов отмечается покров афирового кварцевого порфира. Основная масса породы микрогранитовая и состоит из многочисленных мелких зерен кварца, погруженных в ортоклазовый базис. Фельзитовый базис наблюдается в незначительном количестве. Имеются жилки кварца и кальцита. Недалеко от этого покрова автором встречен покров бескварцевого альбитофира.

Выше, в разрезе окрестностей с. Гюльбаги среди кислых туфов попадаются прослои туфов и брекчий, состоящие из смешанного материала или из материала лишь андезин-лабрадорного порфирита.

По дороге сс. Гюльбаги-Ходжорни обнажается пачка зеленоватых псаммитовых туфов (кристаллические туфы кварцевого альбитофира), в которых встречаются линзы микрозернистых известняков с многочисленными остатками водорослей и мшанок. Наблюдаются многочисленные жилки и линзы крупнозернистого кальцита. Туфовый материал в виде обломков кварца, альбита и основной массы кварцевых альбитофиров присутствует в незначительном количестве.

Выше (в 4-х метрах) выходит слой базальтовой породы мощностью 5 м. Порода, взятая из западного продолжения этого покрова, отличается от другой части покрова меньшей кристаллическостью и свежестью основной массы. В породе имеются микролинзочки крупнокристаллического кальцита, в одной из которых содержится халцедоново-кварцевая жеода со сферолитами халцедона и зернами кварца.

Над базальтовым покровом залегает пачка кристаллических известняков, состоящих из мелких ромбоэдров кальцита. Попадают редкие мельчайшие зерна кварца.

В сторону с. Ходжорни обнажаются пачки пелитово-псаммитовых туфов, среди которых преобладают агломератово-кристаллические туфы, состоящие из смешанного материала — лабрадорного порфирита и кварцевого альбитофира в подчиненном количестве. Цемент кальцитовый. Присутствует значительное количество обломков зеленой роговой обманки.

Г. С. Дзоценидзе был просмотрен материал из верхнемеловых вулканогенов Поладаурского района. Он в этом районе констатирует лавы и туфы кварцевого порфира и бескварцевого альбитофира. Кварцевые порфиры содержат значительное количество ортоклаза, иногда пертитового. Для данных пород характерно интенсивное окварцевание и импреньяции гематита.

По данным названного автора в верхнемеловых вулканогенах преобладающую роль играют пирокластиты, лавы встречаются редко. Самыми распространенными типами пород являются кварцевые и бескварцевые альбитофиры и их туфы. Довольно часто встречаются прослой и пачки известняков, иногда мраморовидных, и мергелей.

Кварцпорфиры, содержащие значительное количество калишпата, встречаются достаточно редко. Альбит является вторичным минералом.

Первичной является дацитовая магма с переходными разностями с одной стороны к липаритам (содержащим небольшое количество калишпата) и с другой — кандезитам (малокварцевые и бескварцевые разности). Более основные типы пород весьма редки и не являются характерными для меловых вулканогенных образований Сомхитской глыбы.

Дацитовые тела автор считает одновременными с вмещающими их верхнемеловыми отложениями. Такое же мнение было высказано и другими исследователями [Заридзе и Татришвили, 4]. В настоящее время О. З. Дудаури и Ш. А. Адамия роговообманковые и роговообманково-биотитовые дациты считают корнями палеоценовых эффузивных дацитов, обнажающихся в ущельях рек Алгети и Храми. Здесь над известняками датского яруса залегают туфобрекчии роговообманковых дацитов, выше следуют терригенные образования, а затем туфобрекчии роговообманково-биотитовых дацитов.

По нашим данным среди вулканогенных образований верхнего мела можно выделить туфы от грубообломочных до тонкообломочных (пелитовые туфы), витрокластические туфы, туфовые лавы, карбонатные породы, туфопесчаники, конгломераты, кварцевые и кварцево-плагиоклазовые песчаники. К этим породам приурочены жилы, штоки и пластовые тела (эффузии) диабаз-порфиритов, порфиритов, дацитов, бескварцевых альбитофиров, кварцевых альбитофиров (как содержащих кварц только в основной массе, так и содержащих этот минерал как в основной массе, так и среди вкрапленников) и кварцево-биотитовых альбитофиров.

Для верхнемеловых вулканогенных пород характерны наложенные процессы — окварцевание, альбитизация (кремниевый и натриевый метасоматоз) и другие рассмотренные ниже процессы.

В состав верхнемеловых вулканогенных отложений входит строительно-облицовочный камень, известный с давних пор под названием болнисского туфа и использованный для ряда прекрасных архитектурных сооружений г. Тбилиси (Сионский собор, здание ИМЭЛ, дворец Правительства и др.). Эти породы представлены разнообразными туфами и туфовыми лавами, подвергшимися окварцеванию и другим процессам в разной степени. Характерные для них красивые узоры созданы окислами железа.

В верхнемеловой период, в условиях погружения дна морского бассейна, происходила интенсивная подводная активность магмы, преимущественно основного или среднего, реже кислого состава. Об этом свидетельствует содержание в незначительном количестве терригенного материала в самих туфах, наличие различных песчаников и конгломератов, а также морской ископаемой фауны, содержащейся как в туфах, так и в перемежающихся с ними терригенных отложениях. Состав магмы определяется изучением непретворенных или слабо претворенных, под воздействием последующих процессов, пород.

Сильное колебание мощности вулканогенных отложений в различных частях их развития, в частности большая их мощность (около 3 км) в южном крыле упомянутого выше синклинального прогиба и небольшая (в пределах первых сотен метров) в северном его крыле, указывает на неодинаковую интенсивность вулканизма в различных местах. На северной периферии Локского массива в верхнемеловое время вулканизм и последующие процессы были более интенсивными, нежели на периферии Храмского массива. Наблюдается некоторое отличие и в составе магмы. Поэтому характеристика верхнемеловых вулканогенных пород в названных двух участках приводится отдельно.

ПЕРИФЕРИЯ ЛОКСКОГО МАССИВА *Грубо- и крупнообломочные туфы*

Величина обломков в данных туфах колеблется в широких пределах—от 1 мм до 30 см. В отдельных случаях наблюдается некоторая окатанность обломков с образованием иногда конгломератов и туфо-конгломератов.

Цвет пород разнообразный с преобладанием серых тонов. Встречаются туфы с зеленым, сиреневым, розовым, коричневым и желтым оттенками.

Структура литокристаллокластическая, литокластическая, кристаллокластическая и псефитовая. Цементирующая масса витрофирово-фельзитовая, витрофирово-микролитовая, фельзитово-криптокристаллическая и стекловатая. Нередко наблюдается флюидальность цементирующей массы.

В отдельных случаях порода обнаруживает трещиноватость и пористость. Трещины и поры выполнены вторичными минералами.

Среди обломков ведущую роль играют порфирит, кварц и плагиоклаз. В количественном отношении преобладают то обломки пород, то обломки минералов. Из последних ведущую роль в данных туфах играет плагиоклаз.

Из минеральных обломков встречаются также чешуи биотита и мусковита, реже калишпат и псевдоморфозы хлорита по железо-магнезальному силикату.

В грубо- и крупнообломочных туфах встречаются обломки различных, но главным образом порфиритовых пород. Следует отметить, что туфы обычно в той или иной мере окварцеваны. В случаях сильного окварцевания и связанных с ними различных процессов (хлоритизации, карбонатизации, пелитизации, лимонитизации и др.) граница между обломками и связывающей массой стирается.

Были встречены следующие обломки пород:

- 1) Основная масса криптокристаллическая, порфиновые выделения и лейсты (размером до 0,8 мм) представлены плагиоклазом. Наблюдаются поры, выполненные хлоритом (делесситом);
- 2) Стекловатая порода с примесью в незначительном количестве криптокристаллической массы;
- 3) Стекловатая порода с примесью плагиоклазовых микролитов и лейст;
- 4) Стекловатая хлоритизированная порода;
- 5) Стекловатая хлоритизированная порода с микролитами плагиоклаза;

6) Стекловатая порода с выделениями в значительном количестве рудного минерала;

7) Основная масса породы гялопилитовая или витрофирровая, подвергшаяся хлоритизации и лимонитизации. Порфиновые выделения плагиоклаза;

8) Стекловатая пористая порода, поры выполнены хлоритом (делесситом), иногда кварцем. Бывают случаи выполнения пор карбонатом, халцедоном и реже рудным минералом;

9) Стекловатая порода перлитового строения. Перлитовые индивиды отторочены тонким слоем хлорита;

10) В стекловатую основную массу породы (пироксеновый порфирит) включены порфиновые выделения пироксена и плагиоклаза;

11) Основная масса породы состоит из стекла, пелитового вещества, серицита и хлорита. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом, размер которого достигает 1,8 мм;

12) Порода представляет собой пузыристое хлоритизированное стекло;

13) Порода с криптокристаллической основной массой и порфировыми выделениями плагиоклаза, размером до 0,2 мм;

14) Основная масса породы представлена хлоритизированным стеклом с микролитами плагиоклаза, порфиновые вкрапленники образует плагиоклаз, размером до 1,2 мм;

15) Основная масса породы диабазовая, порфиновые выделения плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и пироксен, замещенный делесситом. Последний минерал принимает участие также и в сложении основной массы;

16) Основная масса породы сферолитовая. Сферолиты сложены радиально-лучистым новообразованным альбитом. Иногда наблюдаются закономерные прорастания кварца и плагиоклаза. Порфиновые выделения — альбит и кварц;

17) Основная масса породы мелко- или криптокристаллическая. Вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит). Местами наблюдается замещение плагиоклаза более низкопреломляющим минералом, в результате чего он становится рябым. Вероятно, здесь происходит процесс калишпатизации. Основная масса окварцована и лимонитизирована; встречаются рудный минерал и апатит;

18) Порода представляет собой кварцевый порфирит, содержащий как в основной массе, так и в порфиновых вкрапленниках, наряду с плагиоклазом, также и кварц;

19) Микродиабаз, состоящий из мелких призм плагиоклаза и хлорита;

20) Среди обломков пород иногда встречаются окварцованные порфириты;

21) В породе наблюдаются округлые образования, состоящие из халцедона, иногда с оболочкой тонкозернистого кварца. Они по-видимому являются реликтами радиолярий. Встречаются и другие остатки фауны, заполненные тонкозернистым кварцем и опалом;

22) В отдельных случаях встречаются обломки древнего кварцевого диорита, состоящего из волнисто-угасающего кварца, биотита и измененного плагиоклаза, гранита с микропегматитовым строением, окварцованного диорит-гнейса, хлоритового сланца, послойно инъецированного кварцем, песчаника, туфа и карбонатной породы.

Обломки плагиоклаза большей частью вероятно являются продуктами верхнемелового вулканизма, частью же их источником служат древние образования.

Наряду с обломочным плагиоклазом имеются также и идиоморфные призматические его кристаллы. Состав их различный. Они относятся к альбиту или олигоклаз-альбиту, но изредка встречаются и такие индивиды, которые определяются как кислый андезин. Размер зерен колеблется в пределах 0,2—0,5 мм, достигая в отдельных случаях 1,5 мм.

Плагиоклаз свежим бывает редко; обычно в какой-то мере изменен — альбитизирован, пелитизирован, кальцитизирован, реже серицитизирован, цеолитизирован, хлоритизирован и лимонитизирован. Эти процессы протекают порознь или некоторые из них совместно. Процесс альбитизации обычно доходит до конца, в результате чего содержащийся в туфах плагиоклаз приобретает кислый состав. Замещение более основного плагиоклаза альбитом порой протекает пятнисто. Наблюдается также замещение плагиоклаза кварцем. В большинстве случаев плагиоклаз обнаруживает простую или полисинтетическую сдвойникованность.

Обломки кварца обычно сильно угловатые, трещиноватые, порой же раздробленные. Трещины обычно выполнены цементирующей массой. Величина кварцевых зерен в различных туфах колеблется в больших пределах — чаще встречаются зерна величиной 1—1,5 мм, местами достигая 2,5 мм, но есть гораздо более мелкие зерна величиной 0,1—0,2 мм. Крупные зерна порой оплавлены. Кварц иногда имеет волнистое погасание. Наряду с явно обломочным кварцем в рассматриваемых туфах присутствуют идиоморфные кристаллы эффузивного кварца.

Некоторые из рассматриваемых туфов совершенно не содержат кварц и порода приобретает порфиристый характер.

Содержащаяся в туфах главная часть кварца несомненно является привнесенной, порой она сильно пропитывает цементирующую массу с образованием равномерно рассеянных зерен, иногда же окварцевание цемента происходит участками. В то же время наблюдаются скопления и жилки кварца, в отдельных же случаях — его псевдоморфозы по плагиоклазу.

Интенсивному и равномерному окварцеванию обычно подвергается вся порода, порой же только связывающая масса — в результате чего туф основного состава принимает облик кварц-порфиристой или кварц-альбитофиристой породы. Наряду с этим, иногда наблюдаются случаи замещения кварцем только лишь плагиоклаза с образованием полных или частичных псевдоморфоз и случаи, когда кварц вытесняет только лишь пластинчатый хлорит, не затрагивая другие минералы.

Из аксессуарных минералов наиболее распространенным является апатит, представленный мелкими зернами и реже игольчатыми кристаллами. Он иногда образует скопления. Апатит встречается в виде включений в плагиоклазе, чаще вместе с привнесенным кварцем и цеолитом, порой в ассоциации с рудным минералом — магнетитом и пиритом (рис. 1, 2, 3), причем иногда можно наблюдать возрастание количества апатита в связи с интенсивным окварцеванием. Апатит выделяется и при замещении плагиоклаза кварцем, хлоритом или цеолитом. Магнетит встречается также в виде равномерно рассеянных в цементе зерен, размер которых колеблется в больших пределах, достигая иногда 0,6 мм. В единичных случаях встречается воло-

свидный магнетит, а также гематит. Иногда наблюдается гематитизация обломков порфирита, содержащихся в туфе, а также цемента, которая протекает одновременно с окварцеванием. Порой рудный минерал замещается лейкоксеном. В одном случае был встречен турмалин. Кое-где содержатся минералы эпидотовой группы, сфен и циркон. Наблюдается также рутил в виде мельчайших палочек или игл, пронизывающих привнесенный кварц.

Цементирующая масса в количественном отношении то преобладает над обломками, то играет подчиненную роль. Представлена она преимущественно карбонатом, хлоритом и лимонитом, образованным за счет разрушения стекла. Минеральные зерна представлены главным образом плагиоклазом и кварцем.

В цементирующей массе порой наблюдается цеолитизация. Цеолит возможно относится к томсониту. Он образует отдельные зерна иногда же тонкие жилки.

В отдельных случаях хорошо наблюдается как связывающая масса, состоящая из кварца, плагиоклаза и стекла, подверглась альбитизации в результате привноса натрия. Вторичный плагиоклаз образует пятна с выделением цеолита. Он иногда полисинтетически сдвойникован. Новообразованный плагиоклаз часто представлен в виде скоплений отдельных зерен и лейст. За счет раскристаллизации цемента, в связи с привносом натрия, возникают радиально-лучистые агрегаты плагиоклаза и цеолит. Наблюдается разъедание привнесенным альбитом обломков плагиоклаза.

* * *

1. Суммируя приведенную сводную микроскопическую характеристику грубо — и крупнообломочных туфов, можно заключить, что они образовались в результате подводной эффузивной активности порфиритовой магмы, на что указывают обломки порфиритов, содержащиеся в туфах в резко преобладающем количестве, нежели обломки кислых порфировых пород — кварцевых порфиритов и кварцевых альбитофиров.

Об излияниях в отдельных случаях магмы основного состава говорит наличие среды обломков пироксеновых порфиритов и диабзпорфиритов. Порой наблюдаются также обломки пироксена, замещенного хлоритом. Наряду с этим, при широко развитом процессе альбитизации в туфах иногда содержится и сравнительно основной плагиоклаз (андезин), который по-видимому первоначально имел более основной характер.

2. В рассмотренных туфах главная часть обломков плагиоклаза образуется в результате эксплозивной деятельности верхнемеловой порфиритовой магмы, небольшая же часть происходит из древнего кристаллического субстрата. На это указывает наличие в туфах обломков древних гранитоидов и гнейсов. Такого же происхождения часть обломков порой оплавленных кварцевых зерен, обнаруживающих волнистое погасание, что характерно для древних гранитоидов Локского и Храмского массивов.

Среди минеральных обломков древних образований местами содержатся слюда и калишпат.

Оплавленные обломки кварца указывают на процессы ассимиляции верхнемеловой основной магмой кислых кристаллических пород субстрата, в результате чего излившаяся магма в различных своих

частях приобрела средний состав (порфириновый и кварцево-порфириновый).

Наблюдаемые иногда идиоморфные кристаллы кварца, вероятно, возникли в интрателлурическую фазу.

3. В описанных породах широко развиты наложенные процессы — окварцевание и альбитизация.

Первый из названных процессов вызывается привнесением кремния (кремниевый метасоматоз), в результате чего порой образуется идиоморфный кварц, возникший метасоматическим путем и иногда трудно отличимый от эффузивного кварца.

Приведенные в петрографической характеристике наблюдения говорят о равномерном или избирательном процессе метасоматоза. В последнем случае, граница между подвергшимся метасоматозу минералом и не затронутым этим процессом соседним минералом является резкой.

Полобные явления обнаруживаются и в породах. Бывают случаи, когда граница между совершенно определенно подвергшимся и не подвергшимся процессу метасоматоза частями породы в массивах является резкой.

Процессом альбитизации захвачены почти все рассмотренные туфы. Он особенно хорошо наблюдается в основных плагиоклазах порфиритов. В результате альбитизации их в различной степени, плагиоклазы часто обнаруживают неодинаковую кислотность (от андезина до альбита). Процесс альбитизации протекает то равномерно, то пятнами. Этому процессу вместе с окварцеванием подвергается также цементирующая масса туфов, что вызывает полную раскристаллизацию стекла с выделением наряду с кристаллами кварца и альбита, также карбоната, хлорита, рудного минерала (магнетита, гематита и лимонита) и др. В отдельных случаях образуются сферолиты альбита. В связи с указанными процессами возникает довольно распространенный в рассматриваемых туфах эпатит и другие минералы, в частности эпидот, рутил, сфен, турмалин и циркон.

Процесс натриевого метасоматоза выражается также в цеолитизации, которая обычно протекает независимо от альбитизации, но бывают случаи, когда она наблюдается одновременно с последней.

Среднезернистые туфы

Цвет данных туфов примерно такой же, как предыдущих.

В порядке распространенности были встречены следующие структуры: кристалло-литокластическая, кристаллокластическая, кристалло-витрокластическая и криптокристалло-витрокластическая.

В отдельных случаях порода обнаруживает полосчатость, которая, вероятно, выявляется в результате инъекции растворов, вызывающих альбитизацию и окварцевание по направлению флюидальности.

Порода иногда пористая, поры выполнены кварцем, хлоритом, лимонитом или кальцитом, редко альбитом. Наблюдаются также жилки кварца и карбоната.

Кластический материал представлен, главным образом, кварцем, обычно измененным плагиоклазом и обломками порфирита. Количественные соотношения между минеральными обломками и обломками пород различные. Количественная роль обломков кварца и плагиоклаза также изменчива. В одних туфах преобладает кварц, в дру-

гих — плагиоклаз. Имеются и такие туфы, где кварц вообще отсутствует. Различными являются также количественные соотношения между обломками и связывающей (цементирующей) массой.

Из минеральных обломков, наряду с кварцем и плагиоклазом, распространены обломки карбоната (кальцит). В отдельных случаях присутствуют обрывки чешуй биотита и мусковита.

Размер обломков колеблется в пределах 0,1—0,4 мм, изредка достигая 1 мм.

В изученных среднезернистых туфах были встречены следующие обломки пород:

1) Порода со стекловатой основной массой и редкими включениями микролитов плагиоклаза;

2) Основная масса породы фельзитово-гялиновая. Порфиновые выделения представлены плагиоклазом олигоклаз-андезитового ряда. Из аксессуаров содержится апатит;

3) Основная масса породы витрофирово-фельзитовая. Наблюдается окварцевание;

4) Основная масса породы витрофирово-микролитовая. Фенокристаллы и лейсты представлены плагиоклазом;

5) Основная масса породы — хлоритизированное и лимонитизированное стекло;

6) Основная масса породы хлоритизированная и лимонитизированная, гялиново-микролитовая;

7) Порода с фельзитовой, сильно хлоритизированной и лимонитизированной основной массой. Микровкрапленники представлены плагиоклазом;

8) Основная масса породы микролитовая, базис—лимонитизированное вещество;

9) Порода с криптокристаллической основной массой;

10) Основная масса породы состоит из мелких зерен плагиоклаза и кварца;

11) Порода с микролитовой основной массой;

12) Основная масса породы изотропная, лимонитизированная;

13) В шлифе наблюдаются две различные части, по-видимому обломки двух видов, придающие породе такситовый облик. Одна из частей представляет собой окварцованный порфирит (наблюдаются жилки кварца) с порфировым кварцем и пелитизированным плагиоклазом. Основная масса содержит кварц, плагиоклаз и криптокристаллы. Основная масса второй части криптокристаллически — фельзитовая, лимонитизированная, в небольшом количестве содержатся плагиоклаз и кварц. Порфиновых выделений мало, они представлены серицитизированным и пелитизированным плагиоклазом. Аксессуары не наблюдаются;

14) Порода состоит из обломков глаукогита и раковин, сцементированных песчаным материалом.

Плагиоклаз (альбит, олигоклаз, олигоклаз-андезин) наряду с обломками образует хорошо ограниченные кристаллы; является по-видимому минералом порфирита. Некоторые кристаллы плагиоклаза обнаруживают простую и полисинтетическую сдвойникованность. Он то свежий, то измененный — пелитизированный, хлоритизированный, кальцитизированный и серицитизированный. С ним связан игольчатый апатит. Местами наблюдается разъедание плагиоклаза кварцем. Но-

вообразованный плагиоклаз (альбит) порой сильно пропитывает породу с возникновением мелких зерен.

Вместе с плагиоклазом иногда встречается полностью измененный — лимонитизированный железомagneзиальный минерал, о котором наличии которого можно судить по формам и характерным трещинам спайности.

Кварц, имеющий обломочный облик, почти всегда резорбирован, местами же имеет эффузивную форму. В основной массе кварц всегда привнесенный. Обычным является сильное окварцевание туфа, но имеются разности, в которых окварцевания не наблюдается. Кварц иногда выполняет поры породы. Там, где видимое окварцевание не обнаруживается, апатит часто отсутствует, но порой присутствует циркон. Нередко порода одновременно окварцована и альбитизирована.

Связывающая (цементирующая) крипто- и мелкокристаллическая масса подверглась интенсивному окварцеванию. По сравнению с обломками, она, как уже отмечалось, играет то подчиненную, то господствующую роль. Представлена она хлоритом, иногда делесситом, стеклом, карбонатом и рудным минералом, разбросанным по всей породе иногда равномерно. Хлорит, а также рудный минерал и его гидроокислы, обычно образуется за счет стекла. Рудный минерал содержится иногда в столь большом количестве, что начинает играть роль цементирующей массы, к которой местами примешивается привнесенный кварц и частично лимонитизированный кальцит, образующий пятна, скопления и жилки. В цементирующей массе порой встречаются чешуйки мусковита и биотита. В отдельных случаях наблюдается пропитывание цемента цеолитом (анальцимом), а также хлоритом ржаво-желтого цвета с красновато-оранжевыми цветами интерференции.

Из аксессуарных минералов распространен апатит в виде зерен и палочек; он обычно связан с плагиоклазом, иногда же включен в кварц. Там, где наблюдается биотизация, появляется циркон [5]. В этих же шлифах содержится также радиально-лучистый агрегат рутила. Встречаются и минералы группы эпидота.

В данных породах главная часть кварца несомненно является привнесенной, но наряду с нею, а также с обломочным кварцем, в отдельных случаях попадаются идиоморфные кристаллы кварца.

Помимо процесса окварцевания (кремниевый метасоматоз), туф испытывает альбитизацию (натриевый метасоматоз). Привнос натрия выявляется также в процессе цеолитизации.

Образование главной части хлорита и рудного минерала с гидроокислами железа в результате разрушения стекла под воздействием метасоматизирующих растворов в рассмотренных разностях туфов является также очевидной.

Мелкозернистые туфы

Цвет этих туфов серый — от светло-серого до темно-серого. Кроме того встречаются также туфы зеленого, сиреневого, желтого, коричневого и розового цветов, с разными оттенками.

В микроскопе они обнаруживают кристаллокластическую, литокристаллокластическую, витрокластическую и такситовую структуры. Текстура в отдельных случаях слоистая — полосчатая.

Обломки, размеры которых колеблются в пределах 0,1—0,2 мм, представлены порфиrowыми эффузивными породами основного состава.

ва с плагиоклазом и кварцем, а также карбонатом и хлоритом. В некоторых туфах алевритового характера обломки пород отсутствуют, цементирующая масса витрофирово-фельзитовая хлорит-карбонатного состава.

Наблюдающиеся микротрещины выполнены рудным минералом, окислами железа и карбонатом. Поры заполнены карбонатом и плагиоклазом. Иногда стенки пустот покрыты лимонитом.

Обломки пород следующие:

- 1) Порода представляет собой витрофировую основную массу, которая сильно пелитизирована и лимонитизирована;
- 2) Порода представлена криптокристаллической, лимонитизированной основной массой;
- 3) Гиалопилитовая основная масса порфириновой породы;
- 4) Лимонитизированное стекло, представляющее основную массу порфирита.

Плагиоклаз (альбит, олигоклаз-альбит, олигоклаз) встречается в виде неправильных угловатых обломков и частично идиоморфных, кальцитизированных и пелитизированных кристаллов. Иногда контуры рассматриваемого минерала разъедены под воздействием не только магматического расплава, но и последующих химически активных растворов. Последние местами совершенно преобразовали как плагиоклаз, так и обломки пород, в результате чего граница между связывающей массой туфа и обломками стирается и образуются фельзитовые пятна.

В данных туфах, вместе с привнесенным кварцем или халцедоном, наблюдается также новообразованный плагиоклаз, представленный в виде мелких отдельных кристаллов и их скоплений. К ним приурочены кальцит, рудный минерал и апатит. Привнос натрия выражен также в цеолитизации туфа, которая протекает вместе с хлоритизацией и окварцеванием. Процессу цеолитизации подвергается плагиоклаз.

Главная часть хлорита является результатом раскристаллизации стекла.

Рудный минерал выделяется в основном также в результате разрушения стекла под воздействием растворов. В одном образце можно констатировать замещение рудного минерала кальцитом, которое начинается с краев кристалла в виде выдержанной полосы с прямыми контурами. Иногда образуются псевдоморфозы кальцита по рудному минералу. Наряду с названными наложенными процессами наблюдается эпидотизация.

В рассматриваемых туфах кварц обычно носит обломочный характер, но нередко, как уже отмечалось, он вместе с другими вторичными минералами пропитывает туф, образуя скопления мелких зерен и жилки. Процесс окварцевания особенно хорошо наблюдается в связывающей массе.

Цемент обычно очень мелкозернистый, адиагностический, микрофельзитовый. В нем иногда выделяются микролиты плагиоклаза. В состав цементирующей массы входят карбонат, хлорит (делессит) и серицит. Довольно много зерен рудного минерала и гидроокислов железа. Названные минералы нередко образуют скопления и жилки, которые особенно хорошо развиваются при процессе окварцевания. Поэтому мы их относим к новообразованным минералам, возникшим за счет разрушения стекла под воздействием растворов, содержащих кремний, натрий и воду.

*
* *

На основании вышеизложенного мы приходим к заключению, что мелкозернистые туфы образовались в результате подводной активности главным образом порфиритовой магмы, на что указывают обломки порфиритов, а также состав самих туфов, во многих случаях не содержащих обломочного кварца или содержащих его в качестве привнесенного минерала. Изредка присутствующий в туфах эффузивный кварц, по-видимому, образован в результате ассимиляции основной магмой пород подстилающего древнего субстрата.

Существенная часть обломков плагиноклаза связана с верхнемеловым вулканизмом, частично же вероятно происходит из древнего субстрата. Обломки плагиноклаза подверглись альбитизации и разведанию под воздействием не только магматического расплава, но и растворов. Наряду с упомянутым плагиноклазом имеется также и новообразованный, встречающийся в виде отдельных мелких зерен и их скоплений вместе с привнесенным кварцем, кальцитом и рудным минералом. Альбитизация плагиноклаза туфа и возникновение новообразованного мелкокристаллического альбита вызваны привнесом натрия. В результате привноса последнего элемента в отдельных случаях возникает цеолит (анальцит).

Наблюдающийся в породе процесс хлоритизации происходит под воздействием растворов за счет разрушения стекла. В результате этого процесса высвобождается железо, которое идет на образование рудного минерала.

Все другие процессы, как-то кальцитизация, эпидотизация, лимонитизация, образование аксессуаров (апатита, циркона) и др., связаны с натриевым и кремниевым метасоматозом.

Пелитовые туфы

Пелитовые туфы имеют различные оттенки серых, коричневых и зеленых цветов.

По размеру зерен (не более 0,1 мм) данные породы относятся к группе пелитов, а по содержанию вулканического материала к туфам.

Структура пелитовых туфов пелитовая, пепловая, кристаллокластическая и витрокристаллокластическая; текстура полосчатая.

Трещины выполнены карбонатом, рудным минералом, гидроокислами железа и иногда плагиноклазом. Поры выполнены халцедоном, кальцитом и гематитом.

Среди минеральных обломков в пелитовых туфах содержатся плагиноклаз, кварц, хлорит, кальцит, рудный минерал (лимонит). Обломки пород, представленные порфиритом, встречаются редко.

В количественном отношении преобладает то кластический материал, то цемент.

Плагиноклаз обломков по сравнению с канадским бальзамом обнаруживает больший показатель преломления и вероятно относится к ряду олигоклаза и олигоклаз-андезина, что указывает на средний состав магмы, давшей пелитовые туфы. Данный плагиноклаз почти всегда в той или иной мере пелитизирован.

В отдельных случаях в пелитовых туфах наблюдается возникновение сетчатой серицитовой массы, в которую погружены все остальные минералы туфа. При больших увеличениях можно убедиться, что серицит образован за счет плагиноклаза. Сетчатое его строение обусловлено тонкозернистостью подвергнувшегося серицитизации плагиноклаза.

В тоже время при больших увеличениях выявляются участки с высокими аномальными цветами интерференции, что указывает на наличие соссюрита.

Обломки кварца почти всегда содержатся в довольно большом количестве. В отдельных случаях они сильно преобладают над другими минеральными обломками, в частности над плагиоклазом. В таких случаях породу можно назвать кварцевым пелитом.

Цементирующая масса оглинившаяся, адиагностическая, криптокристаллическая, стекловатая. Она подверглась процессу лимонитизации, хлоритизации, карбонатизации и серицитизации. При разрушении стекла выделяются хлорит, кальцит и рудный минерал. В цементирующей массе содержатся мельчайшие обломки плагиоклаза и кварца, а также ископаемая фауна, замещенная карбонатом.

Нередко наблюдается пропитывание цементирующей массы новообразованным плагиоклазом (альбитом) и кварцем. Оба названных минерала рассеяны равномерно и образуют скопления мелких зерен. Кроме того встречаются их жилки.

В породе содержатся также эпидот, апатит, магнетит и гематит. Апатит приурочен к привнесенному кварцу. Вместе с последним встречаются зерна гематита и гидроокислы железа. Одновременно рудный минерал выполняет поры и образует дендритоподобные тельца.

* *

Пелитовые туфы образовались в результате подводной активности магмы средней кислотности. Обломки порфириновых пород в данных туфах имеют весьма ограниченное развитие, что объясняется размером (пелитоморфностью) обломочного материала.

Среди минералов обломочными являются плагиоклаз и кварц, частично же они возникли в результате наложенного процесса натриевого и кремниевого метасоматоза.

Главная масса хлорита и рудного минерала, в том числе гематит, образованы вследствие распада стекла. Такого же происхождения вероятно часть кальцита. Последний образуется по-видимому также при деанортитизации обломочного плагиоклаза порфиритов. Серицитизация плагиоклаза вызвана видимо привнесением калия. В связи с привнесением определенных элементов, в частности фосфора, выделяются кристаллики апатита.

Витрокластические туфы

Преобладающими цветами данных туфов являются серый и зеленый, различных оттенков.

Порода обычно плотная, однородная; излом стекловатый.

Структура кристалло-витрокластическая, кристалло-лито-витрокластическая; цементирующая масса микрофельзитовая, пепловая, реже перлитовая.

Наблюдаются поры, выполненные хлоритом (делесситом), лимонитом, рудным минералом, карбонатом, и кварцем. Трещины выполнены теми же минералами.

В витрокластических туфах количественно преобладает цементирующая (связывающая) стекловатая (пепловая) масса. Подчиненную роль играют обломки. Среди обломков распространены минеральные обломки, обломки же порфириновых пород и стекла встречаются в небольшом количестве. Минеральные обломки в порядке их распространенности представлены плагиоклазом, кварцем, хлоритом и карбонатом.

Плагноклаз олигоклазового, реже олигоклаз-андезинового состава, полисинтетически сдвойникованный. Серицитизированный плагноклаз порой похож на таковой из древних гранитоидов. Изредка наблюдается калишпатизация плагноклаза, в результате чего образовались перитоподобные полосы, в которых плагноклазовая часть серицитизирована. Некоторые обломки серицитизированного плагноклаза переполнены игольчатым рутилом. В тоже время наблюдается содержание рудного минерала и апатита.

Наряду с обломочным плагноклазом, в цементирующей массе в виде скоплений и жилок нередко встречается новообразованный плагноклаз (альбит), разъеденный кварцем.

При раскristаллизации стекла под воздействием растворов соответствующего состава возникают новообразованные мелкие идиоморфные кристаллы плагноклаза, при росте которых постепенно формируются крупные идиоморфные его кристаллы, напоминающие порфиновые выделения эффузивных пород.

В витрокластических туфах в меньшем количестве содержатся обломки кварцевых зерен с волнистым погасанием, некоторые из которых более или менее идиоморфные и оставляют впечатление эффузивного кварца. В большом количестве присутствует также и новообразованный кварц, пропитывающий цементирующую массу туфа и вызывающий ее раскristаллизацию и другие преобразовательные процессы, видимо вследствие сложного состава водных флюидов, несущих кремний. Кварц то равномерно рассеивается в туфе, то образует скопления и гнезда, а также заполняет трещины, в результате чего возникают его жилки (подводящие каналы). Встречаются также радиально-лучистые образования халцедона.

Обломки порфиновых пород имеют различную структуру основной массы — витрофировую, гиалопилитовую и мелкокристаллическую, со сферолитами альбита, содержащими рутил. В некоторых обломках пород, в кварц-плагноклазовой основной массе, в большом количестве содержится новообразованный гематит. Вкрапленники представлены плагноклазом. Местами гематита настолько много, что обломки пород в шлифе становятся совершенно черными. Иногда обломки представлены порфиновыми породами с цеолитизированной и хлоритизированной основной массой, в которых вкрапленниками являются совершенно прозрачные (микротиновые) кристаллы кислого плагноклаза. Свежесть и кислый состав плагноклаза, при сильном изменении всей основной массы и контуров обломков, вызывают сомнение — являются ли эти образования действительно обломками порфиновых пород или они представляют собой перекристаллизованные участки стекла, подвергшиеся неравномерному (участковому) процессу преобразования. В породе содержится ископаемая фауна, которая цеолитизирована.

В результате спекания обломков с цементирующей массой (стеклом) и поздней перекристаллизации последней под воздействием растворов, обломки не всегда ясно разграничиваются от цементирующей массы.

Цементирующая масса преимущественно реликтово-пепловая. Наряду со стеклом в подчиненном количестве содержатся кварц, плагноклаз и хлорит, в отдельных случаях в виде хорошо образованных пластинок, приуроченных к привнесенному кварцу. Кроме того, в цементе наблюдаются гидроокислы железа, рудный минерал, замещенный лейкоксенном, и приуроченный к нему апатит.

Для цементирующей массы обычным является окварцевание; в отдельных случаях наблюдается сильное пропитывание и поглощение ее кварцем. Реже имеет место пропитывание породы новообразованным альбитом. Привнос натрия выражается в сильной цеолитизации цементирующей массы. Цеолит (анальцит) является изотропным и низкопреломляющим, иногда радиально-лучистым. Наряду с названными процессами развиты также хлоритизация, лимонитизация, глинизация и кальцитизация. Хлорит ярко-зеленый, пластинчатый и неплеохроирующий. Иногда в его пластинках замечаются остатки моноклинного пироксена. Порой хлорит имеет высокие цвета интерференции. Наблюдение показывает, что здесь происходит зарождение биотита.

В одном случае в стекловатой связывающей массе в ассоциации с кварцем наблюдались зеленые тонковолокнистые (игольчатые) и радиально-лучистые образования актинолита.

Возникновение акцессоров связано с окварцеванием и вообще с процессами привноса и метасоматического преобразования туфа. При отсутствии данных процессов (процесса экварцевания) в породе акцессоры обычно не содержатся.

Апатит и рудные минералы приурочены к окварцеванным участкам. Большею частью апатит мелкий — короткопризматический. Рудный минерал, имеющий скелетообразную форму, порой замещается ватовидным минералом-лейкоксеном, который местами просвечивает и приобретает высокие цвета интерференции (появляется сфен).

К карбонат-лимонитовым участкам и участкам, представленным рудным минералом, приурочен рutil, возникший за счет лейкоксена, образованного из рудного минерала (ильменита).

* * *

В витрокластических туфах, наряду с обломочным плагиоклазом, который частично напоминает таковой из гранитоидов древнего субстрата, содержится новообразованный, порой идиоморфный, мелкий плагиоклаз кислого состава, пропитывающий иногда вместе с кварцем или отдельно связывающую массу. В отдельных случаях наблюдается увеличение размера плагиоклаза, в результате чего постепенно формируются его крупные кристаллы, напоминающие по всем признакам плагиоклазы эффузивных пород, образованные в интрателлурическую фазу кристаллизации излившейся магмы. Приведенное наблюдение настолько очевидно, что возникает предположение о подобном происхождении порфировых вкрапленников плагиоклаза в некоторых эффузивных породах.

Наличие совершенно свежих (микротиновых) вкрапленников кислого плагиоклаза в некоторых обломках, содержащихся в витрокластических туфах, с цеолитизированной и хлоритизированной связывающей массой, заставляет думать, что возможно эти образования являются не обломками порфировых пород, а неравномерно преобразованными участками стекловатой связывающей массы с выделением новообразованного идиоморфного плагиоклаза.

Таким образом, натриевый метасоматоз в данных туфах является совершенно очевидным; еще более четко проявляется кремниевый метасоматоз. Кварц пропитывает связывающую массу, образует гнезда, скопления и жилки. Наряду с привнесением кварцем, наблюдается также и обломочная его разность с волнистым погасанием. Некоторые кварцевые индивиды представлены идиоморфными зернами, напоминающими интрателлурические образования.

Редко встречающийся процесс калишпатизации, благодаря которому возникают пертитоподобные образования, указывает на привнос в отдельных случаях незначительного количества калия.

В связи с привносом вещества происходит раскристаллизация стекловатой массы туфа, в результате чего протекают процессы глинизации, хлоритизации, цеолитизации, кальцитизации, лимонитизации, гематитизации и выделяются магнетит, ильменит, сфен и лейкоксен. Образование аксессуаров связано также с упомянутыми процессами преобразования.

Туфовые лавы

Макроскопически данные породы имеют серовато-розовый, серо-зеленый, коричнево-серый и светлорыжевато-зеленые цвета. Обычно они мелкозернистые и плотные. Наблюдаются различного размера включения (обломки) в разном количестве.

Под микроскопом порода обнаруживает гиалопилитовую, фельзитовую, витрофировую, витрокластическую, микролитовую и такситовую структуры, реже наблюдается пепловая структура. Имеются также микропертитовые участки. Иногда текстура полосчатая.

Цементирующая, частично окварцованная стекловатая масса часто обнаруживает флюидальность, она обволакивает обломки плагиоклаза, хлорита и стекловатых пород.

В отдельных случаях основная масса мелкопористая. Поры выполнены кварцем и халцедоном, иногда вместе с хлоритом (делесситом) и рудным минералом, или только хлоритом. Размер пор достигает 2—3 мм в диаметре.

Основная масса породы то преимущественно стекловатая, то мелкокристаллическая. Мелкие кристаллы основной массы представлены новообразованным плагиоклазом (альбит) и кварцем. Названные минералы как бы пропитывают породу. Их одновременное присутствие фиксируется не всегда. В отдельных породах альбит основной массы образует скопления мелких кристаллов различной формы. Иногда наблюдается раскристаллизованность стекла с образованием скоплений радиально-лучистых кристаллов и мелких неправильной формы зерен альбита, окружающих крупные кристаллы или обломки плагиоклаза. Привнос натрия в отдельных случаях выражается также в цеолитизации стекла. В некоторых случаях имеются желтые, непрозрачные, слегка полупрозрачные скопления зерен опала. В породах, где наблюдается их пропитывание кварцем, встречаются кварцево-хлоритовые образования (скопления), представляющие собой по-видимому пропитанные кварцем хлоритовые участки. Наряду с хлоритом, в основной массе содержатся рудный минерал, лимонит, серицит, эпидот и пелитовое вещество. В одной из пород имеется много сфена, обычно замещенного лейкоксеном. Сфен имеет клино- и конвертообразную формы. К рудному минералу приурочен мелкий апатит. В других случаях апатит встречается в ассоциации с кварцем и карбонатом. В агрегате скоплений кварца с хлоритом (делесситом) и рудным минералом ассоциирует тонко-призматический (игольчатый) апатит. О привнесении (переотложенном) характере рудного минерала за счет разрушения стекла свидетельствует наличие его жилков. В основной массе вместе с рудным минералом порой наблюдается серицитизированный плагиоклаз, эпидот и хлорит (делессит). В одном из образцов наблюдалась жилка, состоящая из кварца, хлорита и диагностического низко преломляющего минерала, образующего мелкие зерна.

Из минеральных обломков (размер 0,1—1,5 мм) ведущую роль играет плагиоклаз, порой микротиновый, в меньшем количестве встречаются кварц и хлорит, возникшие по-видимому в результате хлоритизации стекла. Наряду с явными обломками плагиоклаза (олигоклаз-альбит) встречаются также и идиоморфные его кристаллы, представляющие собой порфиновые вкрапленники туфовых лав.

В редких случаях наблюдаются обломки и идиоморфные кристаллы пироксена, которые частично или полностью замещаются хлоритом.

Среди обломков содержатся также порфиновые породы, имеющие витрофировую и микролитовую структуру основной массы, подвергшиеся лимонитизации и хлоритизации.

В одной из туфовых лав в альбитизированной пузыристой стекловатой массе рассеяны спорадические, разной величины обломки плагиоклаза, мелкие обломки порфирита с гналопилитовой основной массой, содержащей лимонитизированный рудный минерал. Края пор иногда затянуты лимонитом и хлоритом, реже они выполнены делесситом с оторочкой лимонита.

* * *

В заключение отметим, что магма, давшая рассмотренные туфовые лавы, была порфиритового или возможно несколько более основного состава. В пользу этого говорит порфиритовый состав туфовых лав, не подвергшихся инъекционному метаморфизму, и содержание в них пироксена. Такой же состав имеют обломки пород, имеющие витрофировую и микролитовую структуру и подвергшиеся лишь лимонитизации и хлоритизации.

На поздний привнос кремнево-натриевых флюидов указывают наблюдающиеся случаи пропитывания породы кварцем и альбитом, их скопления и жилки, а также раскристаллизованность стекла основной массы с возникновением неправильных радиально-лучистых скоплений альбита, окружающих порфиновые выделения плагиоклаза.

Содержащиеся в туфовых лавах в виде обломков плагиоклаз (альбит-олигоклаз) и реже кварц являются вероятно ксенолитовыми.

В результате инъекционного метаморфизма образуются если не все, то по крайней мере часть содержащихся в породе аксессуарных и рудных минералов, о чем свидетельствуют жилки рудного минерала, которые распыляясь переходят в мелкие его зерна. Названный минерал вероятно является результатом разрушения стекла основной массы, за счет которого выделяется также хлорит, содержащийся вместе с привнесенным кварцем. О позднем возникновении апатита говорит наличие его тонкопризматических кристалликов, вместе с привнесенным кварцем и продуктами разрушения стекла, а плагиоклаза — вместе с хлоритом, карбонатом и эпидотом.

Туфопесчаники, кварцевые и кварцево-плагиоклазовые песчаники

Макроскопически эти мелкозернистые породы имеют массивное или слоистое сложение. Наблюдаются жилки кварца, лимонита и карбоната. Цвет — серый, темно-серый и рыжевато-серый.

Туфопесчаники. Состоят из более или менее окатанных обломков кварца, плагиоклаза и хлоритизированных порфиритовых по-

род. Кварц характеризуется одновременным, реже волнистым погасанием. Плагноклаз иногда сдвойникованный. Он карбонатизирован и серицитизирован.

В породе иногда наблюдаются чешуйки мусковита и биотита. В большом количестве содержится хлоритовая масса, которая иногда занимает почти половину площади шлифа. Встречающиеся зерна хлорита, возможно, образованы за счет обломков стекла. Данный минерал порой окружен опацитовой каймой. В отдельных случаях в хлоритовую массу погружены зерна кальцита (размер 0,2 мм), возможно образованные за счет плагноклаза. Нередко содержатся псевдоморфозы кальцита по плагноклазу.

Встречается также карбонатизированная ископаемая фауна, внутри которой располагаются хлорит, кварц или лимонит.

Наряду с названными минералами, в подчиненном количестве наблюдаются рудный минерал, эпидот, циркон, сфен и пирит.

Цементирующая масса мелкозернистая, она состоит из пелит-серицитовой смеси, хлорита, лимонита, кальцита, кварца и плагноклаза.

В шлифе наблюдаются поры, выполненные радиально-лучистым хлоритом. Часто встречаются жилки карбоната.

Кварцевые песчаники. Структура породы псаммитовая. Тип цемента поровый. Состав: угловатые или округлые зерна кварца (размер 0,1—0,2 мм) с волнистым погасанием, в небольшом количестве серицитизированный плагноклаз и чешуйки мусковита и хлорита, сцементированные серицитом, с примесью более мелких зерен кварца. Количественная роль кварца значительная (до 70%); он встречается также в виде жилок.

Наблюдаются единичные зерна циркона, апатита и эпидота. Рудный минерал (лимонитизированный) рассеян по всему шлифу.

Кварцево-плагноклазовые песчаники. Тип цемента базальный. В данных породах обломочный плагноклаз (пелитизированный, серицитизированный, хлоритизированный и карбонатизированный) преобладает над обломочным кварцем, имеющим волнистое погасание. Мусковит присутствует в виде удлиненных прозрачных чешуек, хлорит же образует пластинки и содержится в значительном количестве. Наблюдаются также зерна (псевдоморфозы) кальцита. Имеются и обломки пород (кварциты и граниты микропегматитового строения). Размер обломков не превышает 0,2 мм.

Связывающая масса лимонитизированная — карбонат-хлоритовая и пелитоморфная. Из аксессуаров встречаются рудный минерал и призматический апатит, включенный в плагноклаз. Наблюдается жилка лимонита.

Карбонатные песчаники. Порода состоит из идиоморфных, явно карбонатизированных кристаллов плагноклаза (размер обычно не более 0,1 мм, в отдельных же случаях 0,5—0,8 мм) и зерен кварца с ровным угасанием. Наряду с этим встречаются также зерна кальцита, в подчиненном количестве хлорит, мусковит и остатки карбонатизированной и хлоритизированной ископаемой фауны. В одном месте наблюдалось округлое зерно циркона. Имеется также обломок стекла.

Цементом песчаника служит сплошная карбонатная масса, занимающая более половины площади шлифа и производящая впечатление образованной в результате процесса карбонатизации.

*
**

Названные породы развиты в основном в нижних частях верхнемеловых отложений и наряду с терригенным материалом, возникшим в результате размыва более древних формаций, содержат также пирокластические продукты.

Также как и в других верхнемеловых вулканогенах, в рассмотренных выше породах наблюдаются те же наложенные процессы. Из них более ощутимыми являются окварцевание, хлоритизация, лимонитизация и карбонатизация. Хлоритизация достигает наибольшего развития в кварцевом песчанике, карбонатизация же — в карбонатом песчанике, где интенсивной карбонатизации подверглась цементирующая масса.

Процессы хлоритизации и карбонатизации играют существенную роль и также в вышеописанных туфах. Еще большее, нежели в карбонатом песчанике, увеличение количественной роли привноса карбоната кальция может привести к образованию метасоматических известняков.

Карбонатные породы

В эту группу пород объединяются известняки, мергелистые известняки и интенсивно карбонатизированные породы — туфы, туфопесчаники и песчаники. Некоторыми исследователями в рассматриваемом районе отмечается большое развитие мергелистых известняков и мергелей, но по-видимому они представляют собой сильно карбонатизированные пелитовые туфы.

Карбонатные породы в основном развиты в нижних и верхних частях верхнемеловых отложений, встречаясь также и в виде небольших линз и участков неправильной формы в средних горизонтах вулканогенных образований, в частности у с. с. Самцевриси, Демурсу, Саркинети и др.

Указанные породы светло-серые, серые, темно-серые, светло-зеленовато-серые, розовато-желтые, коричневато-серые и желтовато-серые, мелкозернистые, обычно однородные.

Состоят из карбоната (кальцита), представленного в виде кристаллов с ясно выраженной спайностью и безструктурных округлых или овальных оолитов, в центре которых иногда располагается хлорит, ископаемой фауны, замещенной карбонатом, и жиллок, состоящих из карбоната (подводящих каналов), вызывающих карбонатизацию, хлорита, лимонита и кварца.

В мелкозернистую, иногда криптокристаллическую, пелитоморфную карбонатную массу погружены обломки иногда в той или иной степени измененных минералов — серицитизированного и пелитизированного плагиоклаза, кварца, хлорита и редко слюды. Обломки пород представлены порфиридами.

В описываемых породах в небольшом количестве содержится частично лимонитизированный рудный минерал. Распространенным минералом являются гидроокислы железа, представленные иногда в виде оолитов и распределенные в породе равномерно, реже в виде скоплений. Эти образования погружены в глинисто-кальцитовую с примесью кварца массу.

В иных случаях карбонатизированная порода содержит округлые или неправильной формы зерна глауконита.

Наблюдаются случаи интенсивной карбонатизации песчаников, туфопесчаников и туфов. Последние секутся жилками карбоната (рис. 4):

в них отдельные участки, обломки или цементирующая масса частично или полностью замещаются карбонатом.

В окрестностях с. Баличи В. И. Зесашвили были встречены кристалло-витрокластические туфы, в которых цементирующая, преимущественно стекловатая масса замещается крупно-кристаллическим кальцитом, включающим мелкие обломки плагиоклаза и пироксена. Остатки стекла имеют причудливо-угловатые контуры (рис. 5 и 6).

В некоторых местах (местности Демурсу и Саркинети) наблюдается постепенное возрастание процесса карбонатизации от периферии к центру карбонатной линзы небольшого размера. Здесь же наряду с карбонатизацией замечаются процессы окварцевания, серицитизации, эпидотизации, образование рудного минерала и светло-зеленого идиоморфного граната.

*
* *

Суммируя сказанное можно сделать заключение, что часть описанных карбонатных пород образовались не осадочным путем, а в результате позднего интенсивного процесса карбонатизации туфовых и песчанниковых пород, в которых этот процесс в той или иной степени наблюдается повсюду. Наряду с карбонатизацией, также, как и во всех рассмотренных выше породах, протекали процессы окварцевания, альбитизации, цеолитизации, эпидотизации, серицитизации, образование рудных минералов и др.

Надо полагать, что такого же происхождения и скарновые породы, среди которых нами изучены: эпидот-плагиоклазовая, лимонитизированная и серицитизированная порода, состоящая из новообразованного плагиоклаза, эпидота и хлорита, имеющих неправильные очертания; актинолит-магнетитовая порода, состоящая из большого количества беспорядочно распределенного актинолита, магнетита и хлорита с примесью силлиманита (фибrolита) и граната в ассоциации с кальцитом; эпидот-кальцит-магнетитовая порода, в которой различается реликт туфа. Содержащийся в породе плагиоклаз оставляет впечатление как обломка, так и норфирового выделения. Наряду с этим имеются более мелкие кристаллы плагиоклаза, возникшие вероятно за счет раскристаллизации (альбитизации) стекла. Вместе с ними встречаются кальцит, эпидот, апатит, сфен и рудный минерал.

Порфириты

В эту группу пород объединены жильные и отчасти покровные тела порфиритов, подвергшиеся наложенным процессам, главным образом окварцеванию. Совершенно неизменные порфириты не встречаются. Редко наблюдаются диорит-порфириты и диабаз-порфириты. Наряду с окварцеванием в различных образцах имеет место также процесс альбитизации, цеолитизации, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации, серицитизации, пелитизации и лимонитизации.

В результате альбитизации порфиритов образуются бескварцевые альбитофиры, а при одновременном их окварцевании возникают кварцевые альбитофиры, содержащие кварц как в основной массе, так и среди вкрапленников.

Преобладающим цветом рассматриваемых порфиритов является серый, различных оттенков — темно-серый, светло-зеленовато-серый, зеленовато-серый, коричневат-серый, серовато-зеленый и сиреневато-серый. Наряду с этим встречаются также порфириты, имеющие красно-

вато-фиолетовые, коричневато-сиреневые, светло-коричневые и др. цвета.

Порфировая структура макроскопически хорошо наблюдается благодаря крупным выделениям плагиоклаза и реже темного силиката.

Под микроскопом данные порфириты обнаруживают ясно выраженную порфировую структуру. В отдельных случаях можно наблюдать гиалопилитовую, витрофировую, фельзитовую, криптокристаллическую, афиртовую и флюидальную структуры основной массы. Иногда основная масса породы более крупнозернистая — гранитпорфировая или гранофировая. В результате пропитывания породы кварцем основная масса нередко приобретает пойкилитовую структуру.

Порода местами обнаруживает пористость, причем поры выполнены кальцитом, хлоритом и минералами группы эпидота, иногда же кварцем и плагиоклазом, редко актинолитом. Минералы группы эпидота встречаются также в виде жилок и небольших участков.

Основная масса порфиритов состоит из микролитов, реже лейстов плагиоклаза и почти полностью хлоритизированного и пелитизированного стекла. В ней содержатся минералы группы эпидота. Основная масса нередко полнокристаллическая мелкозернистая, состоящая из микролитов и сферолитов плагиоклаза (альбита) и хлорита (делессита), редко серицита. В одном случае в ней наблюдалось крупное зерно волокнистого минерала (актинолита) с высокими цветами интерференции. Иногда основная масса целиком сферолитовая, в ней содержатся мелкие удлиненные кристаллики апатита и зерна рудного минерала. Редко встречается мусковит, который образует отдельные чешуи, скопления и розетки. В отдельных случаях в основной массе наряду с кварцем содержится мелкозернистый привнесенный плагиоклаз (альбит). Основная масса всегда окварцована — наблюдается ее пропитывание кварцем, который представлен в виде мелких зерен, жилок толщиной в пределах 0,2—0,5 мм и гнезд. В результате неравномерного окварцевания порода нередко становится неоднородной (такситовой). В отдельных случаях наблюдается сильная гематитизация и лимонитизация порфирита. Гематит, иногда в виде мельчайших иголок, содержится в большом количестве.

Рудный минерал образуется как за счет стекловатой основной массы, так и в результате разрушения железо-магнезиальных минералов, выделяясь в большом количестве при сильном окварцевании и раскристаллизации стекла. Рудный минерал вместе с кварцем образует скопления мелких зерен и жилки. На возникновение названного минерала в результате последовательного преобразования железомagneзиальных минералов от разновидностей более богатых железом в разновидности менее богатые этим элементом, под воздействием инъекций щелочно-кислого состава, указывают скопления зерен рудного минерала в продуктах их замещения.

В одном случае рудный минерал представлен испещренными мелкими кристаллами апатита зернами, иногда замещенными лейкоксеном. Кристаллики апатита порой окружают зерна рудного минерала. Это указывает на позднее происхождение названных двух минералов путем выделения из растворов.

В окварцованном диорит-порфирите наряду с окварцеванием наблюдается сильная кальцитизация. Кальцит в виде пятен и пелитоморфной массы рассеян по всей породе.

Подавляющая часть плагиоклаза данной породы подвергнута частичной цеолитизации; цеолит образует также жилки.

Порфиновые вкрапленники представлены почти исключительно призматическим и таблитчатым, редко сдвойникованным, свежим или измененным (пелитизированным, серицитизированным и эпидотизированным) плагиоклазом, обычно ряда олигоклаз-андезина, иногда же альбита, величиной обычно более 1 мм и достигающего в отдельных случаях 2,5 мм.

Измененный плагиоклаз порой освобождается от продуктов деанортитизации и становится более кислым. В таких индивидах наблюдаются включения апатита. Помимо того, плагиоклаз иногда замещается мелким агрегатом мусковита.

В одном из окварцованных порфиритов, в результате циркуляции кремниевых растворов, имело место некоторое перемещение вещества порфирита, в результате чего в порфировом плагиоклазе возникли трещины, впоследствии залеченные кварцем. Последний минерал местами метасоматически замещает плагиоклаз, или образует с ним микропегматитовые сростки.

Кое-где вкрапленники плагиоклаза частично окружены низкопреломляющим бесцветным минералом, являющимся, по-видимому, калишпатом.

В некоторых образцах содержатся крупные порфиновые выделения хлорита (делессита) или карбоната с хлоритом и рудным минералом, напоминающие псевдоморфозы по железо-магнезиальным минералам.

В других случаях встречаются вкрапленники хлоритовых псевдоморфоз двух типов: 1) зеленый, не плеохроирующий, с низкими цветами интерференции, представляющий собой хлоросерпентин и 2) зеленый, несколько, грязноватый, радиально-лучистый с желто-зеленовато-синими цветами интерференции.

Среди вкрапленников встречаются псевдоморфозы кальцита, в некоторых же окварцованных порфиритах наряду с альбитизированным плагиоклазом содержатся хлоритовые псевдоморфозы с опалитовой каемкой по роговой обманке. В другом случае роговая обманка (обыкновенная) сохранилась.

В некоторых альбитизированных порфиритах и диабаз-порфиритах с микродиабазовой основной массой наблюдаются зерна моноклинного пироксена (авгита), как в основной массе, так и среди вкрапленников.

В одном из рассматриваемых порфиритов вкрапленники представлены псевдоморфозами светло-зеленого, лишенного плеохроизма, неоднородного, волокнисто-пластинчатого минерала, имеющего низкие цвета интерференции и представляющего собой вероятно серпентин. Эти псевдоморфозы частично призматические, но встречаются также не совсем хорошо развитые восьмигранные формы, напоминающие базальные разрезы ромбического пироксена.

Среди порфиритовых вкрапленников встречается также биотит.

В отдельных случаях кварц образует порфиновые вкрапленники, имеющие изометрические очертания, порой они оставляют впечатление корродированных кристаллов. Иногда кварц образует микропегматитовые прорастания с плагиоклазом. Местами он вытесняет и полностью замещает плагиоклаз, образуя то мелкий агрегат, то монокристаллы. Иногда можно наблюдать, как псевдоморфозы кварца по плагиоклазу

соединяются с жилкой (подводящим каналом) кварца. Бывают случаи, когда один кристалл питается двумя или более каналами, или же один канал питает несколько кварцевых псевдоморфоз по плагиоклазу. В таких псевдоморфозах присутствуют апатит и редко мельчайшие зерна циркона.

В одном из сильно окварцованных порфиритов можно наблюдать как жилка кварца соединяется с почти полностью окварцованным призматическим плагиоклазом, затем она исчезает и с другой стороны кристалла появляется вновь (рис. 7). Последняя далее раздувается и образует скопление мелких кварцевых зерен (рис. 8).

В другом случае кварцевая жилка, которая с двух сторон подходит к идиоморфному кристаллу плагиоклаза, замещает его периферическую часть пятнами, между которыми имеются уцелевшие остатки пелитизированного плагиоклаза. Центральная часть кристалла полностью замещена кальцитом. Есть и такие зерна плагиоклаза, которые частично замещаются одновременно кварцем и кальцитом.

Наряду с этим видны пересекающие плагиоклаз кварцевые жилки, не замещающие плагиоклаз и образующие с ним резкие границы.

Вкрапленники плагиоклаза в отдельных случаях перекристаллизованы в более мелкий агрегат или же замещены радиально-лучистой разновидностью халцедона. Замещенные таким путем кристаллы в большом количестве содержат мелкозернистый апатит. В одном случае наряду с халцедоном присутствует также кварц.

* * *

Из вышеизложенного следует, что исходные породы имели состав плагиоклазовых, пироксеновых и роговообманковых порфиритов, а также диабаз-порфиритов. Порфириты и диабаз-порфириты с реликтами пироксена и роговой обманки были встречены в окрестностях селений Фахрало и Самцевриси.

Интенсивный процесс окварцевания (кремниевый метасоматоз), имевший место после полного формирования порфиритов, не вызывает сомнений. В результате этого процесса порода приобретает характерные особенности эффузивного кварцевого порфирита и кварцевого альбитофира. Наряду с привнесом кварца несомненно происходил привнос также натрия, который вызвал нарушение равновесия в плагиоклазе основного состава, его постепенную альбитизацию и местами полную его перекристаллизацию.

Подвергшийся альбитизации порфиновый плагиоклаз постепенно освобождается от продуктов деанортитизации, становится прозрачным и более кислым. Одновременно происходит его частичное или полное замещение кремнием. Таким образом порфиновый кварц в данных породах имеет инъекционное происхождение, но не исключена возможность наличия в них ксенолитового кварца. Таковыми в частности, по видимому, являются крупные его зерна, имеющие волнистое, а также одновременное погасание.

Часть высвободившегося кальция вступает в реакцию с соответствующими элементами, привнесенными вместе с кремнием и натрием, и образует апатит.

Натриевый метасоматоз порой выражен в цеолитизации, которой подвергся плагиоклаз окварцованного диорит-порфирита. О привнесении происхождения цеолита говорит наличие его жилок.

Цеолитизированная порода подверглась сильной кальцитизации; кальцит вероятно является продуктом распада железо-магнезиальных минералов и основного плагиоклаза, подвергшегося обычно альбитизации и редко цеолитизации.

В рассматриваемых породах наблюдается также гематитизация. Гематит, который привносится вместе с кварцем, местами переходит в гидроокислы железа.

Наличие в рассматриваемых породах в отдельных случаях серицита, мусковита и калишпата указывает на привнос в сравнительно малом количестве также и калия. С инъекциями калийсодержащих растворов связано возникновение циркона.

В результате распада пироксенов и амфиболов высвобождаются железо и магний.

Альбитофиры

В этих породах преобладают серые цвета различных оттенков — зеленого, желтого, розового, коричневого и др.

Среди альбитофиров макроскопически различаются следующие разновидности: альбитофиры не содержащие кварца (альбитизированные плагиоклазовые порфириты), альбитофиры содержащие кварц только в основной массе (альбитизированные и окварцованные порфириты), альбитофиры содержащие кварц как в основной массе, так и среди вкрапленников (порфиновый кварц обычно имеет эффузивное происхождение) и наконец альбитофиры, отличающиеся от предыдущего типа содержанием среди вкрапленников, наряду с плагиоклазом и кварцем, также и биотита.

Различные образцы альбитофиров характеризуются различными внешними чертами — пористые, шероховатые, порой сильно лимонитизированные. Некоторые из них содержат ксенолиты. Порфиговое строение хорошо видно уже макроскопически — в основную массу включены относительно крупные кристаллы плагиоклаза и кварца.

Под микроскопом наблюдается ясно выраженная порфировая, редко афировая структура. Основная масса альбитофиров проявляет различную структуру — полнокристаллическую, микрогрантовую, алломорфную, криптокристаллическую, сферолитовую, микросферолитовую, гналопилитовую, витрофировую, витрофирово-фельзитовую, микролитово-фельзитовую, микрофельзитово-диагностическую, атакситовую; текстура флюидальная, полосчатая, вызванная инъекциями кварца вдоль флюидальных полос.

В стекловатых породах стекло в той или иной степени изменено — пелитизировано, хлоритизировано и лимонитизировано. В стекловатый базис включены микролиты плагиоклаза, иногда проявляющие флюидальность и порой образующие полисинтетические двойники, зерна рудного минерала, местами замещенные лейкоксеном, и кварц; к последнему приурочен радиально-лучистый хлорит (делессит) и в редких случаях чешуйки слюды.

Хлорит иногда образует волокна, напоминающие серпентин (хлор-серпентин). В редких случаях наблюдается возникновение лейкоксена за счет пирита.

Кварц основной массы, обычно расположен участками, скоплениями и в виде жилков. Он во всех случаях является явно привнесенным минералом, пропитывающим основную массу. Более крупные зерна кварца становятся идиоморфными и оставляют впечатление порфировых вкрапленников.

В некоторых шлифах в микрофельзитовой основной массе, состоящей из стекла и микролитов плагиоклаза, выделяются относительно крупные зерна плагиоклаза. Небольшие участки основной массы целиком представлены агрегатом зерен плагиоклаза, образованных в результате раскристаллизации стекла под воздействием привнесенного вещества. В связи с раскристаллизацией стекла возникают рудный минерал и апатит.

Нередко основная масса рассматриваемых пород состоит из мелких округлых, сильно пелитизированных радиально-лучистых образований (сферолитов) плагиоклаза, внутри которых виден кварц. Здесь же наблюдается мелкозернистый рудный минерал, а также кристаллографически хорошо ограниченные более крупные его зерна, частично перешедшие в лейкоксен. К ним приурочен апатит. Иногда сферолиты погружены в криптокристаллическую плагиоклаз-хлоритовую массу с примесью рудного минерала и со скоплениями кварца. Сферолиты пронизаны игольчатым магнетитом. К крупным зернам магнетита приурочен апатит. Зерна последнего порой расчленяют кристаллы магнетита.

Изредка в породах содержится калишпат, показатель преломления которого меньше такового альбита.

Из второстепенных минералов, как уже отмечалось, обычно встречается рудный минерал, иногда перешедший в лейкоксен и апатит. Кроме того встречаются также эпидот и циркон.

Наблюдающиеся в породе поры выполнены хлоритом, а в одном случае — делесситом и лейстами плагиоклаза.

Из порфириковых вкрапленников распространенным является обычно призматический плагиоклаз из ряда альбита, реже олигоклаза. В отдельных случаях в одной и той же породе присутствуют как альбит, так и олигоклаз. Размер зерен порфириковых выделений рассматриваемого минерала достигает 2,5 мм. Плагиоклаз серицитизирован и пелитизирован, реже цеолитизирован и соскюритизирован, с образованием минералов группы эпидота. Вкрапленники плагиоклаза, наряду с одиночными кристаллами, иногда образуют скопления.

Кварц порфириковых выделений местами имеет облик эффузивного минерала, иногда же его привнесенный характер не вызывает сомнений.

Некоторые хлориты своей формой похожи на псевдоморфозы по биотиту, а иногда имеют вид ромбов с усеченными острыми углами, являющимися по-видимому псевдоморфозами по роговой обманке. В одном случае среди вкрапленников вместе с плагиоклазом и кварцем был встречен ржавевато-коричневый биотит.

В одном из шлифов наблюдались остатки пироксена.

* * *

По структурным признакам данные породы до процессов преобразования (окварцованья и альбитизации) несомненно представляли собой порфириты, содержащие в виде вкрапленников, наряду с основным плагиоклазом, также и железо-магнезиальные минералы — пироксен, преобразованный в роговую обманку и далее в биотит. Некоторые из исходных пород вероятно отвечали кварцевым порфиритам.

Все наложенные процессы и новообразования минералов, характерные для описанных выше пород, наблюдаются также и в альбитофирах, что роднит сравниваемые породы между собой, как по составу магмы, так и по времени образования их исходных пород.

Дациты

Макроскопически они являются серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми, розовато-серыми, голубовато-серыми и желтыми плотными породами, с видимыми порфиристыми выделениями плагиоклаза и реже темного силиката.

Тела рассматриваемых пород имеют секущее положение относительно верхнемеловой вулканогенной свиты.

Структура породы порфировая с полнокристаллической алломорфной или гипидиоморфной, редко сферолитовой основной массой. В измененной основной массе (лимонитизированной, хлоритизированной и окварцованной) видны зерна и лейсты плагиоклаза. Иной раз наблюдаются радиально-лучистые, сферолитоподобные новообразования, представленные срастаниями кварца и альбита. Кварц в основной массе образует мелкие кристаллы. Кроме названных минералов содержатся апатит, циркон, эпидот, рудный минерал и редко цеолит. Видны также жилки хлорита, кварца, халцедона, лимонита и цеолита.

Вкрапленники плагиоклаза (ряда андезина и кислее), размером в пределах 1—3 мм, представлены прозрачными или пелитизированными, серицитизированными, кальцитизированными, хлоритизированными и цеолитизированными, полисинтетически сдвойникованными кристаллами, иногда зонального строения.

Наблюдаются случаи пересечения и частичного замещения плагиоклаза кварцем и халцедоном. Кварц образует подобные микропегматиту прорастания. Порфиристые выделения кварца встречаются весьма редко.

Хлорит псевдоморфоз мелкопластинчатый, почти совершенно бесцветный и изотропный. В отдельных случаях удается определить по форме, что хлорит представляет псевдоморфозу по роговой обманке, которая местами сохранилась ($n_{Ng} = 10 - 13^\circ$). Наблюдается опацификация роговой обманки. Опацитовая каемка представлена в виде плотного или зернистого агрегата. Включенные в плагиоклаз роговые обманки не опацифицированы.

Среди вкрапленников редко встречается биотит, иногда можно проследить его постепенное образование по роговой обманке. Биотит зеленовато-коричневый, интерферирует в зеленых тонах.

Некоторые из рассматриваемых пород содержат привнесенный кварц в весьма незначительном количестве, что дает возможность уловить порфиристый состав исходной породы.

В дацитах наблюдаются небольшие (1—2 см) участки темного цвета, состоящие из плагиоклаза и роговой обманки, а также ксенолиты (в выходе с. Баличи) диабаз-порфиритов и гранитоидных пород.

* * *

Эти породы, также как и все другие верхнемеловые образования, подвергались окварцеванию и сопровождающим его процессам — хлоритизации, лимонитизации, кальцитизации, пелитизации, серицитизации, альбитизации и цеолитизации.

Как видно из приведенного описания, исходными породами дацитов являлись порфириты и кварцевые порфириты.

Сильно измененные породы

В некоторых участках верхнемеловых отложений наблюдается интенсивное окварцевание и сопутствующие ему другие преобразова-

тельные процессы, в результате чего трудно улавливается первичная структура породы. С такими участками в рассматриваемом районе связано оруденение железа:

Было изучено несколько образцов сильно измененных пород. В них, наряду с интенсивным окварцеванием, развиваются процессы лимонитизации и хлоритизации.

В некоторых случаях наблюдается гематитизация, реже кальцитизация, серицитизация, цеолитизация и альбитизация.

Кварц поглощает всю криптокристаллическую, местами аморфную массу, образуя пойкилитические сростки, морфологически напоминающие гранофир; часть же кварца образует более или менее правильные овалы зерна, обладающие одновременным погасанием.

В обогащенных кварцем участках появляются радиально-лучистый хлорит (делессит) и одиночные лейсты плагиоклаза. В некоторых же участках образуются мельчайшие чешуи слюдоподобного минерала и высокопреломляющий бесцветный минерал в виде изометрических мелких изотропных зерен (гранат). Порой в сильно окварцованной связывающей массе видны остатки (пятна) пелитового вещества; они оставляют впечатление реликтов плагиоклаза, разъеденных и поглощенных кварцем. Местами плагиоклаз совершенно свежий (прозрачный), иногда зональный; видимо он обновленный, если не новообразованный.

Из аксессуаров в данных породах содержится апатит, образующий иногда относительно крупные кристаллы, приуроченные к плагиоклазу или хлориту. Из рудных минералов распространены: магнетит, порой скелетообразной формы, гидроокислы железа, представленные иногда в виде зерен, и ватовидный лейкоксен с высокими цветами интерференции и хорошо ограниченными кристаллами.

* * *

Данные породы представляют собой те участки верхнемеловых вулканогенов, которые подверглись сильному преобразованию под воздействием преимущественного притока кремния. Наряду с обильным окварцеванием, исходные породы претерпели также относительно слабую альбитизацию вследствие притока натрия. Кроме названных двух элементов химически высокоактивные водные растворы в подчиненном количестве несли и другие элементы, в частности, по-видимому, калий, фосфор, хлор и др. Часть новообразованных минералов, какими являются магнетит, ильменит, лейкоксен, лимонит, гематит, кальцит, серицит, хлорит и др., возникли на базе разрушения исходной породы под воздействием растворов.

ПЕРИФЕРИЯ ХРАМСКОГО МАССИВА *Грубо- и крупнообломочные туфы*

Величина обломков в данных туфах меняется в пределах от 1 мм до 30 см. Иногда наблюдается некоторая окатанность обломков, с образованием конгломератов. Кроме базального конгломерата, залегающего в основании верхнемеловых вулканогенных отложений, встречаются также межформационные конгломераты.

Эти породы имеют преимущественно серые, зеленые и желтые, различных оттенков цвета. Иногда строение полосчатое, обусловленное чередованием разнозернистых и разноцветных полос.

Структура кристаллокластическая, лито-кристаллокластическая, кристалло-литокластическая и литокластическая.

Обломки представлены разными породами, плагиоклазом, кварцем и в малом количестве пироксеном, роговой обманкой, мусковитом и рудным минералом.

Из минеральных обломков преобладает плагиоклаз (олигоклаз-андезин и андезин). Он в большинстве случаев пелитизирован и серицитизирован, а иногда хлоритизирован и карбонатизирован; содержит включения апатита. Наблюдается пересечение и частичное замещение плагиоклаза кварцем.

Обломочный кварц характеризуется как волнистым, так и одновременным погасанием.

Среди обломков пород, в порядке их распространенности, встречаются:

1) Порфириды и основная масса порфиритов. Последняя в большинстве случаев имеет гиалопилитовую структуру. Стекловатый базис хлоритизирован, лимонитизирован, карбонатизирован, пелитизирован и окварцован.

Микролиты плагиоклаза имеют порой ориентированное расположение. Содержится также рудный минерал. В отдельных случаях основная масса порфиритов алломорфная, состоящая из плагиоклаза и кварца. Порфиритовые вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном и псевдоморфозами хлорита. Вкрапленники плагиоклаза, наряду с пелитизацией и серицитизацией, подверглись эпидотизации. Поры выполнены карбонатом, хлоритом, халцедоном и кварцем;

2) Обломки темно-серого или коричневого стекла, имеющего часто перлитовую структуру. Иногда эти обломки частично замещены хлоритом, пелитовым веществом и рудным минералом;

3) Пелитовые туфы;

4) Туфопесчаники и песчаники (в гальках базальных конгломератов);

5) Кварциты, иногда содержащие оолиты пирита;

6) Известняки;

7) Мандельштейновые альбитофиры, основная масса которых стекловатая; в ней в большом количестве наблюдаются миндалины округлой формы, 0,8 мм в диаметре. Края этих образований занимает цеолит коричневатого цвета, а центральную часть — бесцветные игольчатые кристаллики того же минерала. Порфиритовые вкрапленники обломков мандельштейновых альбитофиров представлены псевдоморфозами зернистого альбита по идиоморфному кристаллу, вероятно плагиоклазу, края которых сложены цеолитом коричневатого цвета.

Цементирующее вещество грубо- и крупнообломочных туфов мелкозернистое — кварц - плагиоклазовое. Последнее часто пелитизировано, хлоритизировано, карбонатизировано и окварцовано. В некоторых из рассматриваемых туфов цемент состоит из карбоната, хлорита (делессит), лимонита и кварца; порой все названные минералы присутствуют одновременно.

В конгломератах роль цемента играют туфопесчаники и песчаники. Иногда связывающая масса туфов представлена в малом количестве и тогда обломки как-бы спекаются между собой.

В туфах встречаются участки выполненные лимонитом, хлоритом, кварцем, карбонатом, халцедоном, наблюдаются жилки лимонита, кварца и плагиоклаза. Иногда жилки карбоната разветвляются, секут и частично замещают обломки.

* * *

Рассматриваемые туфы, за исключением конгломератов, образовались в результате подводной эффузивной деятельности, на что указывает наличие в них терригенных осадков — песчаников и конгломератов, содержащих ископаемую фауну.

Наличие покровов и туфов пироксеновых порфиритов и диабаз-порфиритов свидетельствует о том, что в этой части территории Южной Грузии в верхнемеловое время изливалась магма основного состава.

Описываемые породы достаточно интенсивно подверглись процессам хлоритизации, лимонитизации, карбонатизации и слабо-окварцеванию. Гальки конгломератов иногда альбитизированы и цеолитизированы.

Средне- и мелкозернистые туфы

Цвет этих слоистых пород белый, желтовато-белый, желтый, желтовато-серый, светло-серый и светло-зеленовато-серый. Макроскопически наблюдаются окисленные участки и полосы.

Структура кристаллокластическая, кристалло-литокластическая и лито-кристаллокластическая.

Кластический материал представлен плагиоклазом, кварцем, пироксеном, хлоритом, мусковитом и обломками пород. Встречаются также зерна рудного минерала, единичные кристаллы апатита и ископаемая фауна.

Размер обломков колеблется в пределах 0,1—0,8 мм. Количественное соотношение между минеральными обломками и обломками пород различное. Обычно преобладает плагиоклаз. Кварц встречается сравнительно редко.

Обломки плагиоклаза (олигоклаз-андезин, андезин) пелитизированы и серицитизированы. В отдельных случаях обнаруживают полисинтетическую двойникованность; иногда замещаются карбонатом и минералами группы эпидота; содержат включения апатита. Редко наблюдается разъедание плагиоклаза кварцем.

Обломочный кварц в большинстве случаев имеет волнистое погасание.

Обломки пород представлены порфиритами и их основной массой, которая состоит из хлоритизированного и лимонитизированного стекла, микролитов плагиоклаза и мелких зерен рудного минерала. Порфиритовые вкрапления плагиоклаза подобны обломочной его разновидности. В отдельных случаях встречаются обломки хлоритизированного стекла перлитовой структуры.

Вследствие сильной лимонитизации, хлоритизации и пелитизации туфа в целом, граница между цементирующей массой и обломками становится расплывчатой.

Пироксен представлен обломками или идиоморфными кристаллами размером 0,4—0,8 мм. Он бесцветный, нередко свежий, иногда же частично замещен хлоритом. Сечется жилками карбоната и лимонита.

Цемент крипто- и мелкозернистый, кварцево-плагиоклазовый; подвергнут интенсивной пелитизации, серицитизации, хлоритизации, лимонитизации, окварцеванию; в некоторых случаях представлен только хлоритом, карбонатом или лимонитом. Обычно цемент преобладает над обломками.

Наблюдаются жилки карбоната, лимонита и кварца, а также окварцованные участки. Местами плагиоклаз разъедается кварцем, который частично или полностью замещает плагиоклаз.

* * *

Охарактеризованные выше туфы образованы в результате активности основной магмы, на что указывает содержание обломков пироксеновых порфиритов и сравнительно основного, частично альбитизированного плагиоклаза.

Присутствующие в данных породах в незначительном количестве кварц и мусковит несомненно являются терригенными минералами. Наряду с этим небольшая часть кварца является принесенной. Помимо окварцевания обычно наблюдается карбонатизация, хлоритизация и лимонитизация.

Пелитовые туфы

Цвет этих пород серый, беловато-серый, желтовато-серый, желтый, зеленовато-серый, светло-зеленый и зеленый. Характерны для них пятнистая, слоистая и полосчатая текстуры. Последняя обусловлена чередованием разнозернистых пород.

Структура — пелитовая, пепловая, кристаллокластическая и витрокластическая.

Трещины и поры выполнены карбонатом, лимонитом и серицитом. Последний по-видимому является продуктом разрушения плагиоклазов.

Обломки (размером не более 0,1 мм) представлены плагиоклазом, кварцем, карбонатом, хлоритом, рудным минералом и редко сильно лимонитизированными порфиритами. Кварц и плагиоклаз, которые содержатся в одинаковом количестве, являются главной составной частью туфа, другие же перечисленные обломки играют весьма подчиненную роль. Плагиоклаз почти всегда пелитизирован и серицитизирован; по сравнению с канадским бальзамом обнаруживает больший показатель преломления.

Цементирующая масса значительно преобладает над обломками. Она адиагностическая, криптокристаллическая, стекловатая; подверглась лимонитизации, хлоритизации, серицитизации и карбонатизации. В цементирующей массе при большом увеличении замечаются мельчайшие осколки плагиоклаза и кварца.

* * *

Пелитовые туфы также образовались в результате подводной активности магмы порфиритового состава. Вследствие тонкозернистости материала обломки порфирита содержатся в ограниченном количестве. По этой же причине не устанавливается состав порфирита. Хлорит, рудный минерал и карбонат, содержащиеся в туфах, образованы в результате раскристаллизации стекла; серицит возникает по плагиоклазу.

Витрокластические туфы

Данные туфы однородные, цвет их зеленый, серовато-зеленый, желтый и желтовато-серый.

Структура кристалло-витрокластическая, лито-витрокластическая, кристалло-лито-витрокластическая и лито-кристалло-витрокластическая.

Цементирующая масса представлена частично перекристаллизованным стеклом и имеет микрофельзитовое, пепловое и перлитовое строение.

Встречаются участки и поры, выполненные карбонатом, рудным минералом и кварцем, а также жилки карбоната, рудного минерала и в одном случае альбита.

В данных туфах количественно обломки преобладают над цементирующей массой. Обломки представлены главным образом плагиоклазом и породами; в малом количестве содержится кварц с волнистым погасанием и рудный минерал.

Размер обломков варьирует в пределах 0,2—2,0 мм.

Обломки плагиоклаза почти всегда пелитизированы и серицитизированы, иногда же карбонатизированы; в отдельных случаях наблюдается хлоритизация и эпидотизация. Плагиоклаз местами обнаруживает полисинтетическую двойникованность; по сравнению с канадским балъзамом имеет больший показатель преломления.

Обломки пород представлены стеклом и порфиритом. Первое из них имеет коричневый, черный, серый и красноватый цвета и местами перлитовое сложение.

В некоторых стеклах наблюдаются участки, выполненные хлоритом или серицитом. Порфирит имеет иногда хлоритизированную и лимонитизированную стекловатую основную массу, в которую включены микролиты плагиоклаза и зерна рудного минерала. В некоторых обломках порфиритов видны порфириновые вкрапленники плагиоклаза.

Вследствие хлоритизации и лимонитизации цементирующей массы и обломков, а также, возможно, спекания последних во время образования породы, обломки не всегда четко ограничены от цементирующей массы.

В цементе разбросаны микролиты плагиоклаза, зерна рудного минерала и минералы эпидотовой группы. Наблюдающиеся перлитовые участки, размер которых находится в интервале 0,1—0,3 мм, выполнены зернами слабо пелитизированного альбита (в центре) и лимонита (узкая краевая часть). Первый из названных минералов встречается также в стекловатом цементе в виде отдельных зерен, участков неправильной формы и жилок.

Замечается слабое окварцевание витрокластических туфов. Мелкозернистый кварц образует гнезда, редко полностью замещает призматический плагиоклаз.

В некоторых случаях цементирующая масса туфа, содержащая стекловатые обломки пород, полностью представлена карбонатом (очевидно, карбонатизированным цементом).

* * *

Витрокластические туфы имеют также порфиритовый состав. Наряду с обломками порфиритов и стекла, они содержат плагиоклаз и в небольшом количестве кварц.

Цементирующая масса в слабой степени окварцована и альбитизирована. Кварц и альбит редко образуют гнезда, скопления и жилки. Первый из названных минералов иногда полностью замещает плагиоклаз.

Цементирующая масса в слабой степени окварцована и альбитизирована; в ней встречаются лимонит, хлорит и эпидот. В одном случае цементирующая масса полностью карбонатизирована.

Туфопесчаники и песчаники

Макроскопически эти породы мелко- или среднезернистые, серого, темно-серого, желтовато-серого, зеленовато-серого и желтого цветов. Характерно для них слоистое и полосчатое строение; последнее обусловлено чередованием разнозернистых или разноокрашенных полос.

Наблюдаются жилки карбоната.

В данных породах в основном присутствуют обломки пород, кварц с волнистым погасанием и плагиоклаз, среди которых наибольшим распространением пользуется кварц, а иногда наравне с ним и плагиоклаз. Подчиненную роль играют хлорит, рудный минерал, мусковит, биотит, карбонат, калишпат и пертит. Иногда содержатся остатки ископаемой фауны, карбонатизированные или хлоритизированные. Из аксессуаров встречаются апатит, реже циркон, турмалин и глаукоцит.

Обломки, размер которых колеблется в пределах 0,2 — 0,5 мм, в большинстве случаев окатаны. Обломки пород, по сравнению с минеральными обломками, более крупные (до 1,5 мм) и менее окатанные.

Обломки плагиоклаза (олигоклаз-андезин) пелитизированы и серицитизированы. Наблюдаются полисинтетические двойники.

Обломки пород представлены кварцитами, пелитовыми и мелкозернистыми туфами и основной массой порфиритов. Последние сильно изменены (хлоритизированы, лимонитизированы и карбонатизированы); наблюдаются микролиты плагиоклаза, а иногда порфиновые вкрапления упомянутого минерала.

Цементирующая масса мелкозернистая; состоит из хлорита, карбоната, лимонита и пелитового вещества, в редких случаях к ним прибавляются кварц и плагиоклаз.

Иногда обломки связываются базальным цементом карбоната, который занимает 50—60% площади шлифа. По этому признаку породу можно назвать карбонатным песчаником.

Туфопесчаники и песчаники, как отмечалось выше, в грубо- и крупнообломочные породы (конгломераты и брекчии) входят в качестве гальки и цемента.

*
* *

В состав охарактеризованных пород в значительном количестве входят кварц, кварцит, плагиоклаз, мусковит, биотит и калишпат.

Туфопесчаники и песчаники, также как и другие рассмотренные породы, подверглись процессам хлоритизации, лимонитизации и карбонатизации.

Карбонатные породы

Цвет этих пород серый, светло-серый, темно-серый, светло-желтый, белый, коричневатого-серый и фиолетово-серый. В большинстве случаев они мелко- или среднезернистые. Характерна для них слоистая текстура.

В эту группу пород мы объединяем известняки, мергелистые известняки и сильно карбонатизированные туфы, туфопесчаники и песчаники.

Среди известняков можно выделить несколько разновидностей:

1) Мелкозернистые известняки, состоящие в основном из криптокристаллической карбонатной массы.

2) Среднезернистые известняки (и переходные от мелкозернистых к среднезернистым), состоящие из более крупных (0,2—0,4 мм) зерен карбоната, которые занимают больше половины площади шлифа. Промежуточная масса представлена криптокристаллическим агрегатом карбоната. Наблюдается ориентированное расположение зерен карбоната.

3) Известняки, содержащие остатки ископаемой фауны в большом количестве в пределах 50 — 80%. Остатки фауны имеют округлые и спикулообразные формы, размером в пределах 0,2—0,5 мм, а иногда до 2 мм.

Они замещаются кальцитом, лимонитом, хлоритом или кварцем. Часто один и тот же остаток ископаемой фауны одновременно замещается несколькими из выше названных минералов.

4) Оолитовые известняки. В мелкозернистой карбонатной массе расположены оолиты и псевдооолиты округлой и удлиненной формы, размером 0,6 — 0,8 мм. В оолитах карбонат имеет концентрически — лучистое строение, в центре оолита иногда наблюдается песчинка кварца.

В описываемых карбонатных породах в разном количестве присутствуют обломки кварца, плагиоклаза, рудного минерала, мусковита, хлорита, биотита и пород (порфириды, кварциты, вулканическое стекло).

Наблюдаются также секущие породу жилки лимонита и карбоната, возможно являющиеся подводными каналами, вызывающими карбонатизацию.

Часто карбонатная масса пелитизирована и лимонитизирована.

Хорошо выражена карбонатизация различных туфов и песчаников; в отдельных случаях пропитывание этих пород карбонатом замечается также и макроскопически. В этих породах различные обломки погружены в карбонатное вещество, занимающее более половины площади шлифа и представляющее собой карбонатизированный цемент туфа. Карбонатизации подверглись также, в той или иной степени, обломки минералов и пород. Порой наблюдаются пойкилитовые участки — в крупный (3 мм) кристалл кальцита включены обломки минералов и пород, которые имеют неправильные, в результате разъедания, контуры. Некоторые из этих обломков частично или полностью замещены кальцитом, причем крупный кристалл кальцита и кальцит кальцитизированного обломка имеют одинаковую ориентировку (рис. 9).

* * *

Приведенный фактический материал наводит также на мысль, что возможно часть карбонатных пород образована не осадочным путем, а в результате позднего интенсивного процесса карбонатизации туфовых пород и песчаников. Процесс карбонатизации вместе с другими процессами (хлоритизации, лимонитизации и др.) в той или иной степени наблюдается во всех описанных выше туфах.

Пироксеновые диабаз-порфириды

Встречаются в виде секущих жил и покровов. Цвет этих пород зеленый, серый и зеленовато-серый. Поры, нередко довольно крупные, выполнены карбонатом и хлоритом.

Структура порфировая; основная масса диабазовая и микродиабазовая. Порода состоит из призматических кристаллов плагиоклаза, промежутки между которыми занимают пироксен, хлорит, минералы эпидотовой группы, рудный минерал и в редких случаях стекло. В некоторых образцах основная масса относительно крупнокристаллическая. Наблюдаются участки с панидиоморфной структурой.

Плагиоклаз основной массы слабо изменен — пелитизирован, хлоритизирован, эпидотизирован. Пироксен (авгит) частично или полностью замещается хлоритом. Хлорит характеризуется высокими цветами интерференции. Большая часть эпидота образована также за счет пироксена. Из аксессуаров присутствуют рудный минерал и апатит.

В породе встречаются поры и участки, выполненные кальцитом, хлоритом и цеолитом, а также жилки кальцита.

Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом из ряда андезин-лабрадора; они слабо пелитизированы и серицитизированы, пересекаются жилками карбоната и хлорита, в редких же случаях кварца. Наблюдаются включения рудного минерала.

* * *

Пироксеновые диабаз-порфириты сходны с туфами соответствующего состава и являются одновозрастными с ними образованиями. Все наложенные процессы, развитые в туфах, проявляются и в диабаз — порфиритах. Здесь также наблюдается выполнение пор хлоритом, кальцитом и цеолитом, что указывает на позднее (после затвердевания породы) проявление процессов, приведших к образованию названных минералов.

Пироксеновые и пироксен-роговообманковые порфириты

Эти порфириты также образуют жильные и отчасти покровные тела. По цвету встречаются серые и зеленые, разных оттенков, порфириты.

Структура порфировая, в контакте жильных тел наблюдается афировая структура. Основная масса гиалопилитовая, флюидальная, а иногда гипидиоморфная. В хлоритизированном, пелитизированном, лимонитизированном и эпидотизированном стекловатом базисе расположены микролиты плагиоклаза и зерна рудного минерала. Микролиты плагиоклаза свежие или измененные — пелитизированные, серицитизированные, хлоритизированные и лимонитизированные. В порфиритах, в которых основная масса полнокристаллическая, она состоит из измененных лейстов и зерен плагиоклаза, табличек и зерен хлорита, призматических кристаллов роговой обманки, рудного минерала и в незначительном количестве кварца.

Порфиновые вкрапленники составляют приблизительно 10—15% всей породы и представлены плагиоклазом, иногда хлоритом, пироксеном и роговой обманки.

Плагиоклаз (андезин) представлен идиоморфными, полисинтетически сдвойникованными, призматическими кристаллами. Порой наблюдается скопление в одном месте порфиновых вкрапленников плагиоклаза. Продуктами изменения плагиоклаза являются: пелитовое вещество, серицит, карбонат, хлорит, лимонит, цеолит, которые обычно

располагаются участками, нередко же вдоль трещин спайности. Видны жилки карбоната и цеолита.

Хлорит встречается в виде неправильных зерен, призматических кристаллов и базальных разрезов. Образует псевдоморфозы по пироксену.

Вкрапленники пироксена (авгит) и роговой обманки всегда в той или иной степени изменены, иногда же полностью замещены кальцитом и подверглись опацификации.

Из аксессуаров, кроме рудного минерала, встречаются относительно крупные зерна пирита, игольчатые кристаллы апатита и редко гранат. Последний минерал содержится в порах; центральную часть пор занимает кальцит, по краям же имеются идиоморфные (ромбические додекаэдры) светло-зеленые кристаллы граната, максимальная величина которых 0,3 мм (рис. 10).

Вообще же поры выполнены хлоритом (делесситом), карбонатом, радиально-лучистым цеолитом, рудным минералом, пелитовым веществом, кварцем и в редких случаях актинолитом. В порах обычно встречаются одновременно несколько из выше названных минералов.

Порода пересекается жилками карбоната, иногда же кварца.

* * *

Рассмотренные порфириды по составу близки к диабаз-порфиридам и образованы в результате активности основной магмы. Наложенные процессы в целом аналогичны имеющим место в описанных ранее породах.

За некоторыми исключениями вторичные минералы, возникшие в результате преобразования первичных минералов и заполняющие поры, в основном одни и те же. В порах наблюдаются достаточно большое количество минералов — хлорит, цеолит, карбонат, пелитовое вещество, рудный минерал, кварц, актинолит и гранат. Наблюдаются жилки (подводящие каналы) карбоната и кварца. Возникновение опацифической каемки несомненно связано с теми же процессами и видимо ничего общего не имеет с тем генезисом, который обычно привлекается для объяснения в подобных случаях.

Окварцованные порфириды

Выход окварцованных порфиритов наблюдался только в ущелье р. Асланури, около с. Ирага. Раньше эти породы описывались под названием дацитов. С ними чередуются туфы аналогичного состава.

Преобладающим цветом рассматриваемых порфиритов является серый и зеленый разных оттенков. Макроскопически наблюдаются порфиновые вкрапленники плагиоклаза и темного силиката.

Поры заполнены карбонатом, хлоритом, лимонитом и минералами эпидотовой группы.

Под микроскопом эти породы обнаруживают порфиновое строение. Основная масса сильно окварцована и хлоритизирована. Стоит она из пелитизированных лейстов и зерен плагиоклаза, хлорита, кварца и рудного минерала. Редко наблюдаются участки с гялопалитовой основной массой, в которой стекловатый базис хлоритизирован. Лейсты плагиоклаза часто имеют совершенно свежий облик. В результате пропитывания порода кварцем основная масса приобретает микропегматитовую структуру. Иногда вторичный кварц образует крупные кристаллы, напоминающие порфиновые вкрапленники.

Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом и темным силикатом, занимая приблизительно 20% всей породы.

Плагиоклаз обычно принадлежит к ряду андезина, иногда же альбит-олигоклазу; представлен он крупными (до 3 мм) идиоморфными, полисинтетически сдвойникованными, измененными (пелитизированными, серицитизированными, хлоритизированными) призматическими и таблитчатыми кристаллами. Наблюдаются случаи разъедания вкрапленников плагиоклаза кварцем, который при постепенном замещении плагиоклаза нередко образует с ним микропегматитовые сростания (рис. 11). В результате этого процесса измененный плагиоклаз порой освобождается от продуктов деанортитизации; серицит иногда образует в нем отдельные скопления.

Вкрапленники хлорита (делессита) представляют собой полные псевдоморфозы по пироксену (наблюдаются призматические и базальные разрезы). Иногда вместе с хлоритом возникают минералы эпидотовой группы.

В отдельных случаях видны остатки пироксена, реже полностью уцелевшие его кристаллы. Пироксен (авгит) бесцветный, с высокими цветами интерференции и большим углом погасания. В хлорите порой встречаются участки зеленой плеохроичной роговой обманки, с малым углом погасания. К железо-магнезиальным минералам приурочен апатит.

* * *

В отличие от других верхнемеловых магматических пород периферии Храмовского массива, в рассмотренных породах наблюдается относительно сильное окварцевание. В результате этого процесса возникают микропегматитовые сростания кварца с плагиоклазом. Из других процессов наблюдается альбитизация плагиоклаза различной степени, которая вероятно несколько предшествует окварцеванию.

В данных породах хорошо проявляется амфиболизация пироксена. Роговая обманка впоследствии хлоритизируется с выделением минералов эпидотовой группы. Хлорит образуется также за счет раскристаллизации стекла.

Кварцевые альбитофиры

В эту группу пород выделяются разности, содержащие кварц в основной массе и разности, содержащие кварц, как в основной массе, так и среди вкрапленников.

Эти породы в рассматриваемом районе имеют весьма подчиненное развитие и встречаются в виде секущих маломощных жил.

Цвет пород серый, желтовато-серый, зеленовато-серый, желтый, коричневатый и розовый. Невооруженным глазом наблюдаются порфиновые вкрапленники плагиоклаза, а во второй разности — наряду с плагиоклазом и кварц.

Поры выполнены лимонитом, хлоритом и кварцем.

Структура порфировая; основная масса в первой разности гипидиоморфная, а во второй — алломорфная; состоит из призматических кристаллов и зерен плагиоклаза, кварца, хлорита, рудного минерала. Основная масса подвергнута процессам пелитизации, серицитизации и лимонитизации. В некоторых образцах призматические кристаллы плагиоклаза выглядят довольно свежими; часто они имеют ориентированное расположение. Кварц в основной массе распределен

равномерно. Кроме того, особенно в первой разности, кварц образует участки и жилки; они нередко секут порфиновые вкрапленники плагиоклаза и кварца. Наблюдаются псевдоморфозы серицита по плагиоклазу, а в одном случае серицит полностью замещает изометрический кристалл, напоминающий кварц.

Наряду с кварцем в основной массе наблюдаются участки карбоната, хлорита, рудного минерала и серицита.

Порфиновые вкрапленники представлены плагиоклазом (альбит-олигоклаз), кварцем (во второй разности) и очень редко псевдоморфозами хлорита и карбоната по призматическим кристаллам железомagneзиального силиката. Порфиновые вкрапленники занимают около 15% всей породы.

Плагиоклаз изменен — пелитизирован, серицитизирован и иногда хлоритизирован; образует идиоморфные призматические кристаллы, размер которых 0,5 — 1,5 мм. В некоторых вкрапленниках плагиоклаза наблюдаются жилки и участки серицита. Замечается разъедание плагиоклаза кварцем. Рассматриваемый минерал содержит включения апатита.

Изометрические кристаллы кварца характеризуются одновременным погасанием; иногда вокруг кварца в основной массе наблюдаются тонкие концентрические зоны, состоящие из чередующихся между собой полос частично раскристаллизованного стекла и мельчайших зернышек кварца (рис. 12).

Во второй разности кварцевых альбитофиров имеются ксенолиты диабаз-порфирита.

* * *

В результате наложения характерных для всех верхнемеловых вулканогенных образований процессов, эти породы преобразовались в кварцевые альбитофиры.

Материнскими породами первой разности кварцевых альбитофиров вероятно являлись порфириты, содержащие ныне хлоритизированные железо-магнезиальные минералы, а для второй группы пород — возможно кварцевые порфириты, так как они содержат эффузивный кварц.

ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Из таблицы химического состава верхнемеловых вулканогенных образований, развитых на периферии Локского массива, видно, что все они являются более или менее кислыми — количество SiO_2 в этих породах колеблется в пределах 64,32—80,34%.

На основании данных химических анализов и микроскопического изучения этих пород устанавливается неравномерное их окварцевание и альбитизация. Названным процессам сопутствовали и другие накопленные процессы (карбонатизация, хлоритизация, образование акцессорных и рудных минералов и др.). В результате этого в составе некоторых образцов наблюдается возрастание процентного содержания соответствующих окислов, так например в образцах 1056, 1058, 1059 и 1061, в которых проявился процесс лимонитизации и образование рудных минералов, — содержание окислов железа относительно высокое; в образцах 69 и 1061, где имеет место процесс карбонатизации, повышено содержание CaO , а в образцах 1059 и 1061, где проявляется хлоритизация, процент окисла магния относительно высокий; в ка-

лишпатизированных породах (обр. 1059) в относительно большом количестве содержится K_2O .

Химический состав верхнемеловых вулканогенных образований в весовых процентах (аналитик К. Ш. Мтиулишвили)

№ п.п.	№ об-разцов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	SO_3	P_2O_5	п.п.п.	Влага	Сумма
1	69	72.38	0.28	11.56	2.63	10.41	0.05	0.57	2.23	5.24	1.38	следы	0.43	2.12	1.08	100.36
2	78	76.80	0.33	11.84	0.72	0.66	0.04	0.65	1.10	4.60	1.38	0.30	0.24	0.68	0.72	100.06
3	1056	69.70	0.29	13.58	3.81	0.89	0.09	0.86	0.92	5.83	1.14	0.13	0.34	1.76	0.76	100.01
4	1057	71.98	0.46	12.77	2.92	0.99	0.09	0.64	0.44	5.75	1.21	0.13	0.46	1.46	0.60	99.90
5	1058	67.72	0.30	13.78	4.05	0.98	0.08	1.15	0.65	6.47	1.40	0.20	0.31	1.56	1.32	99.97
6	1061	64.32	0.62	13.73	5.57	0.38	0.12	2.16	1.97	5.59	1.74	0.13	0.74	2.32	0.44	99.83
7	1059	73.50	0.20	11.38	3.81	0.35	0.03	1.72	0.32	2.23	3.67	0.34	0.40	1.80	0.28	100.03
8	1484	80.34	следы	9.03	1.92	0.20	0.12	следы	1.01	4.39	1.49	0.13	0.21	1.20	0.32	100.36
9	1151	69.86	0.42	11.58	4.11	0.30	0.12	1.65	3.17	3.69	1.16	0.40	0.24	2.32	1.08	100.10
10	79	71.16	0.34	15.08	2.05	0.66	0.07	1.36	0.83	3.69	1.51	0.27	0.33	2.10	0.78	100.23
11	107	64.33	0.55	14.71	2.55	2.77	—	2.09	2.81	4.92	1.68	следы	0.15	1.91	0.38	99.85

1. Крупнозернистый лито-кристаллокластический туф.—левый склон р. Локи, местность Ортапоста
2. Крупнозернистый кристаллокластический туф—левый склон р. Локи, местность Ортапоста
3. Среднезернистый кристаллокластический туф—устье р. Локи, местность Ортапоста
4. Мелкозернистый кристаллокластический туф—устье р. Локи, местность Ортапоста
5. Пелитовый туф—устье р. Локи, местность Ортапоста
6. Пелитовый туф—устье р. Локи, местность Ортапоста
7. Витрокластический туф—устье р. Локи, местность Ортапоста
8. Сильно измененный туф—водораздел между реками Донгуздара и Демурсу.
9. Туфовая лава—левый склон р. Локи, вблизи с. Поладаури
10. Порфирит—левый склон р. Локи, местность Ортапоста
11. Пироксеновый порфирит—устье р. Поладаури, местность Горуздара.

Относительно слабо подверглись наложенным процессам туфовая лава (обр. 1151) и пироксеновый порфирит (обр. 107). В этих породах содержание железа, кальция и магния значительно более высокое, нежели в подвергшихся окварцеванию и альбитизации породах, за исключением тех случаев, когда в породе содержатся переотложенные (привнесенные) минералы железа, магния и кальция, образующие жилки и скопления (образцы 69, 1056, 1058, 1059 и 1061). Это указывает на вынос названных элементов из соответствующих минералов и стекла в связи с метасоматическим процессом.

ВЫВОДЫ

Геологическое изучение вулканогенно-осадочных образований юго-восточной Грузии и петрографическая обработка материалов дают возможность сделать следующие выводы:

1. Изученные вулканогенно-осадочные образования по фаунистическим и литологическим данным могут быть разделены на три свиты — вулканогенно-карбонатную, вулканогенную и карбонатную.
2. В нижней части развития верхнемеловых вулканогенно-осадочных образований преобладают карбонатные и терригенные породы. В

них во многих местах найдена нижнесеноманская фауна. В разрезах на разных уровнях замечается слабое проявление вулканизма.

3. Стратиграфически выше количественная роль вулканогенных пород постепенно повышается и карбонатно-терригенная фация сокращается. Сравнение разрезов показывает, что на разных стратиграфических уровнях преобладают то вулканогенные, то карбонатно-терригенные породы. Здесь найдена верхнесеноманская фауна. Таким образом, верхний сеноман отличается от нижнего слабым проявлением вулканизма и граница между ними условная.

Стратиграфически выше (турон, коньяк, сантон и низы кампана) вулканизм усиливается. Вулканогенные породы имеют средний и основной состав. Пирокластический материал обычно не обработан, местами же обработан в той или иной степени. В небольшом количестве на разных стратиграфических уровнях наблюдается также терригенный материал — обломки гранитоида, кварцита, кварца, плагиоклаза, слюды и др. Материнские породы, давшие этот материал, являются домезозойскими образованиями.

Иногда на разных стратиграфических уровнях встречаются, в весьма подчиненном количестве, маломощные прослой (линзы) карбонатных пород, туфопесчаников и туфоконгломератов, образование которых, видимо, происходило во время затишья вулканической деятельности в отдельных местах верхнемелового бассейна.

В вулканогенных образованиях встречаются различные секущие магматические тела, туфовые лавы и лавовые покровы. Последние занимают различные уровни. Их состав вместе с туфами под воздействием более поздних процессов изменяется в различной степени, что особенно интенсивно замечается на периферии Локского массива.

Вулканогенные образования представлены разнозернистыми (от грубообломочного до пелитового) и различной структуры кристаллокластическими, лито-кристаллокластическими, витрокластическими и др. туфами.

Закономерное изменение размера обломков в различных туфах в пространстве за малым исключением не наблюдается.

Необходимо также отметить, что вулканогенные образования определенного состава не приурочиваются к какому либо стратиграфическому уровню. Некоторые исключения наблюдаются и в этом случае.

На периферии Храмского массива, в верхних частях развития рассматриваемых вулканогенов, за исключением кампан-датских осадков распространены преимущественно грубообломочные основные (содержащие пироксен и частично альбитизированный плагиоклаз) туфы, хотя маломощные прослой (линзы) аналогичных туфов встречаются и в более нижних частях разреза.

В разрезе правого берега р. Поладаури, между селениями Самцвериси и Цителсопели, на небольшом участке распространены преимущественно порфириды и их туфы, которые не прослеживаются по простиранию на восток и запад.

В разрезе к северу от сел. Цителсопели (верхний турон-сантон) распространены желтоватые, окисленные т. н. болнисские строительные туфы, которые прослеживаются по простиранию на восток и в других разрезах, где прослой аналогичные болнисскому туфу имеются и в более нижних частях.

В бассейнах рек Дамблуд и Локи, примерно на параллели сел. Укангори (нижний турон), преобладающим развитием пользуются пелитовые туфы.

В вулканогенно-осадочных образованиях на различных стратиграфических уровнях местами найдена ископаемая фауна, указывающая на наличие всех горизонтов верхнего мела. Проследить по простирающую фаунистически датированную пачку определенного петрографического состава не удастся.

4. В верхних частях верхнемеловых образований вулканогенные породы постепенно убывают, а затем совершенно исчезают. Здесь преобладают карбонатные породы, которые по фаунистическим данным относятся к кампан-дату.

5. Верхнемеловой вулканизм в области Локского массива был более интенсивным, нежели в пределах Храмского массива, что вытекает из сопоставления мощностей вулканогенных образований этих областей.

6. Изучение вулканогенных пород дает возможность установить, что на южном участке (периферия Локского массива) изливалась магма преимущественно средней кислотности, в результате чего образовались плагиоклазовые порфириды, пользующиеся здесь большим распространением, и, кроме того, сравнительно кислые породы — кварцевые порфириды, играющие подчиненную роль. Среди последних встречаются такие разновидности, которые содержат или не содержат эффузивный кварц в виде порфировых вкрапленников. Первая разновидность кварцевых порфиров распространена в сравнительно небольшом количестве. Вулканогенные образования основного состава (пироксеновые и роговообманковые диабазы, диабаз-порфириды и порфириды) на южном участке наблюдаются спорадически. На северном участке (периферия Храмского массива) пироксеновые и роговообманковые диабазы, диабаз-порфириды и порфириды занимают господствующее положение. Здесь плагиоклазовые порфириды имеют подчиненное развитие, а кварцевые порфириды встречаются очень редко.

7. Закономерного распределения вулканогенных образований во времени и пространстве не наблюдается. Нередко в соседних участках на одном и том же стратиграфическом уровне встречаются породы различного состава, например, в одном случае порфириды, содержащие эффузивный кварц, а в другом — пироксеновые порфириды, что указывает на отсутствие направленной эволюции в составе магмы.

Возникновение вулканогенных образований среднего и переходного к кислым породам (кварцевые порфириды) состава, по нашему мнению, обусловлено глубинной ассимиляцией основной магмой пород палеозойского кристаллического субстрата кислого состава и, кроме того, результатом воздействия на вулканогенные образования поздних (вторичных) процессов. Под воздействием последних первоначальный состав и структура вулканогенных пород нередко сильно изменены, вследствие чего образованы кварцевые порфириды и кварцевые альбитофиры.

На имевшую место глубинную ассимиляцию перед изливанием магмы указывает наличие палеозойского кристаллического субстрата под осадочным покровом и содержание порой в вулканогенных образованиях оплавленного материала гранитоидов, кварцитов, слюды, кварца, полевого шпата и др. В пользу ассимиляции свидетельствуют также обнаруженные нами в порфиритах вокруг ксенолитового вкрапленника

кварца чередующиеся концентрические полосы, состоящие из стекла (впоследствии несколько раскристаллизованного) и мелких зерен кварца, являющихся отторженцами от крупного ксенолитового его зерна и представляющих собой уцелевшие реликты от процесса ассимиляции.

Это подтверждает высказанное ранее Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [6] мнение, заключающееся в том, что изменчивость состава пород, образованных в результате вулканической деятельности в периферических частях геосинклинали, в глыбовых и платформенных областях, объясняется протекавшими на глубине ассимиляционными процессами различной интенсивности.

8. Выше было отмечено, что в возникновении разнообразных верхнемеловых вулканогенных пород существенную роль играли поздние процессы. Среди них в первую очередь следует назвать окварцевание (кремниевый метасоматоз), альбитизацию (натриевой метасоматоз). Наряду с ними с той или иной интенсивностью протекали также и другие процессы — хлоритизация, цеолитизация, лимонитизация, карбонатизация, эпидотизация, калишпатизация, образование некоторых рудных и аксессуарных минералов (магнетит, пирит, гематит, ильменит, апатит, сфен, гранат) и др.

В результате альбитизации плагиоклаз вулканогенных пород преобразовался в различной степени — от андезина до альбита. Основной плагиоклаз замещается кислым, как целиком, так и участками (пятнами), а также зонально. В последнем случае процесс начинается с краев кристалла. Содержание частично альбитизированного плагиоклаза (андезина) в породах основного состава указывает на то, что исходный плагиоклаз был более основным. На периферии Храмского массива, где вулканизм носил основной характер и вторичные процессы протекали менее интенсивно, в вулканогенах очень часто встречается плагиоклаз лабрадорového ряда.

Наряду с альбитизацией повсюду наблюдаются явления окварцевания, на что указывает наличие вместе с альбитом жилок (питающих каналов), участков и скоплений зерен кварца.

В результате наложенных процессов, преимущественно окварцевания и альбитизации, произошло разрушение основной и цементирующей стекловатой массы и породообразующих минералов вулканогенных пород среднего и основного составов, что вызвало высвобождение в большом количестве кальция, магния, железа и других элементов, которые, взаимодействуя с привнесенными элементами, образовали сферолиты альбита, микропегматитовые вроски кварца с плагиоклазом, хлорит, карбонат, рудные, аксессуарные и др. минералы.

В витрокластических туфах за счет раскристаллизации стекла возникли идиоморфные, совершенно свежие порфиновые кристаллы плагиоклаза (альбита), трудно отличимые от порфиновых вкрапленников эффузивной породы. Аналогичное явление наблюдается также в связи с окварцеванием, в результате чего образуются крупные зерна кварца, напоминающие эффузивный порфиновый кварц.

Наложённые процессы в разных участках распространения вулканогенов проявлены различно — они носят избирательный характер. Переход между в различной степени измененными участками то постепенный, то резкий. Имеются случаи, когда преобразована только лишь основная или цементирующая масса породы, а обломки и порфиновые вкрапленники наложенными процессами не затронуты, и наоборот. Иногда более интенсивно протекает один какой-нибудь процесс, порой же порода подверглась воздействию нескольких процессов.

Неравномерное проявление наложенных процессов в вулканогенах среднего и основного составов выражается в участковом развитии кварцевых альбитофиром, нередко занимающих обширные площади. Здесь следует упомянуть Лок-Дамблудскую мощную дайку пироксенового порфирита, который в западной части дайки преобразован в кварцевый альбитофир. Там, где воздействие наложенных процессов было интенсивным, порфиритовые жилы в результате метасоматических процессов преобразовались в кварцевые альбитофиры с порфировым кварцем или без него, что обусловлено составом исходной породы (порфиритов). Среди них имеются такие, которые порфирового кварца не содержат, и такие, которые содержат его. Однако, как отмечалось, в отдельных случаях не исключена возможность наличия псевдоморфоз кварца по вкрапленнику плагиоклаза. Изменение порфиритов происходит путем привноса кварца, неравномерной альбитизации среднего и основного плагиоклаза и превращения темного силиката по следующей схеме: пироксен-роговая обманка-биотит-хлорит.

Все наложенные процессы протекали после формирования вулканогенных образований и, вероятно, перед отложением верхней карбонатной свиты (верхи кампана-дат), на что указывает существование во всей вулканогенной свите жилок, участков и минералов, которые сложены одними и теми же минералами. Карбонатная свита, вероятно, не была затронута наложенными процессами или, возможно, по какой-то причине эти процессы в ней не проявились. Вероятнее всего наложенные процессы связаны с верхнемеловой орогенетической фазой.

9. Из названных выше наложенных процессов вызывает большой интерес процесс карбонатизации (кальцитизации). Он тесно связан с другими вышеупомянутыми процессами и обычно играет сравнительно подчиненную роль. Местами интенсивность карбонатизации постепенно нарастает и становится ведущей, в результате чего возникают упомянутые нами выше карбонатные породы (карбонатиты).

Карбонатные породы, как известно, могут образоваться либо биогенным (органогенным), либо химическим путем. В последнее время раздаются голоса о метасоматическом генезисе некоторых из них.

Породы под названием карбонатитов описаны в ряде пунктов Земли в ассоциации с основными, ультраосновными и щелочными формациями. Эти породы по составу и структуре трудно отличимы от известняков осадочного происхождения. Главными отличительными признаками являются их соотношения с окружающими породами и, кроме того, значительная концентрация в них редких земель и ниобия [9].

Проблема возникновения карбонатитов еще далека от решения. Неясен вопрос, произошли ли они из карбонатной магмы Бреггера, насыщенных карбонатом водных жидкостей Эккермана или из водных, более привычного для нас типа растворов. Допускается возникновение карбонатитов метасоматическим путем в гидротермальную стадию магматизма, даже при значительных их размерах — до 2—3 км в поперечнике [9].

По данным М. С. Швецова (8, стр. 287), CaCO_3 чисто химическим путем, т. е. без концентрации в скелетах организмов, может выпадать: 1) в результате жизнедеятельности организмов — особенно растений и бактерий — или после их смерти и распада тел растений и животных, продукты которого сильно влияют на условия среды; 2) в результате выпаривания воды и увеличения концентрации раствора; 3) в результате других изменений водной среды (повышения температуры, уменьшения содержания CO_2 и др.). По свидетельству названного ав-

тора первый способ осаждения CaCO_3 играет небольшую роль, а второй — допустим лишь для бассейнов областей с засушливым климатом. Третий способ распространен более широко. Особенно благоприятные условия для химического выпадания CaCO_3 без выпаривания воды создаются в бассейнах, где имеются холодные течения снизу вверх. Утверждать или отрицать существование подобных течений в верхнемеловом бассейне юго-восточной Грузии нет оснований. Однако следует полагать, что непрерывная интенсивная вулканическая активность, происходившая в интервале между нижним сеноманом и верхним кампаном, не должна была благоприятствовать выпаданию CaCO_3 химическим путем.

О метасоматических известняках М. С. Швецов пишет: «Значительно реже встречаются известняки, образовавшиеся за счет кальцитизации песчаников и алевролитов. В таких породах из палеозоя Сибири и третичных отложений Закарпатья, по наблюдениям автора не только цемент, но и зерна частично или полностью замещены сохраняющим их форму кальцитом. Наименование таких пород, по происхождению настоящих песчаников, а по составу настоящих известняков, естественно, представляет собой трудности. Полное замещение пемзового галечника или туфа кальцитом наблюдалось близ Кисловодска; в Донбассе описаны (Банковским) угли, подвергшиеся полной кальцитизации» [8, стр. 284].

В изученных нами породах в ряде случаев ясно наблюдается карбонатизация туфов и туфопесчаников, а иногда и песчаников нижних частей верхнемеловых образований. Порой видно пропитывание названных пород жилками карбоната, сообщающимися с цементирующей карбонатной массой, что замечается и на штуфе.

В шлифе хорошо видно частичное или полное замещение кальцитом отдельных участков, обломков и цементирующей массы. Иногда в крупнокристаллический кальцит, замещающий цементирующую массу туфа, погружены также в значительной степени карбонатизированные небольшие остатки обломков минералов и пород, имеющих неправильные контуры в результате разъедания карбонатом. При этом крупнокристаллический кальцит и кальцит измененного обломка нередко имеют одинаковую ориентировку.

В некоторых образцах сильно карбонатизированных песчаников из нижних горизонтов верхнемеловых вулканогенных образований содержатся остатки ископаемой фауны, сложенные обычно из карбоната, иногда же из хлорита, кварца, лимонита, эпидота и халцедона. Нередко в тех же образцах наблюдается развитие процессов карбонатизации, хлоритизации, окварцевания и др. Трещины и поры выполнены соответствующими минералами. Это указывает на то, что вещество ископаемой фауны является продуктом метасоматического замещения и связано с процессами позднего преобразования породы.

В выходе карбонатной породы у с. Баличи наблюдается постепенное замещение стекловатой цементирующей массы кристаллокалассического туфа крупнокристаллическим кальцитом. Сплошные массы последнего включают в себе мелкие обломки плагиоклаза и пироксена.

В местностях Демурсу и Саркинету в линзах карбонатита замечается постепенное возрастание процесса карбонатизации от периферии к центру. Наряду с карбонатизацией здесь проявляются интенсивные процессы окварцевания, серицитизации, эпидотизации, образования рудных минералов и др.

Источником кальция карбонатизирующих растворов, по-видимому, являются кальцийсодержащие минералы и стекловатая основная и цементирующая массы верхнемеловых вулканических образований, которые, как отмечалось, до наложения поздних преобразовательных процессов имели средний и основной составы.

В результате преимущественно кремниевого и натриевого метасоматоза происходило высвобождение кальция в значительном количестве, который, переходя в раствор, мигрировал в вулканогенных породах и в определенных условиях отлагался метасоматическим путем в виде карбоната кальция, местами образуя тела значительного размера (линзы карбонатитов).

В изученных нами вулканогенных образованиях можно констатировать следующие стадии постепенного усиления интенсивности процесса карбонатизации (кальцитизации):

а) часто наблюдаются секущие, порой дендритоподобно разветвляющиеся жилки — подводящие каналы, вызывающие карбонатизацию. Они секут обломки минералов и пород, а также цементирующую массу, частично замещая их;

б) порода почти полностью карбонатизирована; видны лишь небольшие остатки обломков минералов и пород, имеющих в результате разъедания карбонатом, неправильные причудливо-угловатые контуры;

в) порода полностью карбонатизирована; видна обломочная структура туфа;

г) в результате интенсивного процесса карбонатизации обломочная структура стирается и порода преобразуется в типичный известняк. Слоистость, наблюдаемая в этих породах, по-видимому, является унаследованной.

10. В результате отмеченных выше процессов высвобождается также магний, который расходуется на возникновение хлорита, хлорсерпентина и серпентина.

Высвободившееся железо идет на образование рудных минералов — магнетита, ильменита, гематита и др., которые иногда содержатся в довольно большом количестве. Встречаются они в виде отдельных зерен и скоплений совместно с кварцем и жилкам. Имеются случаи, когда порода наряду с окварцеванием сильно гематитизирована, а в окрестности с. Поладаури, в верхнемеловых вулканогенах залегает гематитовое меторождение метасоматического генезиса.

Об образовании рудных минералов, в том числе и гематита, за счет разрушения вулканического стекла свидетельствует их наличие в большом количестве в породах с сильно окварцеванной и раскристаллизованной основной массой. На возникновение их в результате последовательного преобразования железо-магнезиальных минералов из разностей более богатых железом в разности менее богатые этим элементом, указывает приуроченность к последним значительных скоплений зерен рудного минерала. Наблюдаемые иногда полные или частичные псевдоморфозы рудного минерала с хлоритом или с кальцитом по железо-магнезиальному минералу говорят также в пользу высказанного мнения [6].

11. Таким образом, вулканогенные образования, возникшие в результате верхнемелового вулканизма, характеризовались преимущественно средним и основным первичным составом. Мнение предыдущих исследователей о преимущественно кислом составе извергавшейся здесь магмы опирается на содержание в вулканогенных образованиях кварца

и кислого плагиоклаза в большом количестве. Интенсивный кремниевый и натриевый метасоматоз ими не принимались во внимание.

На региональный характер извержений средней и основной магмы в верхнемеловое время указывает существование андезитовых и базальтовых (оливиновый базальт, гиперстенный, роговообманковый и пироксеновый андезит) лав и их продуктов в соседних районах Армении и Азербайджана. Здесь в верхней части мела отмечаются кислые (кварцовые альбитофиры и липариты) извержения центрального типа, являющиеся продолжением трещинных извержений основного состава, развитых в низах верхнего мела. На этом основании в вулканогенной свите Армении и Азербайджана выделяют две петрографически различные части.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габуния К. Е. и Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Борчалинского района. Тр. Геол. инст. АН ГССР, сер. геол., т. I, 1942.
2. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Монографии Инст. геол. и минер. АН ГССР, № 2, 1949.
3. Дзоценидзе Г. С., Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии Инст. геол. и минер. АН ГССР, № 1, 1948.
4. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., Введение в магматическую геологию Грузии. Гостехиздат ГССР, 1947.
5. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О второстепенных минералах гранитондов. Зап. ВМО, сер. 2, ч. 80, 1952.
6. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования, Госгеолтехиздат, 1959.
7. Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Монографии Геологич. инст. АН ГССР, № 5, 1954.
8. Швецов М. С., Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
9. Шейнман Ю. М., Карбонатиты. Бюллетень науч.-тех. информации, Госгеолтехиздат, № 2 (7), 1957.

Т а б л и ц ы



Рис. 1. Кристаллокластический туф. Апатит в ассоциации с рудным минералом и кварцем. Ник.+, 90.

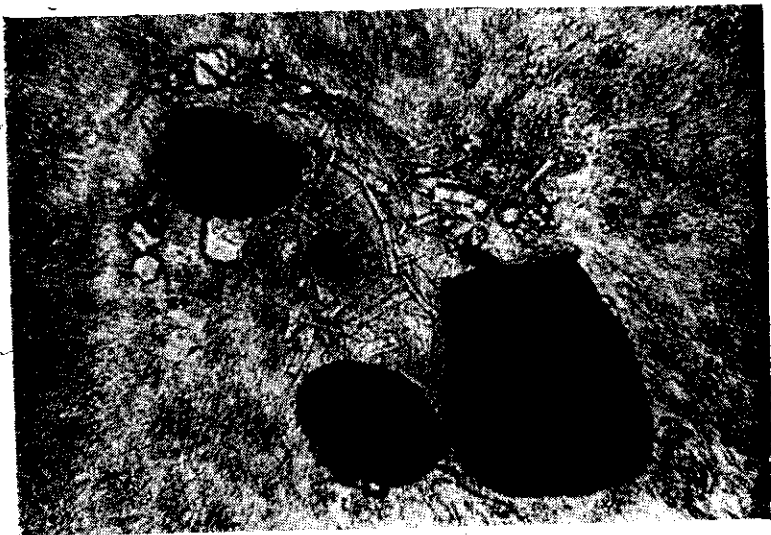


Рис. 2. Кристаллокластический туф. Апатит в ассоциации с рудным минералом. Ник. +, 90.



Рис. 3. Литокластический туф. Апатит в ассоциации с рудным минералом. Ник. +, 90.

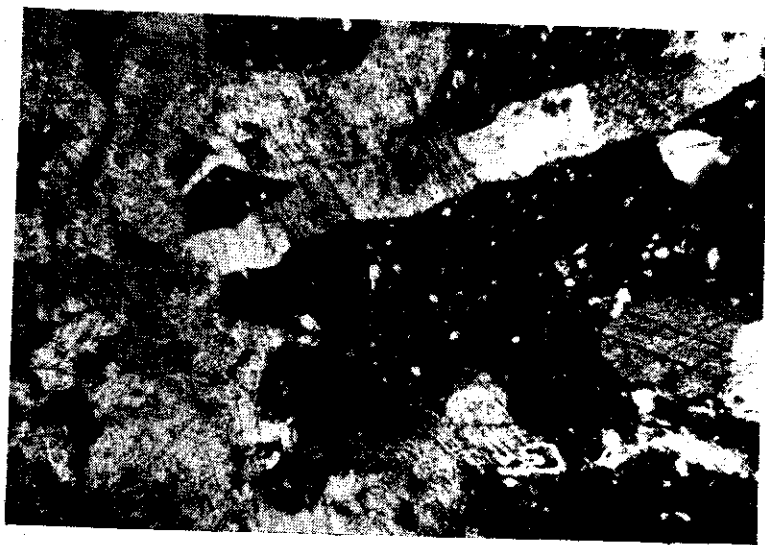


Рис. 4. Карбонатизированный туф. Порода секут жилки карбоната. Ник. +, 90.

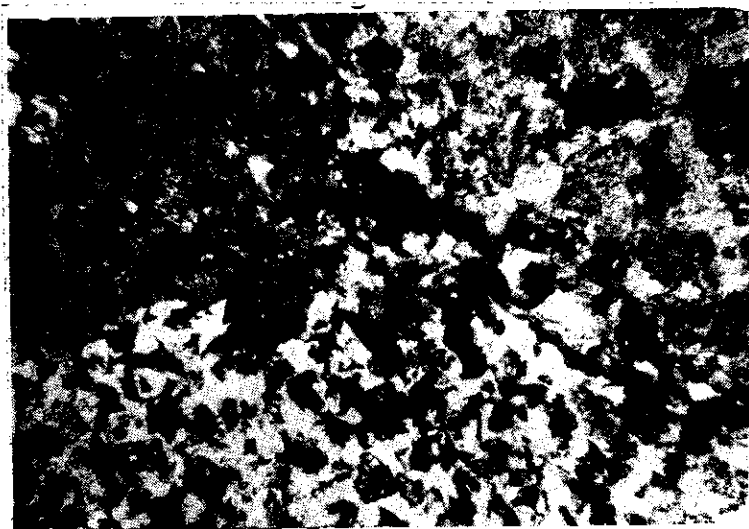


Рис. 5. Витрокластический туф. Замещение стекловатой массы кальцитом.
Ник. +, 40.

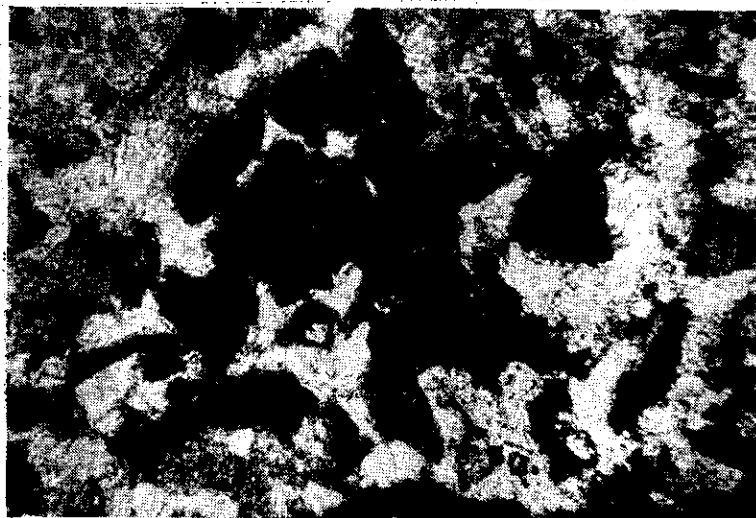


Рис. 6. Витрокластический туф. Остатки кальцитизированного стекла,
имеющие причудливо-угловатые контуры. Ник. +, 90.



Рис. 7. Порфирит. Псевдоморфоза кварца по плагиоклазу. Видна жила (подводящий канал) кварца. Ник. +, 40.



Рис. 8. Порфирит. Жилка кварца метасоматически замещает основную массу породы с образованием раздува, имеющего неровные, как-бы корродированные основной массой контуры. Ник. +, 40.

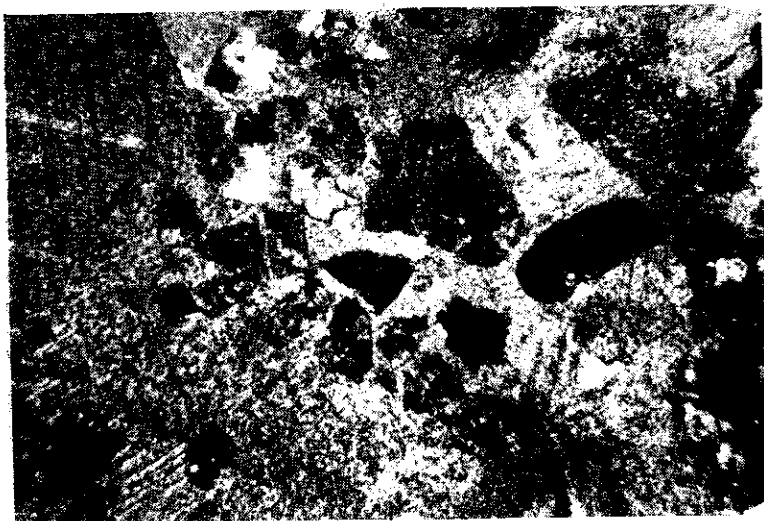


Рис. 9. Карбонатизированный туф. В крупный кристалл кальцита включены частично или полностью замещенные кальцитом обломки минералов и пород, которые имеют неправильные в результате разъедания контуры. Ник. +, 40.

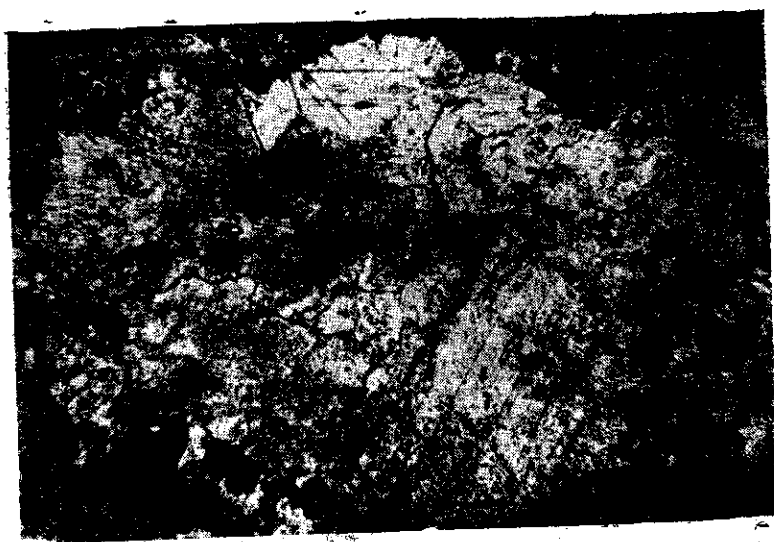


Рис. 10. Пироксеновый порфирит. По краям поры расположены идиоморфные кристаллы граната. Ник. +, 40.

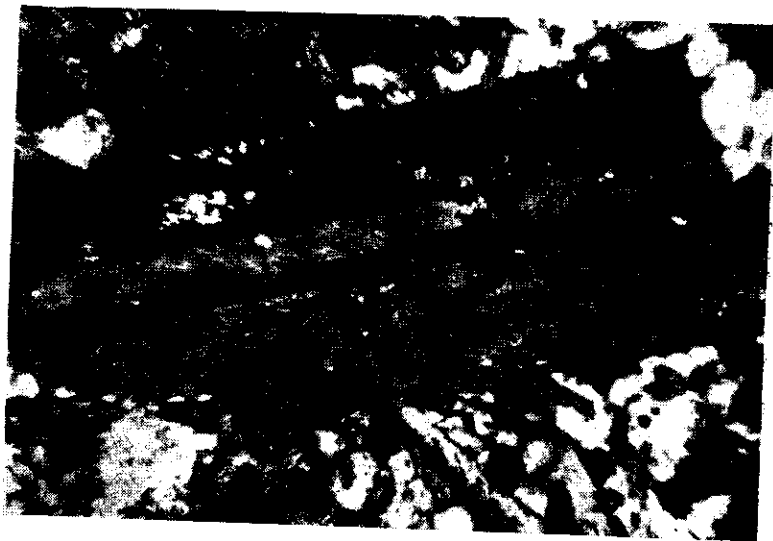


Рис. 11. Окварцованный порфирит. В результате постепенного замещения плагиоклаза кварцем образуются микропегматитовые прорастания.
Ник. +, 40.

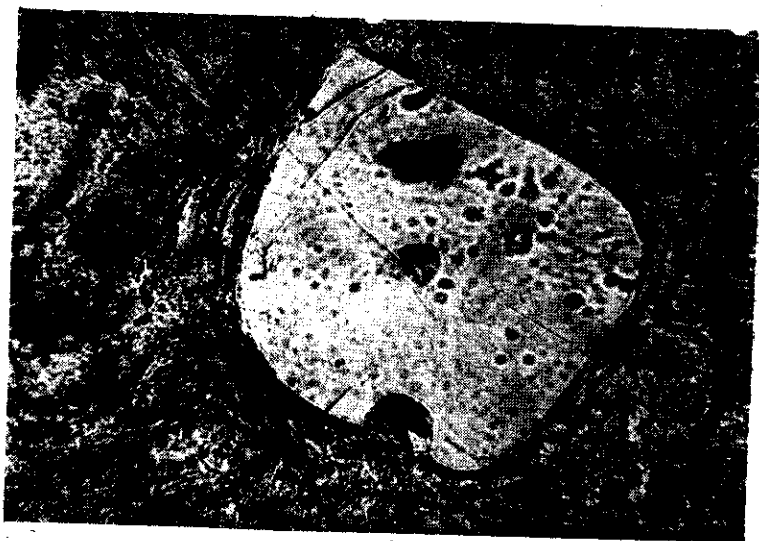


Рис. 12. Кварцевый альбитофир. Вокруг кварца наблюдаются тонкие концентрические зоны, состоящие из чередующихся между собой полос частично раскристаллизованного стекла и мельчайших зернышек кварца.
Ник. +, 40.

Ш. А. АДАМИЯ, К. Г. МАЦХОНАШВИЛИ, О. Д. ХУЦИШВИЛИ

ГЕОЛОГИЯ ПОСТПАЛЕОГЕНОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОЙ ГРУЗИИ

На основании морфологических и фаунистических данных в постпалеогеновых континентально-вулканогенных образованиях восточной части Южной Грузии выделены два разновозрастных комплекса пород: а) верхнеплиоценово-среднечетвертичный (верхнечетвертичный) и б) верхнемиоценово-нижнеплиоценовый. Установлены возрастные взаимоотношения разрозненных выходов — синхроничность долеритовых потоков ущелий рек Машаверы, Храми и Дебет с долеритами Лорийского и Башкичет-Гомаретского плато и Беденского хребта. Подтверждено наличие складчатых структур в упомянутых образованиях и устанавливается проявление складчатых движений в конце плейстоцена.

Рассматриваемые нами образования широко развиты в восточной части Южной Грузии в бассейнах рек Машавера, Храми и Алгети.

Этот район включает части двух основных геотектонических единиц Грузии — северо-восточную часть Артвино-Сомхитской глыбы и, граничащую с ней, юго-восточную часть Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Эти геотектонические единицы резко отличны друг от друга по своему строению и истории геологического развития.

Согласно новейшим данным П. Д. Гамкрелидзе, в пределах изученного района Артвино-Сомхитская глыба представлена двумя тектоническими зонами — Болнисской и частично Джавахетской.

На территории Болнисской зоны, в виде Храмского и Локского кристаллических массивов, обнажаются древнейшие (доюрские) формации, представленные гнейсами, кристаллическими сланцами, разными гранитоидами и верхнепалеозойской вулканогенно-осадочной толщей (последняя только в Храмском массиве). Локский и Храмский массивы окаймляются песчано-глинистыми осадками лейаса, которые трансгрессивно перекрывают доюрские формации. На территории крупного синклинория, расположенного между массивами, и в других участках глыбы развиты мощные осадки байосской порфиритовой свиты, вулканогенно-карбонатные отложения мела и вулканогенно-терригенные толщи палеогена.

В тектоническом отношении эти осадки характеризуются довольно частыми и значительными разрывными дислокациями, складчатые же структуры здесь развиты слабее и представлены в основном брахискладками покровного типа.

Восточная периферия Джавахетской зоны, попадающая в пределы описываемого района и представленная гребневой частью и восточными склонами Кечутского хребта, в геологическом отношении весьма однообразна; в ее строении участвуют только постпалеогеновые континентально-вулканогенные образования, залегающие субгоризонтально на более древних породах.

Иная картина наблюдается в Аджаро-Триалетской складчатой системе. Она сложена мощными, интенсивно смятыми в складки терригенно-карбонатными образованиями мела и палеогена. Эти складки опрокинуты на юг, в сторону Артвино-Сомхитской глыбы.

Постпалеогеновая континентально-вулканогенная свита, являющаяся непосредственным объектом наших исследований, развита в основном на территории Артвино-Сомхитской глыбы, где она несогласно залегаєт на эродированной поверхности более древних образований. На территории Аджаро-Триалетской складчатой системы эти осадки развиты весьма незначительно и встречаются лишь на южной периферии Триалетского хребта, перекрывая с явным угловым несогласием интенсивно складчатые отложения мела и палеогена.

Молодые (постпалеогеновые) вулканогенные континентальные образования слагают вулканический хребет Кечути (Джавахетский хребет, Мокрые горы) и прилегающие к нему высокогорные равнины — Цалка-Триалетскую, Гомаретскую, Дманисскую (Башкичетскую) и Лорийскую, а также Беденский хребет и долеритовые потоки рек Храми и Машавера.

Эти образования представлены различными по возрасту, химическому составу и петрографическому характеру лавами — долеритами, базальтами, андезито-базальтами, андезитами, андезито-дацитами, дацитами и др.

На возрасте, последовательности излияния и петрографическом описании этих пород мы остановимся ниже, здесь же считаем целесообразным дать краткую характеристику морфологических особенностей покрытой лавами территории.

Кечутский хребет вытянут в меридиональном направлении, образуя западную границу изученного района. Рельеф хребта довольно мягкий. Гребневая часть хребта представляет собой широкую платообразную возвышенность, с хорошо выраженной волнистой поверхностью, на которой кое-где возвышаются куполообразные или конические вершины. Средняя высота хребта колеблется в пределах 2000 — 2100 м, а отдельные его вершины, находящиеся вне пределов нашего района, превышают 3000 м. Длина Кечутского хребта — 50 — 60 км; начинается он в Армении, тянется на север и, постепенно понижаясь, переходит в Цалка-Триалетское высокогорное плато.

Цалка-Триалетское плато (средняя высота 1500 — 1600 м) расположено в северо-западной части исследованного района. Это — обширная высокогорная равнина, в северной части которой можно выделить несколько котловин широтного направления и разграничивающие их возвышенности с относительной высотой в 100 — 250 м. Эти изгибы рельефа соответствуют синклиналим и антиклинальным складкам; таковы Бешташенская, Крякская, Башковская и Бармаксызская котловины. Из антиклинальных гряд следует отметить Башковскую, Корсу-Беденскую и Дашбашскую. К югу от Дашбашской гряды, до хребта Сагварджило, простирается южная часть Цалка-Триалетского плато, отличающаяся от северной сравнительно плоской

и однообразной поверхностью. Равнина глубоко прорезана каньонообразными ущельями рек Храми и Джуджиани, образующими здесь отвесные карнизы высотой 350 — 500 м.

К юго-востоку от вышеописанной равнины расположено сравнительно небольшое Гомаретское плато, вытянутое в широтном направлении и лежащее на высоте 1200 — 1400 м. Оно ограничено с севера возвышенностью Сагварджило, являющейся частью Триалетской равнины. Ее южные склоны довольно отвесны, что создает значительный уступ в 200 — 250 м между Цалкинской и Гомаретской равнинами.

Гомаретская равнина имеет плоскую, почти горизонтальную поверхность, сильно расчлененную рекой Карабулахи и ее притоками. В ущелье р. Карабулахи карнизы, сложенные долеритовыми лавами и породами верхнего мела, достигают местами высоты 450 м.

К югу от сел. В. Карабулахи простирается Башкичетское (Дманисское) лавовое плато, составляющее с Гомаретским одну равнину, средней высотой в 1200 — 1400 м.

В южном направлении, в окрестностях с. Ленино, Дманисская равнина незаметно сливается с северной частью обширного Лорийского плато, большая часть которого находится в пределах Армении.

Это плато, покрытое довольно мощными потоками долеритовых лав, имеет плоскую поверхность, по которой, сильно меандрируя, течет р. Джилга.

Молодыми лавами сложен также Беденский хребет, расположенный к востоку от Цалкинского плато. Он представляет собой крупную антиклинальную складку с плоской платообразной поверхностью высотой 1600 — 1800 м и с куполообразными вершинами Яйло и Бедени. Восточнее высоты Яйло долеритовый лавовый поток разветвляется. Одна ветвь отклоняется на юг и тянется до с. Кддеиси. Другая, более значительная, распростираясь в истоках р. Чивчави, следует дальше вдоль ее русла и создает Тетри-цкаро—Марнеульский (Храмский) долеритовый поток.

Этот поток в восточном направлении тянется до пос. Марнеули и затем погружается под верхнечетвертичные и современные отложения Борчалинской равнины. К Борчалинской (Марнеульской) равнине спускается также лавовый поток ущелья р. Машавера, являющийся восточным продолжением долеритов Башкичетского плато, и Дебетский поток, расположенный за пределами исследованного района и в верховьях своих сливающийся с долеритами Лорийского плато.

Изучение постпалеогеновых вулканогенных образований Юго-Восточной Грузии имеет длительную историю и связано с именами Г. В. Абиха, Г. Г. Цулукидзе [41] и Ф. Ф. Освальда [33].

Систематическое геологическое изучение этой области началось после установления советской власти в Грузии.

Благодаря работам Б. П. Беликова и С. С. Кузнецова [7], А. М. Кузнецова, П. И. Желтова и В. С. Кузнецовой, В. Я. Эдилашвили, П. Д. Гамкрелидзе [15, 16], Т. Г. Казахашвили [23], Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [21, 22], Н. И. Схиртладзе [37], Л. И. Маруашвили [26—31], К. Н. Паффенгольца [34, 35], Н. Е. Астахова [5, 6], Е. М. Великовской [12], Е. М. Великовской, Л. Н. Леонтьева и Е. Е. Милановского [13], Д. В. Церетели [40], А. Г. Асланяна [4] и др., многие вопросы, касающиеся геологии этих образований, разработаны с достаточной детальностью.

Петрографии этих образований посвящены работы С. А. Кузьмина [24], В. Я. Эдилашвили, Н. И. Схиртладзе [37], Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [22] и др.

Немногочисленные фаунистические остатки, главным образом млекопитающих, были изучены Н. О. Бурчак-Абрамовичем [8] и А. К. Векуа [10, 11].

До рассмотрения стратиграфии постпалеогеновых образований и связанных с ней вопросов, следует дать краткое описание основных типов пород, развитых на изученной нами территории, по материалам вышеперечисленных авторов и данным наших исследований.

На всей территории развития интересующих нас образований можно выделить следующие петрографические типы эффузивных пород — долериты и базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты.

Долериты покрывают почти все перечисленные выше лавовые равнины и часть Кечутского хребта. Породы эти большей частью полнокристаллические, серого цвета, с характерным шелковистым блеском. В краевых частях потока порода пористая; поры часто выполнены кальцитом или кристобалитом. Для долеритов характерна глыбовая или столбчатая отдельность.

Структура долеритов офитовая или же порфириовидная с микродолеритовым строением основной массы. Порода состоит из длиннопризматических основных плагиоклазов (преимущественно лабрадор № 56 — 58), светло-зеленого или бесцветного авгита ($C_{Ng} 38 — 48^\circ$; $2v = 50 — 60^\circ$), иногда слегка фиолетового титан-авгита и рудного минерала (магнетит). Следует отметить, что оливин ($2v = 80 — 90^\circ$; $Ng-Np = 0.025 — 0.035$) присутствует во всех шлифах, в виде небольших зерен или же крупных порфириовых выделений; он преимущественно полностью или частично замещен идингситом. Из аксессуаров присутствует апатит.

Базальты обладают темно-серым до черного цветом, очень плотные, часто обнаруживают столбчатую отдельность.

По минеральному и химическому составу они аналогичны долеритам. Разница наблюдается только в структуре — базальты, как правило, имеют порфириовую структуру с интерсертальным или пилотакситово-флюидалным строением основной массы. В них значительную роль играет стекло.

Андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты светло-серого или серого цветов, иногда с красноватыми полосками, совпадающими с поверхностными отдельностями. Часто обнаруживают идеальную плитчатую отдельность, с меняющимся направлением плоскостей отдельностей, напоминающую пloyчатость. Реже наблюдается эллипсоидальная отдельность.

Эти породы слагают почти всю гребневую часть Кечутского хребта, большую часть его восточных склонов и часть Цалка-Триалетского плато.

Андезито-базальты обнаруживают порфириовую структуру с трахитовым или пилотакситовым строением основной массы. Главные компоненты: лабрадор № 50 — 60, светло-зеленый авгит $C_{Ng} = 38 — 40^\circ$; $2v = +56 — 58^\circ$; оливин отсутствует или представлен в малом количестве, $2v = 82 — 88^\circ$. Порфириовые выделения редки и малы по размерам.

Андезиты часто представляют собой афировые породы с гиалопилитовой или пилотакситовой структурой основной массы, которая

сложена микролитами андезина (№ 35 — 40), неправильными зернами моноклинного и ромбического пироксенов и рудного минерала. Порфиновые выделения редки и представлены андезином и пироксеном. Светло-бурая стекловатая масса, выполняющая промежутки между микролитами, присутствует в значительном количестве и имеет показатель преломления меньший, чем у канадского бальзама.

Андезито-дациты характеризуются порфировой структурой с гиалопилитовым строением основной массы. Вкрапленники представлены оплавленным зональным андезин-лабрадором № 40 — 55, реже опациitizedированным авгитом с $CNg\ 48$, $2v = +56^\circ$ и ромбическим пироксеном (гиперстен) с $2v = -74^\circ$: $Ng-Np = 0,012$. Основная масса состоит из микролитов олигоклаза № 20 — 35 и зерен магнетита, погруженных в сероватое стекло, со светопреломлением меньшим, чем у канадского бальзама, и кристобалит-тридимитовую массу. Иногда наблюдаются и зерна кварца. Очень редко в андезито-дацитах встречается базальтическая роговая обманка. Она была обнаружена в образцах, взятых нами у истоков Совугбулах, на восточных склонах Кечутского хребта.

Дациты развиты в ущелье р. Джуджиани, в истоках р. Карабулахи, в верхнем течении р. Совугбулах и западнее с. Камарло. Породы обнаруживают слабо выраженное порфировое строение. Немногочисленные вкрапленники представлены частично оплавленным зональным андезин-лабрадором № 45 — 55 и гиперстеном. Основная масса слагается из флюидално расположенных микролитов андезина № 35 — 40, ромбического пироксена и вулканического стекла. Часто присутствует кварц.

Нужно отметить еще дациты смоляно-черного цвета, т. н. «гиало-дациты», характеризующиеся раковистым изломом. Порода имеет порфировую структуру с гиалиновым или флюидалным строением основной массы. Вкрапленники представлены свежими крупными кристаллами плагиоклаза (андезин), моноклинного и ромбического пироксенов и кварца. Флюидалная основная масса состоит из буроватого стекла со светопреломлением меньшим, чем у канадского бальзама, и микролитов олигоклаза и гиперстена. Присутствует магнетит в значительном количестве.

Несравненно меньшим распространением, в изученном районе, пользуются пирокластиты описанных выше эффузивов, представленные вулканическими пеплами, преимущественно кислого состава. Н. И. Схиртладзе [37] отмечает их следующие местонахождения: у с. Дашбаши в каньоне р. Храми обнажаются белые и красноватые липаритовые туфы; такие же туфы встречены им около селения Кддеиси. Западнее с. Триалети на гранитоидах Храмского массива залегает пепловый туф желтовато-серого цвета, по составу соответствующий андезито-базальту. Нами, совместно с П. Д. Гамкрелидзе, вулканические пеплы обнаружены на северо-восточном склоне конусообразной возвышенности Бусукала и на Кечутском хребте, в истоках р. Сарфдере.

Вулканический пепел Бусукала (с. Кариани) налегает на вулканические породы среднего эоцена. Хорошо видно чередование крупнообломочных пеплов с более мелкозернистыми. Пепел состоит из буроватых и черных угловатых обломков разной величины, сцементированных светлой желтовато-белой массой. Под микроскопом выясняется, что это обломки основной массы андезитовых лав, большую часть которой составляет прозрачное стекло. В стекловатой массе беспорядоч-

Химический состав поспалсогеновых эффузивов и их пирокластиков

Таблица 1

№ п. п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	NO ₂ +	H ₂ O-	Сумма
1	47.74	1.28	15.09	2.44	8.42	0.15	7.72	11.1	3.90	1.21	0.22	0.37	0.26	0.42	100.32
2	50.51	1.42	17.52	2.04	7.13	0.15	7.22	9.59	2.82	1.16	—	—	0.53	0.04	99.75
3	47.06	0.20	29.38	5.97	0.19	—	3.22	8.65	3.74	0.81	0.21	—	0.25	0.32	99.47
4	49.90	1.35	17.34	7.48	3.30	0.15	5.60	9.10	2.51	1.92	0.59	0.35	0.50	0.40	100.42
5	48.76	1.14	17.47	1.63	7.45	—	8.49	9.68	3.04	1.46	0.35	0.06	0.12	0.16	100.11
6	49.24	1.36	15.48	4.40	6.14	0.18	6.21	8.90	4.09	1.27	0.40	—	0.47	1.25	100.15
7	48.68	1.36	15.80	4.35	6.02	0.18	7.05	8.90	3.63	1.55	0.52	—	0.98	1.02	100.04
8	50.12	1.8	14.75	7.25	5.14	0.18	6.33	8.40	4.04	1.09	0.62	—	0.8	0.24	100.23
9	49.08	1.14	18.37	5.17	4.64	—	6.12	9.18	2.41	1.42	0.27	0.04	1.14	1.18	100.16
10	51.20	1.37	18.35	3.58	6.64	0.15	5.05	7.86	2.14	1.92	0.50	—	0.27	0.13	99.91
11	52.08	1.47	15.26	6.91	3.45	0.18	4.78	7.98	3.92	1.44	1.05	—	0.39	0.66	100.17
12	55.03	1.02	17.03	3.00	4.80	0.14	5.10	7.95	2.86	2.55	—	—	0.61	0.04	100.13
13	57.26	0.99	16.89	2.83	3.29	0.09	3.38	7.00	4.52	2.23	0.45	0.10	0.28	0.62	99.93
14	57.34	0.99	17.65	0.85	4.42	0.09	3.52	6.94	4.52	2.23	0.32	0.32	0.78	0.20	100.16
15	62.42	0.63	16.43	5.24	0.69	0.90	1.49	5.34	3.33	2.47	0.04	0.11	0.92	0.10	100.11
16	63.43	0.68	15.17	2.18	3.49	0.05	2.77	5.67	3.60	2.60	—	—	0.45	0.10	100.19
17	66.18	0.58	14.11	2.61	1.33	0.09	1.66	4.08	5.14	2.94	—	0.16	0.28	0.48	100.18
18	55.25	1.25	18.30	3.18	2.83	0.09	2.95	6.83	3.91	1.29	0.44	—	1.94	2.02	100.18
19	67.52	0.15	14.33	1.73	0.41	0.09	0.65	1.03	3.45	4.59	0.19	—	4.28	2.16	100.46
20	72.68	1.05	12.05	0.42	0.43	0.06	1.62	1.25	2.91	3.24	0.24	0.07	3.76	0.24	100.02

1¹—Долерит Беленского хребта (обр. 45); 2—Долерит ущ. р. Дашбаш [С. А. Кузьмин, 1936, обр. 656, анализ В. А. Егоров; 3—Долерит (базальт); Тетри-Цкаро (Г. В. Абиш, 1887, анализ К. Шмидт); 4—Долерит; ущелье р. Храми, с. Арахло [В. Я. Эдильшвили, 1948, обр. 15]; 5—Долерит, над с. Ратевани-Тафан (обр. 3); 6—Долерит, с. Гомарети (обр. 287); 7—Долерит, с. Гомарети (обр. 288); 8—Долерит, с. Орозман (обр. 960); 9—Долерит, ниже с. Горинджуки, ущелье р. Машавера (обр. 7—52); 10—Долерит, ущелье р. Машавера, с. Дманиси [В. Я. Эдильшвили, 1948, обр. 667, анализ В. А. Егоров]; 11—Базальт, с. Пантани (обр. 961), 12—Андезит-базальт, ущ. Дашбаш. [С. А. Кузьмин, 1936, обр. 667, анализ В. А. Егоров]; 13—Андезит-базальт, Триалети-Чочвани (обр. 905); 14—Андезит, г. Булагдаг (обр. 678); 15—Андезит, Бусукала (обр. 100); 16—Андезит-дацит. Ю. часть хребта Мокрне Горы, г. Емликли [К. Н. Паффенгольд 1949 г., обр. 113—В, анализ М. М. Стукалова]; 17—Дацил, р. Чочвани (обр. 61); 18—Вулк. пепел с. Триалети (обр. 630); 19—Вулк. пепел Бусукала (обр. 968) 20—Вулк. пепел с. Дашбаш (обр. 661).

¹ Анализ без ссылки заимствованы из работы Н. И. Схиргладзе [1958]; анализ О. Ф. Размадзе.

но разбросаны микролиты андезина № 40 — 45, авгита $CNg=42^\circ$, базальтической роговой обманки и рудного минерала. Обломки сцементированы анизотропной вулканической массой.

Вулканический пепел верховьев р. Сарфдере представляет собой перлитовый туф кислого (дацит-липаритового) состава. Состоит в основном из обломков слегка буроватого стекла, в котором кое-где имеются довольно крупные зерна кварца, биотита и олигоклаза. Показатель преломления стекла гораздо меньше, чем показатель преломления канадского бальзама. Обломки стекла характеризуются наличием целой системы неправильных, свернутых или сфероидальных трещинок, специфических для перлитовой структуры.

Таблица 2

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п. п.	RO	RO ₂	a	R ₂ O:RO	a	c	b	s	a ¹	f ¹	c ¹	m ¹	n	Q
1	3.5	4.8	1.4	1:6.6	10.2	4.8	31.0	54.0	—	31.8	27.1	41.1	82.8	—17.2
2	2.8	4.5	1.6	1:7.9	8.0	7.8	25.0	59.2	—	35.0	16.0	49.0	78.0	—5.4
3	1.9	1.7	0.6	1:5.8	6.8	9.9	32.8	50.5	50.0	25.2	38.2	25.0	83.0	—22.5
4	1.8	3.8	1.9	1:4.3	8.6	7.8	23.6	60.0	—	42.5	—	41.8	67.0	—5.0
5	3.0	4.4	1.4	1:7.8	8.5	7.6	27.3	56.6	—	31.2	15.7	53.5	77.4	—11.4
6	3.1	4.5	1.5	1:5.9	10.4	4.2	30.5	54.9	—	30.8	15.3	50.9	82.5	—15.2
7	2.7	4.4	1.5	1:5.5	10.4	5.4	27.2	57.0	—	35.5	18.3	44.2	78.9	—12.2
8	2.4	4.4	1.8	1:4.9	10.4	4.4	27.2	58.0	—	40.6	20.6	38.8	84.4	—9.2
9	2.0	3.8	1.5	1:6.9	7.8	9.1	22.6	60.5	—	41.5	10.2	48.3	72.8	—3.7
10	2.1	4.3	1.7	1:6.7	7.8	5.5	23.8	62.9	—	43.0	19.0	38.0	63.0	4.7
11	2.2	4.4	1.7	1:5.0	9.8	5.2	25.2	59.8	—	36.2	31.8	32.0	95.8	—5.2
12	2.1	4.9	1.7	1:4.5	10.3	6.4	18.9	64.4	—	37.8	17.4	44.8	63.5	1.8
13	1.9	5.2	2.1	1:2.6	13.5	4.8	14.7	66.0	—	36.8	15.0	25.0	76.0	1.0
15	1.2	5.3	3.5	1:1.9	11.2	5.7	15.8	73.3	—	63.5	10.0	26.5	66.2	18.5
16	1.5	5.4	1.4	1:2.5	11.6	4.2	12.4	71.8	—	42.0	21.0	37.0	66.0	16.2
17	1.5	7.2	3.1	1:1.2	14.9	1.7	9.0	74.4	—	36.7	33.8	29.5	73.8	—17.3
18	1.5	4.6	2.0	1:3.0	11.3	7.5	12.6	68.6	—	46.5	11.1	42.4	81.8	7.1
19	0.9	7.4	3.7	2:5.1	10.8	5.9	10.8	72.5	44.8	35.4	—	19.8	52.8	27.2
20	1.2	10.0	4.7	1:2.1	10.8	1.3	5.9	82.0	40.5	14.6	—	44.9	58.0	44.1

В том же ущелье, ниже по течению, в 3—4 км от вышеописанных перлитовых туфов, нами обнаружен небольшой выход пепла дацитового состава. В породе преобладают обломки стекла. Имеются также обломки кварца, биотита, пироксена и андезина. Все они сцементированы буроватым, лимонитизированным стеклом.

Вулканические пеплы встречаются также и вне пределов развития молодых (постпалеогеновых) лавовых покровов, в окрестностях сс. Чагахи, Фахрало, Опрети, Церакви и Ах-Керпи.

В таблицах 1 и 2 приведены химические анализы и числовые характеристики описанных эффузивных пород.

Вопросы стратиграфии, тектоники, геоморфологии, эволюции химизма магмы и местонахождения центров излияния этих образований затронуты во многочисленных работах большого числа исследователей; вследствие этого основные черты геологии вулканогенных отложений района освещены с достаточной детальностью. Их стратиграфия в основном установлена, хотя и требует уточнения.

Наряду с этим, ряд вопросов и особенно вопрос возрастного взаимоотношения пространственно разрозненных образований является пока слабо разработанным.

Авторы	Распространение пород	Состав пород	Возраст пород
1	2	3	4
А. М. Кузнецов, П. И. Желтов и В. С. Кузнецова; 1936 г.	Окрестн. оз. Танаравани, гора Булаг-Даг, окр. села, Так-килиса	андезиты	квартер
	Беденский хребет	долериты	плиоцен
	Цалкинское плато, сел. Дашбаши	андезито-базальты, андезиты	плиоцен
	Окрестности с. Дашба- ши (нижняя часть), Го- маретское плато, окре- стности с. Кюмбат	долериты	плиоцен
Б. П. Беликов, С. С. Кузнецов и С. А. Кузьмин. 1956 г.	Окрестности с. Кейван- Бюлгасан, Нардеван, ущелье р. Джуджиани, с. Триалети и др.	андезиты, липариты	олигоцен
	Беденский хребет	базальты (долериты)	квартер
	Цалкинское плато, Кечутский хребет	андезито-базальты	в. плиоцен- квартер
Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татри- швили. 1944, 1948, 1951 гг.	с. Дашбаши	базальты (долериты)	нижн. плиоцен
	Зуртакети (Гомаретское и Башкичетское плато)	долериты	близкий к цал- кинским ла- вам
	г. Булагдаг (северная часть Кечутского хр.)	андезито-базальты, ан- дезиты, дациты	несколько моло- же цалкинских лав
	Цалкинское плато, Беденский хребет	долериты, базальты, андезито-базальты	верхн. плиоцен
П. Д. Гамкре- лидзе. 1949, 1954 г. г.	Годердзская свита	базальты, андезито-ба- зальты, андезиты, да- циты	в. миоцен- н. плиоцен
	Боржомский, Гуджа- ретский, Бакурианский лавовые потоки, часть Абул-Самсарских гор	андезиты, андезито-да- циты, долериты	в. квартер
	Куринское ущелье, Гомаретское плато	долериты	среди. квартер
	Абул-Самсарский и Кечутский хребты	андезиты, дациты	в. плиоцен- в. квартер
	Цалкинское плато, Бе- денский хребет, с. Кюм- бат, Ахалкалакское пла- то (ахалкалакская свита)	долериты, базальты, ан- дезито-базальты	в. плиоцен
	Кисатибская (годердз- ская) свита	долериты, базальты, ан- дезиты, дациты	н. плиоцен

Авторы	Распространение пород	Состав пород	Возраст пород
Л. И. Маруашвили. 1946, 1949, 1952, 1955, 1956, 1957 г. г.	Гомаретское, Башкичетское, Триапетское плато, часть Кечутского хребта (зуртакетская свита)	долериты, базальты, андезиты-базальты, андезиты	в. плейстоцен — в. плиоцен
	Абул-Самсарский Кечутский хребет, Цалкинское плато (годердзская свита)	базальты, долериты, андезиты-базальты, андезиты-дациты, липариты	в. миоцен — н. плиоцен
К. Н. Паффенгольц. 1951, 1959 г. г.	Склоны Абул-Самсарского хр., г. Тавкветила, г. Шавнабада, Гуджаретское ущелье и др.	андезиты, андезиты-дациты, базальты	квартер (включая анше-рон)
	Кечутский хребет. Цалкинское и Гомаретское плато, Беденский хребет, ущ. р. Храми, Северная Армения	долериты, базальты, андезиты-базальты, андезиты, андезиты-дациты, липариты.	средн. и верхн. олигоцен
Н. И. Схиртладзе. 1958 г.	Ущ. рек Машавера и Дебет, г. Тавкветила, г. Шавнабада и др.	долериты, андезиты-базальты, андезиты, дациты	в. плейстоцен—голоцен
	Башкичетское, Гомаретское, Цалкинское плато; Беденский хребет, ущ. реки Храми	долериты, базальты, андезиты-базальты	в. плиоцен—н. плейстоцен
	Абул-Самсарский и Кечутский хр. и др. (годердзская свита)	андезиты, андезиты-дациты, дациты	в. миоцен—н. плиоцен

Выше приведены стратиграфические схемы, составленные различными исследователями, с наибольшей детальностью изучившими интересующие нас образования, а также наши соображения по данному вопросу.

При рассмотрении данных схем бросается в глаза то обстоятельство, что подавляющее большинство исследователей в постэоценовых вулканогенных образованиях Южной Грузии и Северной Армении выделяют два разновозрастных комплекса, т. е. две фазы вулканизма, разделенные значительным перерывом. Почти все авторы сходятся на том, что в миоцене или же в большей его части (нижней и средней) вулканическая активность в Южной Грузии, да и вообще на Малом Кавказе, не наблюдается. По мнению Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [20, 21, 22], Л. И. Маруашвили [31], Н. И. Схиртладзе [37] и др., постэоценовый вулканизм начинается в верхнем миоцене и заканчивается в нижнем плиоцене. В среднем плиоцене вулканическая активность прекращается и возобновляется в верхнем плиоцене, вновь затухая в конце плейстоцена или же в начале голоцена [37]. К. Н. Паффенгольц же утверждает, что первая фаза совпадает с олигоценом. Того же мнения придерживаются А. М. Кузнецов, П. И. Желтов и В. С. Кузнецова. Вторая фаза вулканизма по К. Н. Паффенгольцу

проявляется в четвертичном периоде (апшерон-голоцен). Большая часть исследователей во второй, верхнеплиоценово-четвертичной фазе выделяет несколько стадий вулканической активности, разделенных непродолжительными периодами затишья.

В вопросе установления возраста и корреляции разобщенных выходов этих образований имеются еще более значительные расхождения. Так, например, долеритовые и базальтовые покровы Лорийского, Башкичетского, Гомаретского, частично Триалетского плато, долериты Беденского хребта и лавовые потоки ущелий рр. Храми и Машавера, по мнению Л. И. Маруашвили [31], являются одновозрастными — верхнеплиоценово-верхнеплейстоценовыми образованиями. Но это мнение отнюдь не является общепринятым, что ясно видно из вышеприведенной схемы. Например, долериты и базальты Гомаретского плато разными исследователями относятся к верхнеплиоценово-четвертичному или плиоценовому, и даже олигоценному времени; долериты хр. Бедени датируются верхним плиоценом—верхним квартером, верхним плиоценом—нижним квартером, верхним плиоценом, плиоценом или олигоценном. Таково-же положение в отношении пород почти всех вышеперечисленных участков. На всей территории восточной части Южной Грузии фаунистические остатки, позволяющие хотя бы приблизительно датировать вулканогенные образования, были найдены всего в двух довольно отдаленных друг от друга местах: на Беденском хребте и на Гомаретском плато, в ущ. р. Карабулахи. К тому же, фауна млекопитающих и вместе с ними орудия палеолитического человека, найденные Л. И. Маруашвили, как выяснилось впоследствии, находились в постлавовых делювиальных отложениях, что значительно снизило их ценность для датировки лав Гомаретского плато.

В скудности фаунистического материала и заключалась одна из причин, вызвавших значительные разногласия в вопросе датировки и корреляции различных вулканических образований Южной Грузии и Северной Армении.

Не вполне ясными представлялись также вопросы новейшей (плиоценово-четвертичной) тектоники района, расположение центров извержений и др.

Таково было фактическое положение до наших исследований. В результате крупномасштабной геологической съемки большой территории, включающей и районы развития молодых (постэоценовых) вулканогенных образований, нам удалось выяснить и уточнить ряд вопросов их стратиграфии, тектоники, геоморфологии и др.

Изложение фактического материала начнем с ознакомления с геологией новейших вулканогенных образований ущ. р. Машавера и Башкичетского плато, так как в настоящее время они изучены наиболее детально.

Р. Машавера протекает в южной части исследованного р-на, беря начало на восточных склонах Кечутского хребта и впадая справа в р. Храми у с. Тамариси (Марнеульский район). Долеритовые лавы Машаверского потока следуют по руслу этой реки и достигают до с. Джафарло, расположенного в 5 км восточнее пос. Болниси. Далее, еще восточнее, долериты погружаются под верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения р. Машавера. Длина потока достигает 60 км. Долеритами заполнена лишь нижняя часть древнего ущелья. В настоящее время р. Машавера, в верхнем и среднем течении, протекает по долеритам, прорезав, по-видимому, их большую часть. В нижнем же течении, как уже было отмечено, она течет по аллю-

виально-пролювиальным и делювиальным отложениям, покрывающим долеритовые потоки. В ряде мест хорошо обнажено основание лавовых потоков, залегающих на сильно обожженных делювиальных отложениях. Видимая мощность долеритов в р-не с. Дманиси (Башкичети), достигает 120 — 150 м. В них можно насчитать от 12 до 15 покровов, часто разделенных делювиальными или же озерными отложениями.

Далее долериты Башкичетского (Дманисского) плато прослеживаются в сторону Кечутского хребта, Гомаретского и Лорийского плато и покрываются базальтами. В двух км от с. Дманиси, у с. Квемо-Орозмани, в русле речки Мамутли (правый приток р. Машавера), на серые пористые долериты Машаверского потока налегают плотные темно-серые базальты, мощностью 10—12 м. Лавы покрываются озерными отложениями, представленными тонкослоистыми псаммитово-алевритовыми рыхлыми песчаниками темно-серого цвета, состоящими

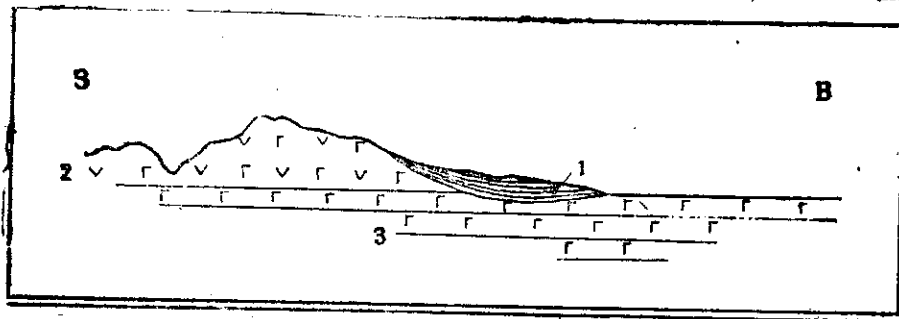


Рис. 1. Схематическая зарисовка у с. Квемо-Орозмани.

1. Озерные пески с включениями слабоокатанных обломков оливинных базальтов, 2. Базальты, 3. Долериты.

из слабоокатанных зерен базальта, андезита и других пород. Мощность озерных отложений не превышает 5—7 м.

Оливинные базальты и залегающие под ними долериты р. Машавера прослеживаются западнее в р-не с. Земо-Орозмани, где нами составлен следующий восходящий разрез:

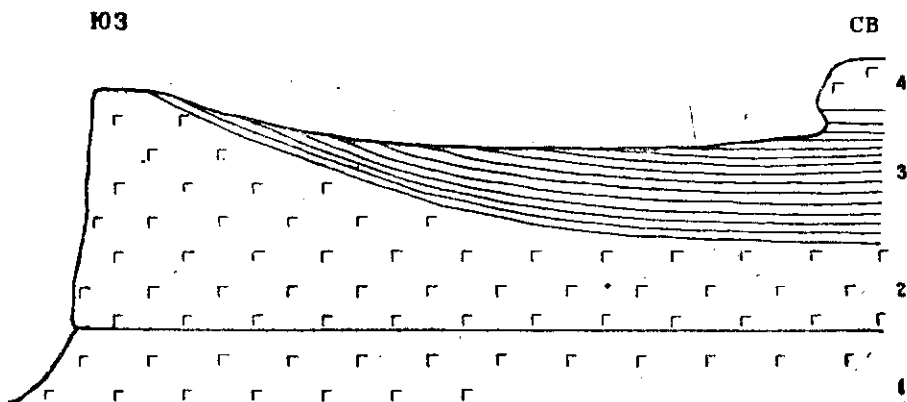


Рис. 2. Схематический разрез у с. Земо-Орозмани.

1. Долерит, 2. Базальт, 3. Пески и конгломераты, 4. Базальт (микродолерит).

1. Темно-серый крупнозернистый долерит, обнажающийся в ущелье р. Мамутли.

2. Серый плотный базальт (микродолерит) с плитчатой отдельностью. Мощность — 7—8 м.

3. Тонкослоистые, рыхлые псаммитово-алевритовые пески темно-серого цвета, с линзами конгломератов. Пески и конгломераты состоят из окатанных обломков базальта. Мощность — 6 м.

4. Светло-серый среднезернистый базальт (микродолерит); мощность 1 — 2 м.

В межлаговых озерных отложениях описанного разреза (пачка 3) нами в 1956 году была обнаружена и собрана довольно богатая коллекция костей ископаемых млекопитающих. Затем это местонахождение было осмотрено и произведены дополнительные сборы экспедицией Палеоботанического института АН ГССР. Фауна была определена А. К. Векуа [10, 11], по данным которого здесь представлены следующие формы: *Felis cf. spelaea* Goldf., *Equus caballus* L. (cf. var. *strictipes* Gab.), *Bos cf. primigenius* Voj. (?), *Ovis* sp., *Cervus cf. elaphus* L., *Cervus (Dama) sp.*, *Cervus (Megaceros) sp.*, *Marmotta* sp.

«Наконец, следует отметить, что в Орозмане был найден также незначительный фрагмент коренного зуба человека. К сожалению, этот обломок не дает возможности судить о систематическом положении орозманского человека» [10]. По заключению А. К. Векуа, фауна эта позволяет отнести содержащие ее отложения к среднему или верхнему плейстоцену. На стратиграфической ценности отмеченной фауны более подробно остановимся ниже. Однако отметим, что эта находка имеет большое значение для уточнения возраста вулканогенных отложений района.

С полной убедительностью можно сказать, что долериты и базальты Дманисского района (Башкичетское плато) и долериты ущелья реки Машавера не могут быть моложе плейстоцена.

Долериты и базальты Башкичетского плато и р. Машавера от сел. Земо-Орозмани прослеживаются на юго-запад в сторону Лорийского плато. С этим последним Башкичетское плато сливается в районе селений Ленино и Ирганчай.

У сел. Ленино под долеритами и базальтами появляются лавы андезито-дацитового состава, характеризующиеся плитчатой отдельностью.

Налегание долеритов на андезито-дацитовые лавы хорошо наблюдается и в северной части Лорийского плато, в районе сел. Ирганчай (ущ. р. Караныхдере), где нами составлен следующий восходящий разрез:

1. Плотные андезиты и андезито-дациты черного, темно-серого и красноватого цветов, с плитчатой отдельностью.

2. Покров мелкозернистого серого долерита. Мощность — 3 м. Покров долерита нами был прослежен западнее, к гребневой части Кечутского хребта, куда он тянется узкой полосой, налегая на андезито-дацитовые лавы восточного склона Мокрых гор (Кечут).

Вообще в районе селений Ленино-Ирганчай хорошо видно не только налегание долеритов и базальтов на андезито-дацитовые лавы, но и то, что долериты и базальты заполняют неровности рельефа, выработанные в андезито-дацитовых лавах.

Андезито-дацитовые лавы, выступая из-под долеритов и базальтов Лорийского и Башкичетского плато, распространяются на запад, сглаживая склоны Кечутского хребта. Их разрозненные выходы встречаются и севернее пос. Дманиси (Башкичети), в виде отдельных эрозионных холмов и выходов у сел. Кариани (Бусукала) и в районе сел. Камарло.

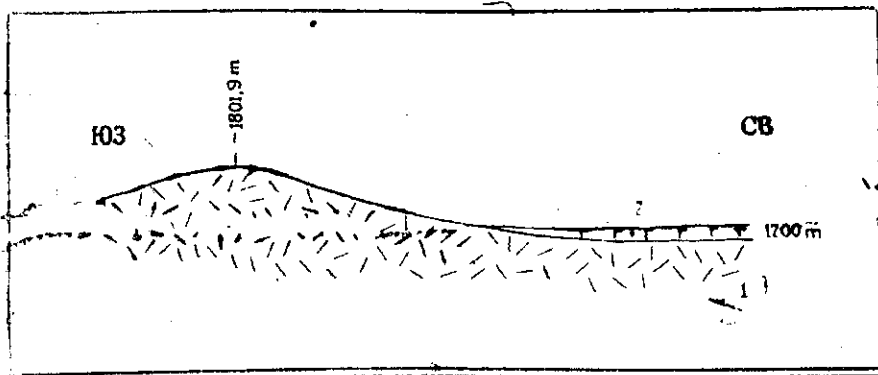


Рис. 3. Разрез юго-восточнее с. Ленино.

1. Андезито-дациты, 2. Долериты и базальты.

На северном склоне холмика Бусукала нами обнаружены выходы слоистых литокристаллокластических туфов дацитового состава. Падение слоев северо-восточное, угол падения до 30° . В 200 м севернее Бусукала имеется еще один холмик, покрытый андезито-дацитовыми лавами.

У сел. Камарло, расположенного в 5 км северо-западнее пос. Дманиси, обнажаются лавы андезито-дацитового состава, собранные в мелкие складки экзотектонического происхождения (складки течения). На их эродированной поверхности со значительным угловым несогласием залегают долериты Машаверского потока.

Башкичетское плато в окрестностях селений Камарло и Кариани (Бусукала) сливается с Гомаретским. Долеритово-базальтовые лавы, покрывающие первое, непосредственно прослеживаются на втором плато. Эти лавы распространяются и на запад, к центральной части Кечутского хребта, к вершинам Агрикар и Шамбиани, где наблюдается их налегание на кислые лавы Мокрых гор.

Таким образом, долериты и базальты Башкичетского и Гомаретского плато непосредственно увязываются друг с другом; это указывает на их одновозрастность. Последнее доказывается и палеонтологическими данными. В центральной части Гомаретского плато, у сел. Аха, чуть западнее шоссе-ной дороги Дманиси-Гомарети, обнажаются озерные отложения, где нами было обнаружено местонахождение костей фауны млекопитающих. Фауна была собрана нами совместно с П. Д. Гамкрелидзе.

По определению А. К. Векуа, кости принадлежат следующим животным: *Elephas* sp., *Equus caballus* L., *Bos* sp., *Hyuena* sp., что указывает на несомненно плейстоценовый возраст вмещающих их слоев.

Разрез у сел. Аха таков:

1. Долериты Гомаретского плато.
2. Тонкослоистые алевро-псаммитовые рыхлые пески темно-серого и черного цветов, с остатками фауны млекопитающих. В верхней ча-

сти отложения приобретают красный или кирпичный цвета, вследствие налегания на них базальтовой лавы. Мощность озерных отложений — до 7 м.

3. Плотный базальт. Мощность — 3 м.

Озерные отложения сел. Аха, заключенные между долеритами и базальтами Гомаретского плато, увязываются с таковыми окрестностей с. Земо-Карабулахи, где Л. И. Маруашвили [27, 31] была обнаружена стоянка палеолитического человека, с орудиями из обсидиана и кремня, а также кости млекопитающих, которые по определению Н. О. Бурчак-Абрамовича [8] принадлежат следующим животным: *Bison prisca* Voj., *Equus caballus* L., *Ovis* cf. *ophion* Blyth., *Asinus* sp., *Cervus elaphus* L. Эта фауна характерна для среднего и верхнего плейстоцена. Что же касается предметов доисторической культуры, то по автору они характеризуют позднее мустье или же ориньяк [27]. В более поздней работе [31] автор отмечает, что обсидиановые и кремневые орудия стоянки относятся к мадленской эпохе (археологический материал изучен С. Н. Замятинным). Впоследствии стоянка была осмотрена рядом геологов, в том числе и специальной группой Геологического

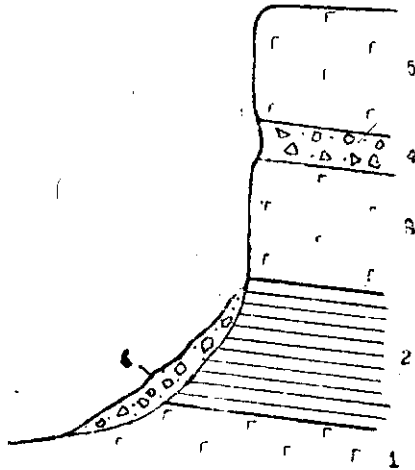


Рис. 4. Разрез на правом берегу р. Карабулахи.

института АН Груз. ССР. Выяснилось, что остатки фауны млекопитающих, обсидиановые и кремневые орудия залежали в постлавовых делювиальных отложениях, покрывающих склоны правобережья р. Карабулахи. Вследствие этого стратиграфическая ценность находок была поставлена под сомнение. Нам пришлось детально ознакомиться с этим разрезом. В самом русле реки и у подножия склонов обнажаются:

1) долеритовые лавы, слагающие Гомарет-Башкичетское плато; на них налегают

2) тонкослоистые желтовато-серые озерные пески и глины. Мощность — 4—5 м. Падение слоев СВ—30°, <10°. Пески сверху покрываются

3) покровом темно-серого базальта. Мощность — 3—4 м. Затем следуют

4) желтовато-серые песчанистые глины, мощностью в 1 м и

5) светло-серый лавовый покров среднезернистого базальта. Мощность — 3 м.

6. Местами склоны покрыты делювиальными отложениями, где и находились вышеотмеченные остатки фауны, обсидиановые и кремневые орудия.

Делювий состоит из обломков лав и озерных песков. В нем в обилии находятся и мелкие обломки костей, изредка — обсидиан. Ясно, что делювий, содержащий палеонтологический и археологический материалы, моложе всех лав, развитых в районе сел. Карабулахи, но из этого отнюдь не следует заключить, что все лавы древнее средне-верхнего плейстоцена. По нашему мнению, кости млекопитающих вымыты из озерных отложений описанного выше разреза (пачка 2) и, таким образом, по ним можно датировать эти озерные отложения как средне-верхнеплейстоценовые (среднечетвертичные). Этот вывод нам кажется вполне приемлемым также и потому, что озерные отложения района сел. Земо-Карабулахи увязываются с таковыми сел. Аха, заключающими сходную по возрасту фауну.

Таким образом, в межлаговых озерных отложениях Гомаретского плато заключается вышеописанная плейстоценовая фауна.

К западу долериты и базальты протягиваются по восточному склону Кечутского хребта к его центральной части (вершины Агрикар, Шамбиани, Девакран). Они налегают на эрозионную поверхность андезито-дацитовых лав, что хорошо видно в ряде мест, в том числе и у сел. Саламалейк, находящегося в 6 км северо-западнее сел. Земо-Карабулахи.

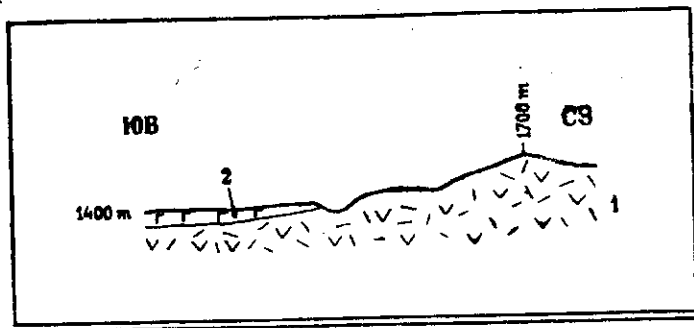


Рис. 5. Разрез у сел. Саламалейк.

1. Андезиты-дациты, 2. Долериты и базальты.

Анализируя вышеизложенный фактический материал по южной и центральной частям Кечутского хребта, Лорийскому, Башкичетскому и Гомаретскому плато, можно сделать некоторые выводы: долериты и базальты вышеотмеченных плато (включая и долериты ущ. р. Машавера и Дебет), на основании их морфологии, непосредственного увязывания друг с другом, а также фаунистических данных, являются разновозрастными. Они несогласно залегают на эродированной поверхности андезитовых и андезито-дацитовых лав Кечутского хребта, заполняя неровности рельефа, заложенные в них.

Таким образом, в постэоценовых вулканогенных образованиях можно выделить два разновозрастных комплекса: а) верхний — долериты и базальты Лорийского, Башкичетского и Гомаретского плато, ущ. р. Машавера и б) нижний — андезиты, андезито-дациты и дациты Кечутского хребта, селений Камарло, Кариани и Саламалейк. Этот последний является частью лав Цалка-Триалетского плато.

Переходя к рассмотрению вулканогенных образований Цалка-Триалетского плато, нужно отметить, что его средние высоты колеблются в пределах 1500 — 1700 м.

Южным окончанием Цалка-Триалетского плато является субширотная возвышенность с вершиной Гварджала на правом берегу р. Джуджиани. Эта возвышенность имеет крутой южный склон и в районе селений Саламалейк-Аха смыкается с Гомаретским плато, возвышаясь над ним на 200 — 300 м. К северу же она сливается с Цалкинским плато, имеющим равную с ним среднюю высоту. Как уже было отмечено при рассмотрении разреза у сел. Саламалейк, эта возвышенность сложена андезитами, андезито-дацитами и дацитами.

В нисходящем разрезе, в ущ. р. Джуджиани, под андезито-дацитами появляются андезито-базальты, затем долериты и базальты. В одном из левых притоков р. Джуджиани нами записан следующий восходящий разрез:

1. Гнейсы (палеозой).
2. Тонкослоистые песчанистые глины, песчаники темно-серого и черного цветов и конгломераты. Мощность — 4—5 м.
3. Долериты черного цвета со сферической отдельностью. Мощность — 20 м.
4. Андезито-базальты, андезиты и андезито-дациты.

Еще севернее, у сел. Триалети (Розенберг) на граниты Храмского кристаллического массива налегают делювиальные и озерные отложения, представленные светлыми, в верхней части красноватыми, тонкослоистыми песчаниками и песчанистыми глинами (мощн. 10—12 м). Падение слоев СЗ 300°, под углом 8—10°.

Выше следуют покровы андезито-базальтовых лав с плитчатой отдельностью.

Андезито-базальты слагают верхние горизонты лавовых покровов восточной и северо-восточной частей Цалка-Триалетского плато. К западу они перекрываются андезитовыми, андезито-дацитовыми и дацитовыми лавами Джавахетского (Кечутского) хребта (верховья р. Джуджиани, район г. Булагдаг). В некоторых же местах восточного края плато, на обоих берегах р. Храми, из-под андезито-базальтов выступают базальты и долериты, заполняющие углубленные места долавого рельефа, выработанного в кристаллических породах Храмского массива. Такая картина наблюдается севернее сел. Диди Гомарети в правом притоке р. Джуджиани, а также севернее сел. Триалети, в окрестностях сел. Дашбаши и Квемо-Хараба.

Дашбашский разрез детально изучен и описан целым рядом исследователей, в том числе и нами. Здесь, по Н. И. Схиртладзе, на правом берегу р. Храми снизу вверх выделяются:

1. Гранитоиды и кварцпорфиры Храмского массива.
2. Кислые лавовые туфы, в верхней части сильно обожженные — 4.5—5 м.
3. Долериты, состоящие из трех потоков. Эти последние по краям сильно пористы. Общая мощность — 100 м.
4. Озерные отложения с примесью черного основного пепла — 3 м.
5. Долериты, состоящие из тонких потоков. Последние друг от друга отделены пористыми поверхностями. Самый верхний поток быстро утоняется и далее выклинивается в озерных отложениях. Лежащие под долеритами озерные отложения сильно обожжены. Общая мощность этих долеритов 25—30 м.

6. Выше идут озерные отложения — 2.5—3 м.
7. Сильно ошлакованные андезито-базальты — 1—1.5 м.
8. Андезито-базальты — 25 м.
9. Красные базальтовые шлаки и обожженные озерные отложения — 0.5 м.

10. Андезито-базальты, на которых расположено с. Дашбаши.

Немного западнее, в районе пос. Цалка, у Бармаксызского моста С. А. Кузьмин [24] отмечает трахидацитовые шлаки с роговой обманкой. $SiO_2=63, 86\%$.

На левом берегу р. Храми, опять-таки в районе сел. Дашбаши, разрез несколько иной, а именно, на самые верхние покровы андезито-базальтов налегают долериты, подстилаемые аллювиально-делювиальными отложениями. Эти долериты, чуть северо-восточнее, слагают Беденский хребет и затем простираются далеко на северо-запад и на восток. Обнажаются они и на вершине и северном склоне хребта Корсу, а также в Бармаксызском ущелье, у плотины Цалкинского водохранилища, где наблюдается их несогласное залегание на эрозионной поверхности андезито-базальтовых лав Цалкинского плато.

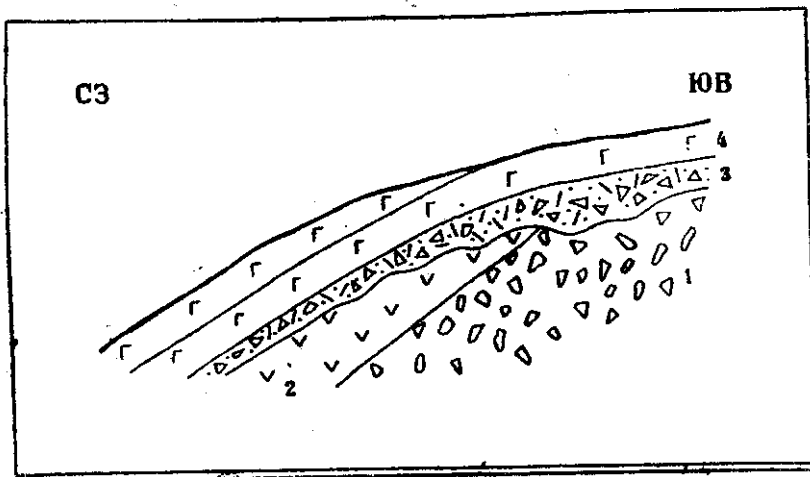


Рис. 6. Схематическая зарисовка у плотины Цалкинского водохранилища (Бармаксыз).

1. Лавовая брекчия андезито-базальтов.
2. Покров андезито-базальтов.
3. Делювиально-пролювиальные отложения.
4. Долериты Корсу-Беденского хребта.

Таким образом, долериты Беденского и Корсуйского хребтов являются самыми молодыми членами вулканогенных образований Цалкинского района и налегают на эродированную поверхность андезитобазальтовых лав. Это отмечалось почти всеми исследователями, сравнительно детально работавшими в этом районе [24, 7, 23]. По данным этих исследователей в Цалка-Дашбашском районе отчетливо видна такая последовательность лав:

1. Нижние долериты и базальты.
2. Андезито-базальты и андезиты.
3. Верхние долериты.

В наличии такой последовательности лав высказывает сомнение Н. И. Схиртладзе [37], по мнению которого долериты Корсу-Беденского хр. обнажаясь в ядре антиклинали хр. Корсу, увязываются с доле-

ритами нижней части Дашбашского ущелья (нижние долериты). С таким выводом согласиться нельзя, так как налегание долеритов хр. Корсу и Бедени на андезито-базальтовые лавы наблюдается на всей этой территории.

На северном склоне Беденского хребта, у шоссе, Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [21] были обнаружены кости млекопитающих; определенные Н. О. Бурчак—Абрамовичем как *Elephas (Archidiscodon) planifrons* Falc. et. Sautly и *Equus cf. stenorhis* Cocchi.

Местонахождение костей млекопитающих было детально осмотрено и нами. Мы не можем согласиться с К. Н. Паффенгольцем в том, что будто бы фауна была собрана в постлавовых флювиогляциальных отложениях. Флювио-гляциальных отложений здесь нет. Фауна собрана из озерно-аллювиальных отложений, залегающих между долеритовыми покровами Беденского хребта.

Вышеотмеченная фауна характерна для верхов плиоцена, но встречается и в низах квартера.

На западном продолжении долеритов Беденского хребта, в районе с. Авранло, из межлавовых аллювиально-озерных отложений была собрана фауна пресноводных гастропод, представленная согласно Д. Г. Челидзе следующими видами: *Hydrobia grimmii* (Clessin) W. Durb., *H. grimmii* (Clessin) var. *gemmata* Koles., *Hydrobia* sp. и характерная для четвертичных отложений и современных вод Каспийского и Аральского морей [18].

Долериты хр. Бедени прослеживаются далеко на восток. В районе горы Яйло поток разделяется на две ветви, одна из которых следует по р. Чивчави в сторону пос. Тетри-Цкаро, а затем по ущ. р. Храми до Борчалинской равнины.

Другая ветвь, имея юго-западно—северо-восточное направление, прослеживается до с. Диди Клдеиси, создавая небольшое Клдеисское плато, и обрывается у левого берега р. Храми.

Юго-западнее Клдеисского плато, к правому берегу р. Храми аналогично подступает и обрывается Гомаретское плато. Оба плато имеют примерно равные гипсометрические уровни и в настоящее время разде-

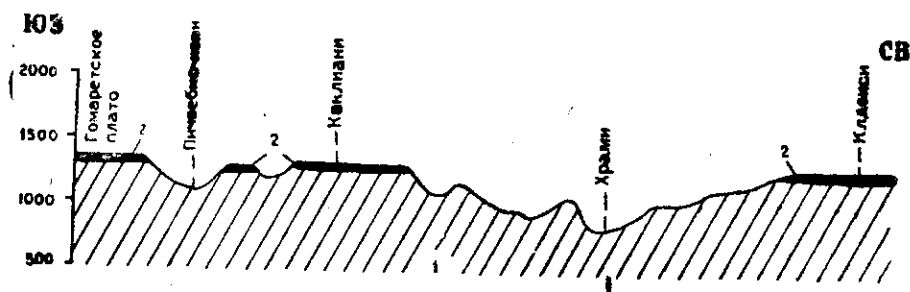


Рис. 7. Разрез Гомаретско-Каклианско-Клдеисского плато.
1. Храмский кристаллический массив (палеозой). 2. Долериты.

лены глубоким ущельем р. Храми. Между Клдеисским и Гомаретским, плато находится небольшое плато сел. Каклиани, сложенное также долеритовыми покровами и являющееся как-бы соединяющим звеном между Гомаретским и Клдеисским долеритовыми плато.

По мнению ряда исследователей (П. Д. Гамкрелидзе, Л. И. Маруашвили, Н. И. Схиртладзе, К. Н. Паффенгольц и др.) Гомаретский, Каклианский и Клдеисский лавовые покровы являются эрозионно разъединенными частями единого лавового потока. В этом нас убеждает как полное тождество разрезов, так и особенно наличие обсидиановой гальки в межлавовых и подлавовых аллювиальных отложениях не только в сс. Диди и Патара Клдеиси [29], но и в сел. Каклиани.

Резюмируя вышеизложенный материал по вулканогенным образованиям Цалка-Триалетского плато и района хребтов Корсу-Бедени и др., приходим к выводу, что и в этом районе выделяются два разновозрастных комплекса пород: 1) древний, слагающий Цалка-Триалетское плато и восточные склоны Кечутского хребта, представленный долеритами, базальтами в низах, андезито-базальтами в средней, и андезитами, андезито-дацитами и дацитами в верхней частях; 2) молодые долериты, слагающие хребты Корсу, Бедени, предместья сел. Бешташени, Санта, Кюмбати, Авранло и Реха, Храмский долеритовый поток. Все они, вместе с долеритами Гомаретского и, следовательно, Дманисского (Башкичетского), Лорийского плато и Машаверского потока представляют почти одновозрастные образования.

Беденский (Храмский) и Машаверский долеритовые потоки сближаются в районе пос. Болниси, где и можно судить об их взаимоотношениях.



Рис. 8. Разрез у пос. Болниси.

1. Породы верхнемелового возраста.
2. Долериты рр. Храми и Машавера.
3. Аллювиально-делювиальные отложения.

В районе пос. Болниси р. Машавера течет на долеритовом потоке, который обнажается в пойме реки. К северу от русла, на водоразделе рр. Храми и Машавера, в виде карнизов нависают долериты Храмского потока.

Исходя из этого факта, ряд исследователей приходил к выводу, что долериты р. Машавера являются более молодыми образованиями, заполнившими ущелье с более низким эрозионным профилем, чем долериты р. Храми.

С таким выводом согласиться нельзя, потому что как р. Машавера, так и р. Храми, на равных расстояниях от устья, в настоящее время текут на долеритовых покровах. Таким образом, эрозионные профили древних ущелий, были в обоих случаях более низкими, чем современный уровень и, возможно, одинаковыми (см. разрез).

Наблюдающаяся же картина может объясняться и тем, что лавовые массы почти полностью заполнили древнее ущ. р. Храми, тогда как в древнем ущелье р. Машавера их количество было гораздо меньшим

и они заняли лишь его нижнюю часть. По этой же причине и стала возможной регенерация древнего ущелья р. Машавера.

Храмский долеритовый поток в Тетрицкаро — Марнеульском районе с крупным угловым несогласием налегает на южное крыло антиклинальной складки, развитой в палеогеново-неогеновых отложениях р. Алгети (палеоцен-олигоцен-нижний миоцен). Ясно, что долериты никак не могут быть олигоценовыми образованиями, как это утверждает К. Н. Паффенгольц (34, 35).

Долериты р. Храми, так же как и р. Машавера, далее на восток погружаются под современные отложения Нижне-Картлийской (Марнеульской) равнины, залегая на глубинах 136.6—217.0 м (данные бурения, П. Ф. Кварцхава).

На глубинах 228 — 232 м, из глин, залегающих под лавами, была определена пыльца следующих растений (П. Ф. Кварцхава; определения проведены Г. А. Джинчарадзе и Л. Г. Дзиграшвили): *Pinus* п/р *Diploxylon*, *P.* п/р *Haploxylon*, *Betulaceae*, *Abies*, *Quercus*, *Juglans*, *Tsuga*, *Myrtaceae*, *Anacardiaceae* (*Rhus* sp.), *Ericaceae*, *Carya*, *Cex*, *Moraceae*, *Welwitschiaceae*.

Споры:	<i>Pinaceae</i>	— 15%;
	<i>Betulaceae</i>	— 2%;
	<i>Quercus</i>	— 4%;
	<i>Juglans</i>	— 2%;
	<i>Rhus</i> и <i>Nyssa</i>	— 20%;
	<i>Ericaceae</i>	— 1%;
	<i>Myrtaceae</i>	— 1%;
	Травянистые	— 5%;
	Неопределенные	— 50%;

По заключению М. Д. Узнадзе большинство из перечисленных форм (пыльцы) в Закавказье известны с олигоцена по сегодняшний день, *Myrtaceae* — с олигоцена до конца плиоцена, *Tsuga* — от сармата до конца плиоцена. Данные спорового анализа ничего определенного не говорят, так как 50% спор не определены. Вообще проведенный спорово-пыльцевой анализ позволяет судить лишь о неогеновом характере флоры (М. Д. Узнадзе). Заключение же П. Ф. Кварцхава о среднесарматском возрасте этих растительных остатков является ошибочным.

Долеритовые лавы (по-видимому, Храмского потока) на дневную поверхность вновь выступают у сел. Илмазлу, в 1 км от слияния рек Алгети и Куры.

Изложив, таким образом, весь основной фактический материал по геологии постэоценовых вулканогенных образований восточной части Южной Грузии и крайней северной части Армении, можно перейти к общим выводам.

Первое, что следует отметить, это то, что на основании геологических и палеонтологических данных убедительно доказывается одно-возрастность долеритов и базальтов, слагающих Лорийское, Дманисское (Башкичетское), Гомаретское и Беденско — Нижне-Картлийское плато, Храмского, Машаверского и Дебетского лавовых потоков. В настоящее время фауна известна во всех этих участках, кроме Лорийского плато, хотя нужно отметить, что на основании палеомагнитных исследований, долериты этого участка синхронизируются с таковыми Приереванского района (3). Наиболее вероятный воз-

раст долеритов Приереванского района — верхний плиоцен — средний квартал [1,4].

Переходя к анализу фаунистических данных, приводим сводный список ископаемой фауны млекопитающих из постпалеогеновых вулканогенных образований исследованного нами района.

Сводный список и стратиграфическое распространение ископаемой фауны млекопитающих восточной части Южной Грузии.

НАЗВАНИЯ ЖИВОТНЫХ	СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ										МЕСТО НАХОЖДЕНИЯ ФАУНЫ	
	АРХЕОЛИТИЧЕСКИЙ ПЕРИОД		НИЖНИЙ ПАЛЕОЛИТ		СР ПАЛЕОЛИТ		ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЛИТ		ИСТОЧНИК			
	ДОШЕЛЛЬСКАЯ СТАДИЯ		ШЕЛЛЬ		АШЕЛЬ	МУСТЕ	ВЕЗЬЯК	СОУТЕР	МАСЛЕР	АЗИЛЕ		ИСТОЧНИК
	С	Σ	М	М-К	К	ВУ	W	W	W	W		
	ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН (АКЧАГЫЛ-АЛШЕРС)	С	Q ₁ НИЖНИЙ КВАРТЕР (НИЖНИЙ ПЛЕИСТОЦЕН)	Q ₂ СР КВАРТЕР (СР ПЛЕИСТОЦЕН)	Q ₃ ВЕРХ КВАРТЕР (ВЕРХ ПЛЕИСТОЦЕН)	Q ₄ СОВРЕМ КВАРТЕР (ПОСЛ. ПОСЛ.)						
1 <i>Elephas (Archidiscodon) planifrons</i> Paic et Cautly.	+	+	+	?							БЕДЕНСКИЙ ХР.	
2 <i>Elephas</i> sp.	+	+	+		+	+	+	+			ГОМАРЕТСКОЕ ПЛАТО (С. АХА)	
3 <i>Cervus elaphus</i> L.			+		+	+	+	+	+	+	ГОМАРЕТСКОЕ ПЛ. (С. ЗЕМО-ОРОЗМАНИ)	
4 <i>Cervus</i> cf. <i>elaphus</i> L.			+		+	+	+	+	+	+	БАШКИЧЕТСКОЕ ПЛ. (С. ЗЕМО-ОРОЗМАНИ)	
5 <i>Bison prisicus</i> Boj.					+	+	+	+	+	+	КАРАБУЛАХИ	
6 <i>Bos</i> cf. <i>primigenius</i> Boj.?				+	+	+	+	+	+	+	ОРОЗМАНИ	
7 <i>Bos</i> sp.			+		+	+	+	+	+	+	АХА	
8 <i>Ovis</i> cf. <i>optilon</i> Blyth.					+	+	+	+	+	+	КАРАБУЛАХИ	
9 <i>Ovis</i> sp.					+	+	+	+	+	+	ОРОЗМАНИ	
10 <i>Equus ch. stenonis</i> Corda	+	+	+	?							БЕДЕНСКИЙ ХР.	
11 <i>Equus caballus</i> L.			+		+	+	+	+	+	+	КАРАБУЛАХИ, АХА	
12 <i>Equus caballus</i> L. (cf. var. <i>strictipes</i> Gab.)						+	+				ОРОЗМАНИ	
13 <i>Asinus</i> sp.					+	+	+	+	+	+	КАРАБУЛАХИ	
14 <i>Felis</i> cf. <i>spelaea</i> Goldf.					+	+	+	+	+	+	ОРОЗМАНИ	
15 <i>Hyiena</i> sp.	+	+	+		+	+					АХА	
16 <i>Marmotta</i> sp.		+	+		+	+	+	+	+	+	ОРОЗМАНИ	

Фауна Беденского хребта (широколобый слон и лошадь Стенона), заключающаяся в нижней части долеритового потока, указывает на возможность отнесения содержащих их отложений к верхнему плиоцену—нижнему кварталу (хапровская и тираспольская фауны, скифские глины).

На четвертичный возраст верхов этого лавового потока возможно указывает и фауна пресноводных гастропод *Hydrobia grimmii* (Clessin).

W. Dyb., *H. grimmii* (Clessin) var. *gemmata* Koles., *H. sp.*, найденная нами в межлавовых озерных отложениях у с. Авранло. Самый вероятный возраст орозманской фауны — средний—верхний квартал, ахинской — нижний-средний, а карабулахской — среднечетвертично—верхнечетвертичный. Так как эти фауны собраны из самых верхних частей лавового комплекса и являются почти синхроничными друг другу, то вероятный возраст всей этой фауны и, следовательно, верхов вулканических образований — средний квартал. Таким образом, весь лавовый комплекс (долериты и базальты) Лорийского, Башкичетского, Гомаретского, Нижне-Картлийского плато, Корсу-Беденского, Бешташенского хребтов, Храмского, Машаверского и Дебетского ущелий мы считаем почти одновозрастными образованиями, относя их, в основном, к верхнеплиоценово — среднечетвертичному периоду. Конечно, это не значит, что во всей области вулканизм начался или закончился одновременно и все вышеперечисленные образования абсолютно синхронны. Вполне возможно, что в некоторых местах вулканическая активность запоздала или закончилась позже. Мы утверждаем лишь то, что вулканическая активность в восточной части Южной Грузии и в северной части Армении, после сравнительно длительного затишья в среднем плиоцене, возобновилась в верхах плиоцена и длилась, в основном, до верхнечетвертичного периода. Вполне возможно, что за пределами исследованной территории в районах вулканов Тавкветила, Шавнабада и Емликли вулканическая деятельность продолжалась и в начале верхнего квартала.

Что-же касается возраста другого комплекса лав — долеритов, базальтов, андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов Кечутского хребта и Цалка-Триалетского плато, то по тому фактическому материалу, который наблюдается в изученном нами районе, можно лишь сказать, что он значительно древнее верхнеплиоценово-среднечетвертичного лавового комплекса, так как эти последние заполняют долины и другие эрозионные неровности, выработанные в них. К тому же, гидрография в восточной части Южной Грузии, существовавшая до излияния лав нижнего комплекса (субмеридиональное направление), значительно отличается от той, которая существовала перед излиянием верхнего комплекса (субширотное направление потоков р. Храма, Машавера и Дебет). Вполне возможно, что нижний лавовый комплекс является аналогом годердзской свиты Ахалкалакского района и в основном синхроничен с ней, как это допускают К. Н. Паффенгольц для части комплекса, Л. И. Маруашвили, Н. И. Схиртладзе и др. Наиболее вероятный возраст годердзской свиты — верхний миоцен—нижний плиоцен (20, 37), хотя не исключена возможность того, что вулканическая активность местами начинается с некоторым запозданием [32].

Таким образом, в восточной части Южной Грузии выделяются две фазы вулканизма:

1. Верхнемиоценово-нижнеплиоценовая, давшая долериты, базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты и дациты Кечутского хребта и Цалка-Триалетского плато.

В среднем плиоцене вулканическая активность полностью прекращается, происходит интенсивная денудация, а затем следует

2. Верхнеплиоценово-среднечетвертичная (или верхнечетвертичная) фаза, давшая базальты и долериты Лорийского, Башкичетского, Гомаретского, Нижне-Картлийского плато, Корсу-Беденского и др. хребтов, Дебетского, Машаверского и Храмского ущелий, а за пределами исследованной территории, в области вулканических конусов Емликли, Тавкветила и Шавнабада — лавы андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава.

Некоторые исследователи в верхней, верхнеплиоценово-четвертичной фазе вулканизма выделяют несколько фаз или подфаз, разделенных более или менее значительными перерывами. Такое деление возможно отчасти и верно, так как нельзя думать, что вулканические извержения длились непрерывно на протяжении всего отмеченного периода. На определенные местные перерывы указывают хотя бы озерные и аллювиальные межлазовые отложения. Тем не менее, мы не считаем возможным, во всяком случае на территории исследованного района, в верхнеплиоценово-среднечетвертичной фазе выделить какие-либо подфазы. Выделение различных разновозрастных типов лав, приведенное К. Н. Паффенгольцем (лавы типов В, С, Д), в пределах описанной нами площади не оправдывается. Все они являются явно разновозрастными образованиями.

Наши выводы хорошо согласуются с данными, имеющимися о вулканической деятельности всего Малого Кавказа и Турции, где в постпалеогеновом вулканическом цикле так же выделяются две фазы вулканизма: верхнемиоценово-нижнеплиоценовая и верхнеплиоценово-четвертичная, разделенные сравнительно значительным перерывом в среднем плиоцене [20, 25, 13, 38, 32, 31, 37, 4].

Центры излияний верхнемиоценово-нижнеплиоценовых лав, по всей вероятности, находятся в районе Кечутского и Абул-Самсарского хребтов, но ввиду длительности последующей денудации большинство из них, особенно на Кечутском хребте, вряд ли сохранилось.

Большую трудность представляет обнаружение центров излияния долеритов и базальтов верхнеплиоценово-среднечетвертичного возраста, так как вследствие основного их состава, лавы эти не создали морфологически ясно выраженные формы, характеризуясь вероятно не центральным типом извержения, а трещинным. Тем не менее, в настоящее время можно с большим приближением определить их вероятное местонахождение. Например, долериты и базальты Башкичетского и Гомаретского плато, как неоднократно нами уже отмечалось, непосредственно прослеживаются на запад по восточному склону Кечутского хребта до вершин Лейли, Емликли, Агрикар, Шамбиани и Девакран. По нашему мнению г. Емликли и полоса, охватывающая перечисленные высоты, является областью излияния долеритов и базальтов. Современный конус г. Емликли сложен более молодыми (средне-верхнечетвертичными) андезитами и андезито-дацитами, покрывающими сверху долериты и базальты и представляет собой вулкан центрального типа [30].

Потоки лав с Емликлийской группы вулканов текли как в восточном направлении, в сторону Лориского и Башкичет-Гомаретского плато, так и на запад и юго-запад, в сторону Ахалкалакской депрессии и Северной Армении. Более запутан вопрос в отношении центров излияний Беденско-Храмского долеритового потока. Некоторые авторы допускают их наличие на самом хребте Бедени [7, 23, 37], но ряд исследователей, детально работавших в этом районе, категорически

отрицает такую возможность [16, 30], и действительно, несмотря на самые тщательные поиски, никаких следов наличия там вулканических аппаратов нам обнаружить не удалось.

Долериты Храмско-Беденского потока на запад продолжаются по левобережью Цалкинского водохранилища в сторону сел. Кюмбат-Авранло. В районе селений Реха-Хандо они покрываются молодыми андезитами и андезито-дацитами вулкана Тавкветила. Долериты из-под этих лав вновь выступают в районе пер. Цхрацкаро и затем распространяются к югу, слагая Ахалкалакское плато. Вероятнее всего, что места излияния отмеченных долеритов находятся в районе вулканов Тавкветила и Шавнабада и скрыты под молодыми андезитовыми и андезито-дацитовыми образованиями. Эти последние спускаются от названных вершин Цалкинского плато и без какого-либо несогласия налегают на долериты и вместе с ними участвуют в образовании молодых тектонических структур. Исходя из этих фактов, мы не можем согласиться с мнением некоторых исследователей о том, что якобы долериты Беденского хребта текут от названного хребта в сторону г. Тавкветила. Для этого между излияниями долеритов и кислых лав вулканов Тавкветила-Шавнабада должна было бы иметь место значительная инверсия рельефа на всей этой территории, что ничем не подтверждается.

В недавно опубликованной ценной монографии Н. И. Схиртладзе [37], обобщающей огромный фактический материал по постпалеогеновым вулканогенным образованиям Грузии, рассмотрены и вопросы зависимости состава этих образований от геотектонических условий. По заключению автора, для орогенных областей южного склона Большого Кавказа и Аджаро-Триалетской складчатой системы в плиоцене-антропогене характерны извержения среднего и кислого состава — от андезито-базальтов (резко подчиненных по количеству) до риолитов; а для Грузинской и Сомхитской жестких глыб — оливиновые базальты и долериты. Таким образом, Н. И. Схиртладзе считает, что «в пределах Грузии, среди постпалеогеновых эффузивных образований мы можем выделить два довольно резко разграниченных типа пород: орогенные и кратогенные». С такими выводами автора нам трудно согласиться, так как в настоящее время имеется целый ряд фактов, противоречащих им. Выше нами указывалось, что в восточной части Южной Грузии как оливиновые долериты и базальты, так и андезито-дациты и дациты верхнеплиоценово-четвертичного возраста, изливались из одного и того же центра, в районе г. Емликли. То же следует сказать и по поводу вулканов группы Шавнабада-Тавкветила, давших в четвертичном периоде как основные, так и кислые лавы. Аналогичные взаимоотношения наблюдаются и за пределами Грузии (в Турции, Армении). Например, вулкан Арагац (Армения) в верхнем плиоцене изливал лавы в следующей последовательности: оливиновые базальты и андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, липариты [4].

Постпалеогеновые континентально-вулканогенные образования исследованного района явно дислоцированы, особенно в северной части их развития. Дислоцированность выражена в наличии брахискладок, на что указывал еще в 1936 г. П. И. Желтов. Это было подтверждено исследованиями В. Я. Эдилашвили и П. Д. Гамкрелидзе. Детальное описание складок Цалкинского района было дано Л. И. Маруашвили [26], затем Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили [22]. В настоящее время наличие тектонических складчатых деформаций в этих образованиях не вызывает сомнения [15, 16, 34, 37]. Отмечалось, что: 1) интенсив-

ность дислоцированности лавовых потоков быстро увеличивается в северном направлении, в сторону Аджаро-Триалетской складчатой системы; 2) общее простирание складок приближается к широтному и совпадает с простиранием складок Триалетского хребта; 3) складки четко выражены в рельефе: антиклинали совпадают с положительными формами рельефа (хребты), а синклинали — с отрицательными (котловины); 4) углы падения крыльев складок варьируют в основном в пределах от 15 до 30°, редко достигая 60—80°; 5) сравнительно узкие антиклинали разделены более широкими и пологими синклиналями. Длина антиклиналей лишь в единичных случаях превышает десять километров, большей же частью колеблется в пределах 2—5 км, ширина — от сотен метров до 2—3 км.

Детальная тектоническая схема Цалкского района была составлена П. Д. Гамкрелидзе. Ниже приводим эту схему с некоторыми дополнениями.

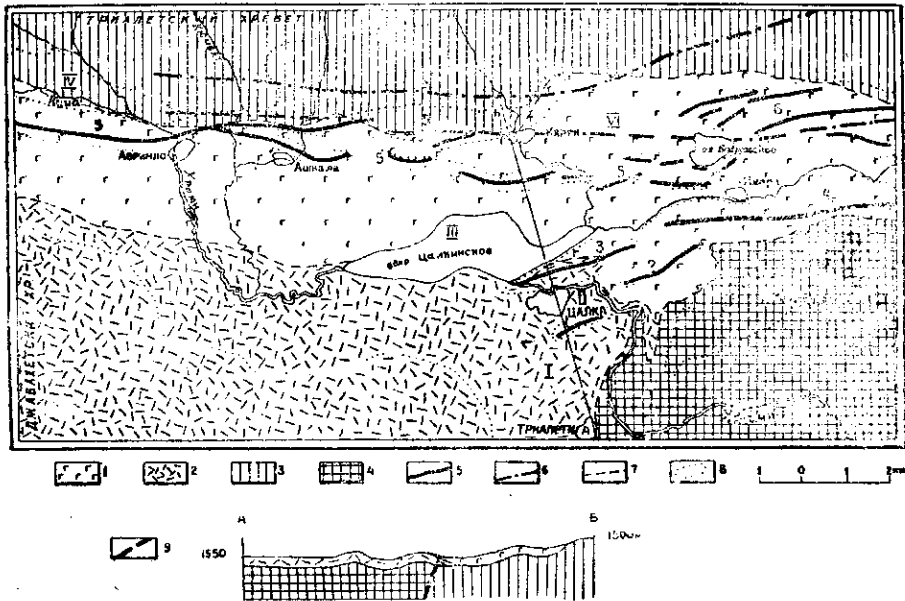


Рис. 9. Тектоническая схема Цалкского района. 1. Верхнеплиоценово-четвертичные континентально-вулканогенные образования. 2. Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые континентально-вулканогенные образования. 3. Домиоценовые отложения Аджаро-Триалетской складчатой системы.

4. Допалеогеновые образования Храмского кристаллического массива. 5. Оси антиклиналей постпалеогеновых отложений. 6. Оси антиклиналей домиоценовых отложений. 7. Границы стратиграфического контакта, 8. Хребты.

I — Триалетское плато. II — Цалкинская, III — Бешташенско-Имерская, IV — Рехская котловины, V — Кабурская равнина, VI — Кярякско-Башковская котловина. 1. Дашбашский, 2: Гюнейдагский, 3. Корсуйский, 4. Беденский, 5. Цалкский, 6. Ливадский хребты.

В постпалеогеновых континентально-вулканогенных образованиях района развиты, в основном, две группы антиклинальных складок. Первая из них протягивается от с. Авранло до с. Кяряки и по обеим сторонам Башковского озера, совпадая с т. н. Цалкинским кряжем, с его северным и южным ветвями и с Ливадским хребтом. Антиклинали раз-

делены пологими синклиналями, из которых наиболее крупной является Кяряк—Башковская синклиналиная депрессия (котловина). К югу от антиклиналей Цалкинского кряжа расположена обширная Бешташенско-Имерская синклиналиная депрессия (часть которой занимает Цалкское водохранилище), разделяющая северную группу антиклиналей от южной. В последнюю входят антиклинали хребтов Бедени, Корсу, Дашбаша и Гюнейдаг. Они также отделены друг от друга мелкими синклиналями. Сравнительно крупной среди них является Цалкская синклинали (котловина). Крайней южной складкой является Дашбашская пологая антиклинали с углами падения крыльев не превышающими 15° . Южнее Дашбашского хребта (антиклинали) постпалеогеновые лавы и перемежающиеся с ними терригенные отложения залегают субгоризонтально на домиоценовых образованиях Сомхитской герцинской глыбы.

Для иллюстрации характера складчатости вышеотмеченных образований, ниже приводим разрез и схематическую зарисовку Авранло-Кярякской антиклинали.

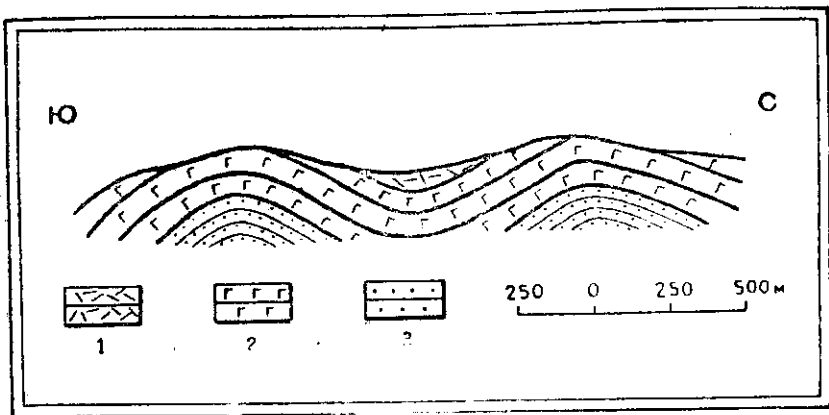


Рис. 10. Разрез Авранло-Кярякской антиклинали у с. Ашкала.

1. Дациды, 2. Долериты, 3. Аллювиально-озерные песчаники, конгломераты и глыбы.

Анализируя вышеприведенный фактический материал, можно заключить, что описанные структуры являются деформациями тектонического характера; объяснить их происхождение иными причинами (заполнение неровностей лавового рельефа, накопление вулканического материала вдоль трещин излияния) невозможно. Это было убедительно показано еще Л. И. Маруашвили [26]. Они не могут быть образованы и в результате действия экзотектонических сил (ледниковая дислокация, складчатость течения, деформация, вызванная гравитационным сползанием). Складчатость, образованная в движущемся, расплавленном лавовом потоке, вследствие его подпруживания, не так уже редко наблюдается в молодых лавах исследованного района. Такое явление было отмечено Э. П. Гамкрелидзе под названием «складчатости течения». Но деформации такого характера образуются при движении расплавленного, незатвердевшего потока. В рассматриваемых же нами случаях мощный (до сотен метров) комплекс, состоящий из большого числа лавовых покровов и перемежающихся с ними аллювиальных и озерных отложений, дислоцированы единовремен-

менно, после формирования всего комплекса (верхнеплиоценово-среднечетвертичного). По этой же причине такие структуры не могут быть образованы и ледниковым давлением и волочением. Но, быть может, описанные складки образованы вследствие гравитационного сползания континентально-вулканогенного комплекса?. Вспомним, что простирание этих складок субширотное. Максимум интенсивности складчатости наблюдается в крайней северной части лавового комплекса. Следовательно, отложения должны были бы сползать с юга на север и наклон долавого рельефа должен был быть с юга на север — от окрестностей с. Цалка-Бешташени в сторону Триалетского хребта. В действительности же, как до, так и после излияния верхнеплиоценово-четвертичных лав, рельеф в этой части района был наклонен с севера на юг.

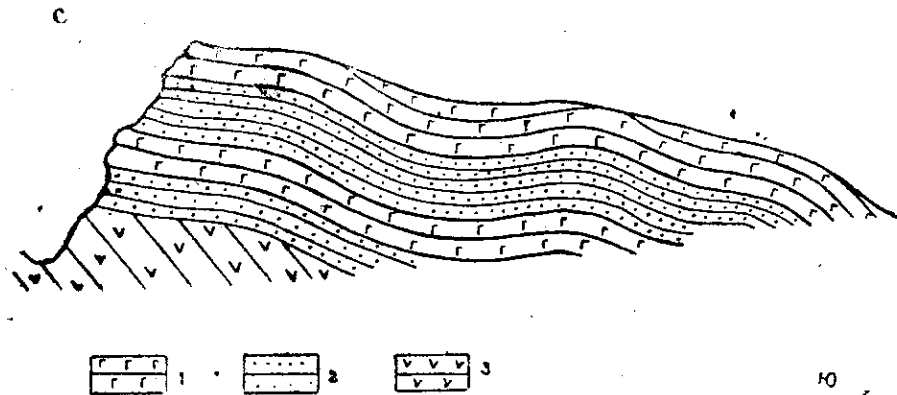


Рис. 11. Схематическая зарисовка южного крыла Авранло-Кярякской антиклинали у с. Кяряк.

1. Доломиты, 2. Аллювиально-озерные песчаники, конгломераты и глины.
3. Туфогены среднего водопада.

Таким образом, выводы прежних исследователей о диасторфическом происхождении складчатых структур молодых континентально-вулканогенных образований Цалкского района полностью подтверждаются.

Тектонические деформации молодых лавовых потоков на исследованной нами территории наблюдаются и за пределами Цалкского района, например, в северной части Храмского долеритового потока, у сел. Арухло и др. Но ясно выраженных складок, подобных описанным выше, здесь нет.

Широкорадиусные складчатые деформации особенно ясно выражены в восточной части изученного района, в низовьях рек Машавера, Храми и Алгети. В частности, полоса, охватывающая нижнюю часть ущ. р. Машаверы и Храми, после среднечетвертичного времени претерпела значительное прогибание. Об этом свидетельствует погружение верхнеплиоценово-среднечетвертичного лавового потока ущелья р. Машаверы под верхнечетвертичными и современными аллювиально-пролювиальными отложениями. Особенно значительное прогибание этой полосы отмечается южнее пос. Марнеули, где скважины, пройдя 150—190 м в аллювиально-пролювиальных отложениях верхнечетвер-

тичного возраста, вскрыли долеритовые лавовые покровы, мощностью от 15 до 75 м. Долериты вновь выступают на дневную поверхность на правом берегу р. Куры, у с. Илмазло. Здесь они и покрывающие их конгломераты падают на юг под углом 60—65°. Западнее, в районе селений Сафарло-Сарачло, мощность четвертичных аллювиально-пролювиальных отложений достигает 165 м. Таким образом р. Машавера в своей нижней части течет по широкому тектоническому прогибу, по видимому, синклинального характера. Он образовался в недавнем прошлом и, возможно, продолжает прогибаться.

К северу от этого прогиба простирается сравнительно приподнятая полоса, также субширотного простиранья. Она покрыта долеритовым потоком р. Храми и глубоко прорезана этой рекой. Глубина ущелья в районе с. Самшвилдо — с. Арухло достигает 200 — 300 м. Река размывает породы мела, палеогена и верхнеплиоценово-средне-четвертичные лавы. Значительных накоплений постлавовых аллювиально-пролювиальных образований здесь нет. По нашему мнению, эта полоса в постсреднечетвертичное время испытывает сравнительно широкорадиусное выгибание, возможно антиклинального характера.

В четвертичное время отмечается также общее погружение восточной части района (Марнеульская равнина), по сравнению с воздымающейся западной частью (Джавахетский хребет).

В отличие от вышеописанных дислокаций субширотного — Аджаро-Триалетского простиранья, эти деформации характеризуются субмеридиональными простираньями.

Принимая во внимание весь изложенный фактический материал, можно заключить, что в конце плейстоцена в рассматриваемом районе имели место довольно значительные орогенические движения, явные следы воздействия которых носят рассмотренные выше постпалеогеновые континентально-вулканогенные образования. Следует также отметить, что влияние этих движений хорошо заметно лишь в северной части района, т. е. в более лабильной полосе, примыкающей к Аджаро-Триалетской складчатой системе. Здесь развиты ярко выраженные в рельефе, узкие антиклинали и, чередующиеся с ними, сравнительно широкие синклинальные депрессии. Это — оторванные от субстрата типичные покровные складки. В южном направлении (в сторону Артвино-Сомхитской глыбы) интенсивность складчатости молодых лав резко убывает.

Рассмотренные нами выше неотектонические явления не являются исключением. Дж. Умбров в своей книге «Пульс земли» подчеркивает, что «настоящее время — это разгар эпохи орогенических движений». Но многие исследователи и по сей день сомневаются в существовании четвертичного орогенеза, так как новейшие складкообразовательные процессы в большинстве случаев не проявляются с достаточной четкостью. Причины этого, надо полагать, заключаются и в том, что в плейстоцене редко встречаются плотно сцементированные слоистые образования, в которых могли бы быть зафиксированы складчатые структуры.

Несмотря на эти обстоятельства, смятые в складки четвертичные отложения встречаются не так уж редко. Целым рядом авторов, как советских, так и зарубежных, более или менее убедительно описаны подобные явления, происходившие в четвертичное время в разных частях земного шара.

Судя по данным азербайджанских геологов М. В. Агабекова и Р. С. Ахмедбейли [2] установлено, что в Куринской депрессии интенсивные складкообразовательные движения имели место в антропогене. Особенно сильно они проявились в среднекуринском прогибе. По свидетельству упомянутых авторов «здесь четвертичные отложения смяты в целый ряд крупных складок и разорваны надвигами». Подобные же явления описывают в своих работах Л. А. Варданянц [9], А. Л. Рейнгард [36], В. Е. Ханн [39], А. А. Габриелян [14] и др. для разных частей Кавказа.

Немало фактов указывающих на существование раннечетвертичных и постплейстоценовых орогенических движений, можно встретить и в зарубежной литературе. В этом отношении внимание исследователей особенно привлекает Северная Африка (Г. Гертнер, Ж. Кастани, Л. Гланжо [19]).

Значительную роль играли четвертичные деформации в восточном и северном Тунисе, в районе Гафсы, где они детально изучались французским геологом Ж. Кастани [19]. Здесь в слоях, содержащих ашельские кремни, развита антиклинальная структура с падением крыльев под углом 40—70°. Изучение строения холмов Гафсы показало, что формирование структур не связано с экзотектоническим скольжением осадков, имеющих первичный наклон. По данным автора в этом случае имеет место типичный четвертичный тектогенез. Аналогичные явления наблюдаются на всей территории Туниса, из чего Ж. Кастани заключает, что описанное четвертичное складкообразование не местное, а региональное явление.

Существование четвертичной складчатости описывают также А. Вурм в басс. р. Майна, Г. Рейх в форланде и долинах Альп Баварии, Г. Р. Гертнер в области предгорных равнин Атласа и Анти-Атласа, Дж. М. Лис в Месопотамской равнине [19] и др.

Роль постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований в формировании современного рельефа района чрезвычайно велика.

На основе данных наших исследований и обобщения существующего литературного материала можно сказать, что рельеф в основном сформировался в результате сложной геологической истории в течение неогена и четвертичного периода.

Наличие эрозионной поверхности под верхнемиоценово-нижнеплиоценовыми лавами, наблюдаемой вдоль восточной границы этих лав, указывает, что в нижнем и среднем миоцене, по-видимому, и в олигоцене, здесь развивался эрозионный цикл, расчленивший первоначальный структурный рельеф, сложенный эоценовыми, меловыми, юрскими и палеозойскими породами, которые слагали обширное Болнисское поднятие. Последнее вероятно имело шитовидные очертания. Эрозионное расчленение поднятия привело к обособлению двух гидрографических систем — восточной и западной. Водораздел между ними проходил в меридиональном направлении в западной части рассматриваемой территории. Современными останцами этого водораздела являются горы Квирикетис-мта, Шиндиляр и Карадаг. Именно здесь сохранились древнейшие структурные формы рельефа. Этот водораздел соединялся с Локским (Сомхитским) хребтом. О гидрографии западной системы нам трудно судить ввиду большого площадного развития более молодых лав на западе. Что же касается восточной

системы, то здесь с большей или меньшей уверенностью можно говорить о заложении долины р. Палеохрами, а позже и Палеомашаверы.

От верхнего миоцена до среднего плиоцена изливаются базальты, андезиты, андезито-дациты Джавахетского хребта. С этого момента начинается образовываться эндогенно-аккумулятивный тип рельефа в области Джавахетского нагорья, переработанный позже молодыми тектоническими поднятиями. Более или менее хорошо сохранившим первоначальный характер реликтом этого рельефа является Триалетское лавовое плато.

Эти лавы закрыли целиком западный речной бассейн и распространились на восток вплоть до склонов древнего водораздела. Доказательством этого служит то, что подлавовая эрозионная поверхность падает на запад, т. е. в сторону лав. Это хорошо наблюдается в Дашбашском ущелье р. Храми, в окрестностях пос. Триалети, в ущелье р. Джуджиани, у с. Камарло и др.

Показательно также и то, что эти лавы вообще не распространяются в пределах восточной системы. Они лишь местами поднимаются на склоны древнего водораздела, где сохранились их останцы значительной мощности на среднеэоценовых породах (Бусукала, западное подножие г. Карадаг) и гранитоидах Храмского массива (южнее с. Неон-Хараба). К западу мощность лав резко возрастает вместе с погружением подлаговой поверхности.

Речная сеть восточной системы в это время нормально развивается. Однако террасы, которые могли бы относиться к этому периоду, в долинах этого бассейна неизвестны.

Уничтожение конкурирующей западной системы ставит речную сеть восточной системы в течение среднего плиоцена в благоприятные условия развития. Помимо этого, Джавахетское нагорье начинает подниматься, способствуя этим образованию нового водораздела, расположенного западнее предыдущего. Это обстоятельство, совместно с прогибанием в области Марнеульской (Нижне-Картлийской) равнины (где находится базис эрозии), усиливает эрозионную деятельность рек.

Палео-Храми переносит свои верховья далеко на запад. Судить о дальнейших изменениях можно по распространению Беденско-Храмского долеритового потока. Ущелье Палеохрами проходило через район с. Авранло — с. Бешташени — хр. Бедени — ущ. р. Чив-Чави — окрестн. с. Самшвилдо — с. Арухло. На отрезке Самшвилдо-Арухло ущелье имело крутой южный и пологий северный склоны. В районе ущ. р. Чив-Чави ущелье было узким, а западнее опять расширилось (Бешташени). У Беденского хребта р. Палеохрами принимала правый приток с юга (совпадающий с р. Клдеиси и р. Карабулахи, но текущий с юга на север). Положение этого ущелья фиксируется долеритовым мысом у с. Клдеиси, долеритовым же останцем у с. Каклиани и, далее, долеритами Гомаретского плато и ущ. р. Карабулахи. Истоки Палеоклдеиси находились на Джавахетском хребте, куда непрерывно можно проследить долеритовые потоки.

Верховья р. Машаверы к этому времени или несколько позже тоже передвинулись на запад, к склонам Джавахетского хребта, а главные истоки достигли районов возвышенностей Лейли, Эмлякли, Агрикар и Шамбиани.

С верхнего плиоцена по плейстоценовое время возобновляется вулканизм. Центры этих молодых извержений находятся в меридиональ-

ной цепи возвышенностей Джавахетского и Самсарского хребтов — Лейли, Эмликли, Шамбиани, Агрикар, Тавкветила и др. Извержения в начале носят основной характер (долериты и базальты).

Лавы из района вулкана Тавкветила устремились в долину Палеохрами и с течением времени заполнили ее, образовав нижнюю часть Храмского долеритового потока. Последний вызывает подпруживание притоков Палеохрами и образование озер. К этому этапу относятся озерные отложения Ирагинской котловины. Подпруживание испытала и Палеоклдеиси. На это указывает наличие мощных (до 180 м) озерно-аллювиальных отложений под лавами Палеоклдеисского долеритового потока у сел. Клдеиси, Каклиани и Гомарети, причем озерные отложения подстилаются аллювием с обсидиановой галькой. Несколько позже долины Палеоклдеиси и Палеомашаверы тоже заполняются долеритами, центры излияний которых находятся на Джавахетском хребте. С этими потоками также связаны подпруженные озерные отложения. Они встречаются в приустьевых частях ущелий всех притоков, но особенно большое развитие имеют в ущелье р. Гета.

Полное заполнение лавами долины Палеохрами вызывает большую перестройку гидрографической сети.

По широкому развитию постлавовых аллювиальных отложений, расположенных на одной линии от Цалкского водохранилища на восток, через с. Имера в сторону долины Бзис-цкали (правый приток р. Алгети), можно судить, что верхнее течение р. Палеохрами направилось в сторону долины р. Алгети. Этому процессу способствует складкообразование в области Цалкской нагорной котловины и Беденского хребта. Беденский хребет представляет собой антиклиналь широтного простирания, а в Имерской синклинали проходила новая долина, с отчетливо сохранившимися морфологическими признаками. Однако соединение рек Храми и Алгети скоро было прервано тектоническим поднятием в области селений Имера-Гохнари, благодаря чему долина в районе селений Имера-Бешташени получила слабый обратный уклон. Одновременно с этим р. Храми в среднем течении (Самшвилде — Арухло) начала углублять новый каньон в долеритах. Более верхний отрезок современной долины развивается на месте одного из крупных притоков р. Храми. Последний, путем отступающей эрозии, перехватывает р. Палеоклдеиси (принявшую обратное, т. е. южное падение в результате вышеупомянутого тектонического поднятия Беденского хребта), а правый приток последнего (отрезок современной р. Храми между устьем р. Клдеиси и Дашбашским ущельем), со своей стороны, перехватывает современные верховья р. Храми (р. Кция). Развитие современной долины р. Храми происходило в условиях интенсивного поднятия не только в области Беденского хребта, но и всей среднехрамской горной группы, на что указывают большая глубина ущелья, крутые склоны и V-образный или каньонобразный поперечный профиль.

К востоку поднятие постепенно сменяется погружением, р. Храми и ее притоки выходят в аккумулятивную равнину Нижней Картли, где долеритовые потоки погружаются под верхнечетвертичные отложения.

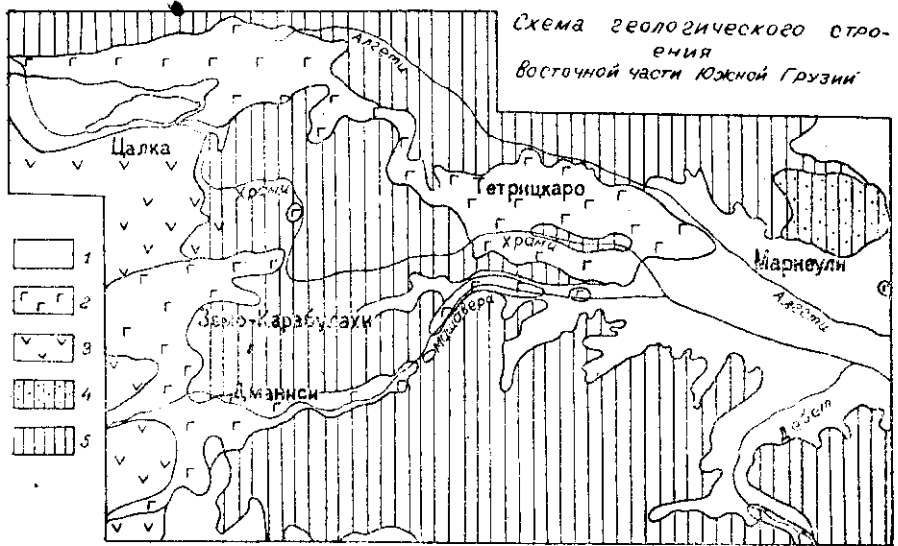


Рис. 12. 1. Четвертичные аллювиально-делювиальные и озерные отложения. 2. Верхнеплиоценово-среднечетвертичные долериты и базальты с перемежающимися с ними аллювиально-озерными отложениями. 3. Верхнемиоценово-нижнеплиоценовые дациты, андезиты-дациты, андезиты, андезиты-базальты, базальты и долериты и перемежающиеся с ними аллювиально-озерные отложения. 4. Среднемиоценово-плиоценовые конгломераты, песчаники и глины горы Ягуджа. 5. До-среднемиоценовые образования части Артин-Сомхитской глыбы и Триаletского хребта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян Л. А., Четвертичные ископаемые млекопитающие Армении. Ин-т Геологических наук АН Арм. ССР, 1959.
2. Агабеков М. Г., Ахмедбейли Ф. С., К вопросу изучения неотектоники в Азербайджане. Известия АН Азерб. ССР, № 7, 1956.
3. Акопян Ц. Г., К вопросу об одновозрастности долеритовых базальтов Приереванского р-на и Лорийского плато (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXI, № 5, 1955.
4. Аслаян А. Г., Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
5. Астахов Н. Е., История формирования рельефа Гомаретской нагорной котловины. Сообщ. АН ГССР, т. XII, № 8, 1951.
6. Астахов Н. Е., Геоморфологический очерк южной части Нижней Картли. АН ГССР. Тр. Ин-та географии им. Вахушти, т. VIII, 1957.
7. Беликов Б. П. и Кузнецов С. С., Геолого-петрографическое строение южных склонов Триаletского хребта. Материалы по геологии и петрографии Груз. ССР, III, СОПС, сер. Закавказ., вып. 20, 1936.
8. Бурчак-Абрамович Н. О., Фауна эопалеолитической стоянки в Триаletии. Сообщ. АН ГССР, т. XII, № 2, 1951.
9. Варданянц Л. А., О верхнечетвертичной орогенической фазе. Труды советской секции междунаро. ассоциации по изучению четвертичного периода, выпуск IV, 1939.

10. Векуа А. К., О новом местонахождении четвертичных млекопитающих в восточной Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. XX, № 1, 1958.
11. Векуа А. К., Остатки лани [*Capvus (Dama) sp.*] из плейстоценовых отложений Южной Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. XXIV, № 1, 1960.
12. Великовская Е. М., К вопросу о геологическом строении Ахалкалакского нагорья. Памяти профессора А. Н. Мазаровича, МОИП, 1953.
13. Великовская Е. М., Леонтьев Л. Н., Милановский Е. Е., К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа. МОИП, 1953.
14. Габриелян А. А., Значение неотектоники в формировании современного облика структуры и рельефа Армении. Доклады АН СССР, т. XXII, № 4, 1950.
15. Гамкрелидзе П. Д., Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Ин-т геологии и минер. АН Груз. ССР, Монографии, № 2, 1949.
16. Гамкрелидзе П. Д., Новые данные о геологическом строении Ахалкалакского нагорья и южного склона Триалетского хребта. Труды Груз. Политехн. ин-та им. Кирова, горно-геологический сборник, № 32, 1954.
17. Громов В. И., Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. Тр. ИГиН АН СССР, вып. 64, геол. сер. № 17, 1948.
18. Жадин В. И., Моллюски пресных и солоноватых вод СССР. АН СССР, Москва — Ленинград, 1952.
19. Живая тектоника, сборник статей, ИЛ, Москва, 1957.
20. Заридзе Г. М., Магматический цикл верхнего миоцена-плиоцена в Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. V, № 6, 1944.
21. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., О возрасте Цалкинского лавового комплекса. Доклады АН СССР, т. IX, № 1, 1948.
22. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., Петрография Цалкинской лавовой свиты. Ин-т геологии и минер. АН ГССР, Сборник трудов, 1951.
23. Казахашвили Т. Г., Геолого-петрографический очерк Храмского кристаллического массива. Сборн. Мат. по петрографии ГССР, вып. 5, 1941.
24. Кузьмин С. А., Основные лавы Цалкинского плато. Труды СОПС, сер. Закавказ. вып. 20, 1936.
25. Леонтьев Л. Н. и Ханн В. Е., О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа. ДАН СССР, т. LXVII, № 4, 1949.
26. Маруашвили Л. И., К геоморфологии Цалкинской котловины в Южной Грузии (на груз. яз.). Тр. Кутаисск. гос. пединститута, № 4, 1945.
27. Маруашвили Л. И., Зуртаетская палеолитическая стоянка в Южной Грузии и ее геологическое значение. Природа, № 12, 1946.
28. Маруашвили Л. И., Палеогеография четвертичных образований Закавказья. Мат. по четв. периоду СССР, вып. 3, 1952.
29. Маруашвили Л. И., Обсидиановая галька Кадзэнского ущелья (Южная Грузия), как палеогеографический памятник. АН ГССР, Тр. ин-та географии им. Вахушти, т. VI, 1955.
30. Маруашвили Л. И., Морфология и история развития новейших вулканических сооружений Южной Грузии. Сообщ. АН ГССР, т. XVII, № 4, 1956.
31. Маруашвили Л. И., Геоморфология и палеогеография части Нижней Картли. АН ГССР, тр. Ин-та географии им. Вахушти, т. VIII, 1957.
32. Милановский Е. Е., О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
33. Освальд Ф. Ф., К истории тектонического развития Армянского нагорья. Записки Кавк. Отд. Русск. географ. Общ-ва, т. 34, 1915.
34. Паффенгольц К. Н., К стратиграфии вулканогенных толщ Джавахетского (Ахалкалакского) нагорья (Закавказье). Ин-т геол. и минерал. АН ГССР, сборник трудов, 1951.

35. Паффенгольц К. Н., Геологический очерк Кавказа. Ереван, 1959.
36. Рейнгард А. Л., К вопросу о послетретичных тектонических движений на Кавказе. Тр. советской секц. между. ассоц. по изуч. четв. периода, выпуск IV, 1939.
37. Схиртладзе Н. И., Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Геол. Ин-т АН ГССР, монографии № 8, 1958.
38. Фюрон Р., Введение в геологию и гидрогеологию Турции. ИЛ, Москва, 1955.
39. Хаин В. Е., О послеплиоценовом орогенезе Восточного Закавказья. Новости нефтяной геологии, № 5 (27), 1936.
40. Церетели Д. В., Рельеф и четвертичные отложения Нижней Картаи. Тр. ин-та географии им. Вахушти АН ГССР, т. VIII, 1957.
41. Цулукидзе Г. Г., Геологическое исследование в области долины Алгети и Хрз-ма. Мат., для геол. Кавказа, сер. II, кн. I, 1887.
42. Челидзе Г. Ф., Геологическое строение долины р. Мтквари (Куры) между г. Рустави и Красным Мостом. Тр. геол. ин-та АН ГССР, т. VII (VIII), 1955.

ნ. სხირტლაძე და ი. ჩიჩელაშვილი

ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს ჩრდილო ზოლის (IV და V ფართობები) ნახშირინანი წყების ლითოლოგია

В работе приводятся новые данные по литологии угленосной толщи северной полосы Ткварчельского каменноугольного месторождения.

На основании анализа фактического материала установлено, что разобщенные ныне IV и V продуктивные площади месторождения составляли части единого бассейна, расчленение которого на отдельные участки не первичное явление, а вызвано в основном тектоническими процессами и последующей эрозией.

Доказывается, что материал, слагающий песчаники угленосных отложений, отличается от подстилающих их пород порфиритовой свиты и в основном представлен продуктами размыва кислого эффузивного комплекса.

შ ე ს ა ვ ა ლ ი

ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს ჩრდილო ზოლში ერთმანეთისაგან განცალკევებული IV და V პროდუქტიული ფართობები შედის.

IV ფართობი მდებარობს მდ. ლალიძგის სათავეებში აკარმარიდან 12 კილომეტრზე.

მორფოლოგიურად IV ფართობი წარმოადგენს განედური მიმართულებით წაგრძელებულ დეპრესიას, რომელაც ყოველმხრივ შემოსაზღვრულია პორფირიტიული წყებით აგებული ქედებით; ჩრდილოეთიდან მას ხოჯალის ქედი ესაზღვრება, სამხრეთ-აღმოსავლეთიდან—ბახუნსტოუს ქედი, სამხრეთიდან კუნიაშტა-უაქიასტრის, ხოლო დასავლეთიდან—ცაქესტოუს ქედი. აღნიშნულ ფართობზე ძირითად ჰიდროგრაფიულ ქსელს ქმნიან მდ. მუზიკვარა და აბჩიკვა. მათ მრავალი შენაკადი ერთვის, რომელთაც ღრმა და ვიწრო ხეობები ახასიათებთ.

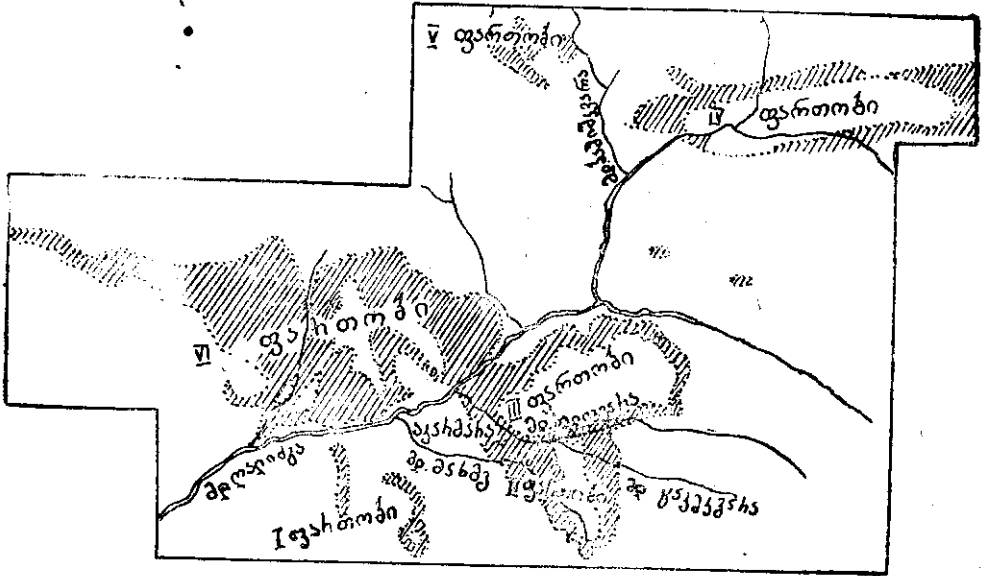
V ფართობი მდებარობს სვანეთ-აფხაზეთის ქედის სამხრეთ კალთის იმ ნაწილზე, რომელიც წყალგამყოფია მდ. კოდორსა და ლალიძგას შორის.

ნახშირინანი წყების გავრცელების არე გრაბენის მაგვარ ჩადაბლებას წარმოადგენს და თითქმის ყოველმხრივ მაღალ კარნიზიანი ქედებითაა შემოფარგლული. V ფართობს ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლეთიდან ცაქესტოუს-კუნიაშტის ქედი ესაზღვრება, სამხრეთ-დასავლეთიდან უაქიასტრის ქედი, ხოლო აღმოსავლეთიდან კვიშინჯარის ქედი. უკანასკნელი ამავე დროს IV და V ფართობებს ყოფს ერთმანეთისაგან.

ჰიდროგრაფიული ქსელი V ფართობის რაიონში მდ. ბაშიშკვარით და მისი შენაკადებით (მდ. ჭიგუტიაკვარა და აშუძმახი) არის წარმოდგენილი.

ტყვარჩელის საბადოს ჩრდილო ზოლის კვლევა 1926 წლიდან დაიწყო.

1921—29 წლებში აქ მუშაობდა ვ. მოკრინსკი, რომელმაც მოგვცა IV და V ფართობების გეოლოგიური აგებულების სრული აღწერა, მარაგის ანგარიში და სამრეწველო შეფასება [10].



სურ. 1 ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს ნახშირიანი წყების გამოსავლების სქემა

1944 წელს ს. ბუკიამ [6] დააზუსტა IV და V ფართობების სტრატეგრაფიისა და ტექტონიკის ზოგი საკითხი. ამავე ფართობების დეტალური კვლევა ჩატარებული აქვთ ივ. ბაქრაძეს [3, 4] და შემდეგში ვ. ეფიმოვის და ს. კანდაუროვის [8].

V ფართობის დეტალური კვლევის შედეგები მოცემულია გ. გუჯაბიძის და რ. ცქვიტინიძის და რ. ცქვიტინიძის და ს. კანდაუროვის ანგარიშებში [11].

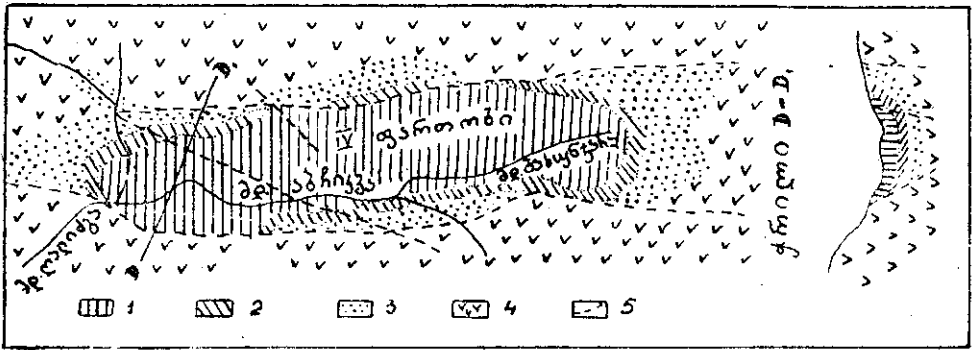
საბადოს ჩრდილო ზოლის გეოლოგიური აგებულება

როგორც აღვნიშნეთ ტყვარჩელის საბადოს ჩრდილო ზოლში ერთმანეთისაგან განცალკევებული IV და V ფართობები შედის.

1. IV ფართობი წარმოდგენს მულდისმაგვარ სინკლინურ დებრესიას აგებულს შუა და ზედა იურული ნალექებით, რომელთა შორის გამოიყოფა: ბაიოსის პორფირიტული წყება, ბათურად დათარიღებული ნახშირიანი და კიმერიტიტონური ასაკის ფერადი წყებები.

პორფირიტული წყება წარმოდგენილია ვულკანოგენური კომპლექსით, რომლის შედგენილობაში აღინიშნება სხვადასხვა პორფირიტების ტუფები, ტუფბრექჩიები, ტუფკონგლომერატები, ტუფოგენური და გრაუვაკული ქვიშაქვები და იშვიათად კვარციანი პორფირიტის შრეძარღვები. წყების ზედა ნაწილში შრეებრივი ქვიშაქვებისა და ფიქლების ჰორიზონტი გამოიყოფა, მაგრამ უკანასკნელი ყველგან წარმოდგენილი არ არის.

ნახშირიანი წყება, რომელიც თანხმობით აგრძელებს ბაიოსურს, ორ ლითოლოგიურად განსხვავებულ ჰორიზონტად იყოფა: ქვედა—პროდუქტიული-ქვიშაქვების ჰორიზონტი და ზედა—არაპროდუქტიული არგილიტების ჰორიზონტი. პროდუქტიული ჰორიზონტი წარმოდგენილია უმთავრესად ქვიშა-



სურ. 2. ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს IV ფართობის გეოლოგიური აგებულების სქემა (ვ. ფიშინის და ს. კანდაურის მასალების მიხედვით). 1—ზედა იურიული ფერადი წყება; 2—ნახშირიანი წყების არაპროდუქტიული ჰორიზონტი, 3—ნახშირიანი წყების პროდუქტიული ჰორიზონტი; 4—პორფირიტული წყება-ბაიოსი; 5—წყვეტის ხაზი.

ქვებით, არგილიტების დამორჩილებული რაოდენობით. უკანასკნელნი ჩვეულებრივ ნახშირის ფენების საგებ და სახურავ გვერდებს წარმოადგენენ. ქვიშაქვები უხვად შეიცავენ მცენარეულ ნაშთებს და ზოგჯერ მიმართებაზე მცენარეული ნაშთებით მდიდარივე არგილიტებში გადადიან. პროდუქტიულ ჰორიზონტში აღინიშნება ნახშირი 9 ფენი, რომელნიც ცვალებადი სიმძლავრით ხასიათდებიან, ხშირად ისოლებიან და წყვეტილი გავრცელება აქვთ. პროდუქტიული ჰორიზონტის სიმძლავრე IV ფართობზე 96—142 მეტრით განისაზღვრება. მისი სიმძლავრე მინიმალურაა ფართობის ჩრდილო ნაწილში, ხოლო მაქსიმალურაა—სამხრეთ ნაწილში.

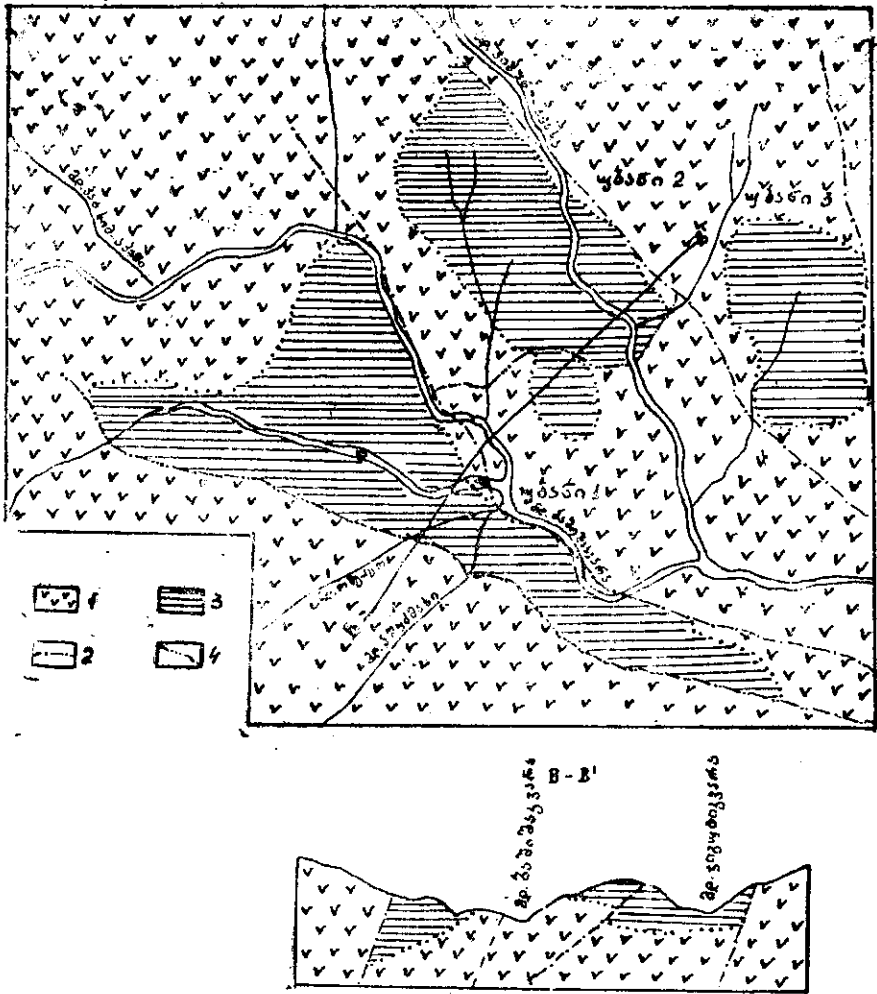
არაპროდუქტიული ჰორიზონტი ძირითადად აგებულია მუქი ფერის არგილიტებით ქვიშაქვების იშვიათი განშრეგებებით. ამ ჰორიზონტის სიმძლავრე 21-დან 60 მეტრის ფარგლებში ცვალებადობს.

ფერადი წყების სიმძლავრე დეპრესიის ცენტრალურ ნაწილში 900 მეტრს აღწევს, ხოლო პერიფერიებისაკენ კლებულობს. მასში 2 ჰორიზონტი გამოიყოფა: ქვედა—„მწვანე“ და ზედა—„წითელი“ ჰორიზონტები. „მწვანე“ ჰორიზონტი წარმოდგენილია მომწვანო, მოლურჯო და ღია ნაცრისფერი ქვიშაქვებით, რომლებიც ერთი შეხედვით პორფირიტული წყების ქანებს მოგვაგონებენ. ამ ჰორიზონტის სიმძლავრე 96—135 მეტრია. „წითელი“ ჰორიზონტი აგებულია მოწითლო-ყავისფერი და აგურის ფერი ქანებით. „მწვანე“ და „წითელი“ ჰორიზონტების, ერთმანეთში გადასვლა თანდათანობითია. „წითელი“ ჰორიზონტის სიმძლავრე IV ფართობის ცენტრალურ ნაწილში 670 მეტრის ტოლია.

იურიული—ფერადი წყების ნალექებით თავდება. უფრო ახალგაზრდა ნალექები აქ წარმოდგენილია მეოთხეული დელუვიონით, რომლის სიმძლავრე ზოგ ადგილას 100 მეტრსაც კი აღწევს.

სინკლინური ნაოჭი, რომელსაც IV ფართობის ფარგლებში იურული ნალექები აგებენ ცნობილია მიშკული-ბახუნჯარის ან ლარაკვაკვის სინკლინის სახელწოდებით. მისი ორივე ფრთა ლერძისაკენ ძლიერი დაქანებით ხასიათდება. ამასთან, ჩრდილო ფრთის დაქანების კუთხე მეტია და ზოგჯერ ის სამხრეთისაკენაც არის გადაწოლილი. აღნიშნულ სინკლინის სამხრეთის მხრიდან ე. წ. მთავარი რღვევის ხაზი საზღვრავს. დაწეულია ჩრდილო ბაგე. წყვეტის ამპლიტუდს 1000 მეტრამდე ანგარიშობენ. მნიშვნელოვანი რღვევა აღინიშნება აგრეთვე IV ფართობის ჩრდილო პერიფერიაზე. სხვა რღვევები ამ ფართობის ფარგლებში შედარებით მცირე მასშტაბისაა და ლოკალური გავრცელებით სარგებლობენ.

2. V ფართობის აგებულებაში მონაწილეობენ პორფირიტული და ნახშირიანი წყებები.



სურ. 3 ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს V ფართობის გეოლოგიური აგებულების სქემა (ს. კანდაუროვის და რ. ცქვიტინიძის მასალების მიხედვით). 1—პორფირიტული წყება ბაისი; 2—ნახშირიანი წყება—ბათური; 3—ნაყარი; 4—წყვეტის ხაზი.

პორფირიტული წყება ძირითადად წარმოდგენილია ალბიტურიანი პორფირიტების (სპილიტების) ტუფებით და ტუფბრექჩებით.

ნახშირბადიანი წყება თანხმობით მოსდევს ბაიოსურს და წარმოდგენილია მხოლოდ ქვედა — პროდუქტიული ჰორიზონტით. ზედა—არაპროდუქტიული ჰორიზონტი—როგორც ჩანს. ფერად წყებასთან ერთად გადარეცხილა. წყება ძირითადად აგებულია ქვიშაქვების, ალევროლითების და ნახშირბადიანი ფიქლების მორიგეობით. მასში სწრაფი ფაციალური ცვლილებები შეიმჩნევა, როგორც ვერტიკალური, ისე ჰორიზონტული მიმართულებით, რაც კრილების დაკავშირებას აძნელებს.

1950 წლამდე V ფართობს ორ უბნად ანაწილებდნენ, შემდეგ კი იგი სამ უბნად გაჰყვეს (რ. ცქვიტინიძე და ს. კანდაუროვი—[11]. აღწერილი უბნები ერთმანეთისაგან პორფირიტული წყების გამოსავლებითაა გამიჯნული.

პირველ უბანს მდ. ბაშიშკვარის მარჯვენა ნაპირი უჭირავს; იგი სინკლინური ნაოჭის NO ფრთას წარმოადგენს. ამ ნაოჭის SW ფრთა შესხლეტვითაა აწეული, რის გამოც ნახშირბადიანი წყება მთლიანად გადარეცხილა.

მეორე უბანი მდ. ჯიგუტიაკვარას ორივე ნაპირს იკავებს, თუმცა უბნის მთავარი ნაწილი მარჯვენა ნაპირზე არის მოქცეული.

ტექტონიკურად ეს უბანი გაშლილ სინკლინურ დეპრესიას წარმოადგენს, რომელიც ორი მხრიდან NO და SW-დან)წყვეტებით ისაზღვრება. ს. კანდაუროვის და რ. ცქვიტინიძის [11] თანახმად უბნის დასავლეთ კიდეზე ნახშირბადიანი წყება ბაიოსურთან ნორმალურ შეხებაში იმყოფება.

მესამე უბანი მდ. ჯიგუტიაკვარას მარცხენა ნაპირზე მდებარეობს და წარმოადგენს SSO-საკენ დახრილ ბრაქისინკლინურ ნაოჭს, რომელიც აღმოსავლეთიდან მძლავრი რღვევის ხაზით ისაზღვრება. V ფართობის ნახშირბადიანი წყებაში ნახშირის 5 ფენს გამოჰყოფენ. ამ ფენების საერთო სიმძლავრეს 12 მეტრამდე ანგარიშობენ.

ჩრდილო ზოლის ნახშირბადიანი წყების დამახასიათებელი კრილების აღწერა ბუნებრივი შენახენების მიხედვით

ჭრილი მდ. ცაკესტოუს გასწვრივ (IV ფართობის დასავლეთ პერიფერია).

მდ. ცაკესტოუ, კვეთს ლარაკვაცვის სინკლინის ჩრდილო ფრთის დასავლეთ ნაწილს, სადაც შემდეგი აღმავალი ჭრილი გვაქვს:

1. მუქი ფერის, სქელშრეებრივი სპილიტური ტუფების და გრაუვაკური ქვიშაქვების მორიგეობა შეცვლილ პელიტური ტუფების მცირე სიმძლავრის განშრევებებით 60 მ
2. აშუშული ზოლი, რომელშიაც შრეებრივი მომწვანო ფერის გრაუვაკური ქვიშაქვები და ჰელიტური ტუფები გამოიყოფა 12 მ
3. შრეებრივი უხეშმარცვლოვანი, უბნობრივად ბრექჩია-კონგლომერატული ხასიათის გრაუვაკური ქვიშაქვების და ალევროლითების მორიგეობა ეს დასტა მიწყვეტილია ნახშირბადიანი წყების ნახშირბადიანი ფიქლებზე. კონტაქტის ზოლში მოჩანს შრეების აშუშვება და იქვე გამოდის ნახშირბადიანი ფიქლის შრე, რომელსაც ზევით მოყვება: 5 მ

- 4. მცენარეული ნაშთებით მდიდარი ნახშირის ლინზების და კარბონატული კონკრეციების შემცველი მსხვილმარცვლოვანი კვარციან გრაუვაკური ქვიშაქვა; ოთხი მეტრის სიმძლავრე ნახშირის ფენი; შემდეგ ნახშირის ლინზების და კარბონატული კონკრეციების შემცველი მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების მუქი ფერის ალევროლითების და ნახშირიანი ფიქლების მორიგეობა. დასტის სიმძლავრე 20 მ
- კონკრეციების დიამეტრი 0,5 მ-ს აღწევს. ისინი მეტ შემთხვევაში სხვადასხვა ინტენსივობით გააიდერებულ ალევროლითებს და პელიტ-ალევროლითებს წარმოადგენენ. ხარვეზი 5 მ
- 5. კონკრეციებით მდიდარი ქვიშაქვების, ალევროლითების და ნახშირიანი ფიქლების მორიგეობით წარმოდგენილი დასტა, რომელშიაც ქვიშაქვები გაბატონებულ როლს თამაშობენ. ალევროლითებს ხშირად სფერული გამოფიტვა ახასიათებთ. დასტის სიმძლავრე 14 მ
- ხარვეზი 5 მ
- 6. ნახშირიანი ფიქლების თხელი განშრევენების შემცველი წვრილმარცვლოვანი ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვების და არგილიტების მორიგეობა ხარვეზი 14 მ
- 16 მ
- 7. წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვებისა და მცენარეული ნაშთებით მდიდარი დაფიქლებული ალევროლითების მორიგეობა ხარვეზი 3 მ
- 4 მ
- აქა-იქ მოჩანს არგილიტებს ცალკეული გამოსავლები.
- 8. მუქი თითქმის შავი ფერის, მცირე სიდიდის კონკრეციების შემცველი არგილიტების და ქვიშაქვების მორიგეობით წარმოდგენილი დასტა, რომელშიაც ნათლად ჩანს არგილიტების გაბატონება ქვიშაქვებზე ხარვეზი 29 მ
- 30 მ
- 9. ფერადი წყების კონგლომერატები ქვიშაქვების განშრევენებით. დასტაში შეიმჩნევა ნახშირის წვრილი ლინზები. კონგლომერატის ქვარგვალეზში გაირჩევა კავრცპორფირები, ქარსიანი ფიქლები, კვარციტული ფიქლები და ქვიშაქვები. ნაკლები რაოდენობითაა ბაიოსის ტუფოგენების მასალა.

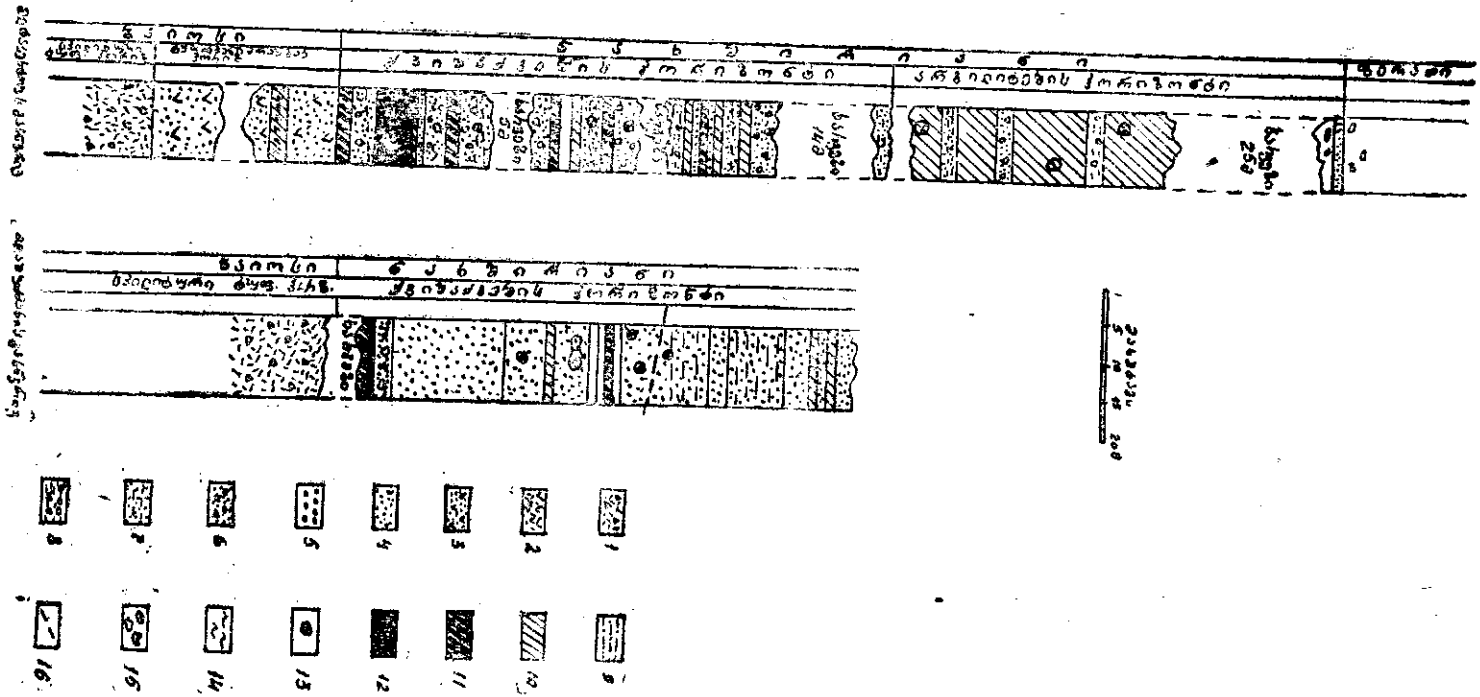
მოტანილ ჭრილში დასტა 1, 2, 3 ბაიოსურს ეკუთვნის. დანარჩენი 4, 5, 6 და 7 დასტები—ნახშირიანი წყების პროდუქტიულ ჰორიზონტს მოიცავენ, ხოლო დასტა 8 უკვე არგილიტების ჰორიზონტს შეიცავს. გადასვლა მათ შორის თანდათანობითია.

ამრიგად, აღწერილ ჭრილში ნახშირიანი წყების მთელი სიმძლავრე 130 მეტრს აღწევს. აქედან 67 მეტრი პროდუქტიულ ჰორიზონტზე მოდის, ხოლო დანარჩენი 63 მეტრი—არგილიტების ჰორიზონტზე. ფერადი წყება აქ კონგლომერატული დასტით იწყება (დასტა 9).

აღმავალი ჭრილი მდ. აშუძმახის გასწვრივ (V ფართობის პირველი უბანი)

მდ. აშუძმახი V ფართობის პირველი უბნის ნახშირიან წყებას კვეთს თითქმის მთელ სიმძლავრეზე. ამ მდინარის გასწვრივ შემდეგი ჭრილი აღინიშნება:

- 1. ბაიოსის ნათლად შრებბრავი სპილიტური ტუფები ოროდე მეტრი ხარვეზი. შემდეგ ქვევიდან ზევით გამოდის;
- 2. ნახშირიანი ფიქლები, ნახშირის ფენი (0,75 მ სიმძლავრე) ზევით მცენარეული დეტრიტუსით გამდიდრებული, ნათლად შრებბრავი. კონკრეციების შემცველი კვარციანი და კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვები 4 მ



სურ. 4. ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს IV და V ფართობების დამახასიათებელი ჭრილები ბუნებრივი ზენაჩენების მიხედვით.

- 1—სპილიტის ტუფი; 2—ავგიტო-ლაბრადორიანი პორფირიტის ტუფი; 3—პორფირიტული წყების გრაუვაკური ქვიშაქვა; 4—პსამიტური კვარციანი ქვიშაქვა; 5—პსამიტური გრაუვაკური ქვიშაქვა; 6—პსამიტური კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვა; 7—ალევეროლითი-კვარციან-გრაუვაკური; 8—ალევეროლითი გრაუვაკური; 9—ალევეროლითი კვარციანი; 10—არგილიტი; 11—ნახშირიანი ფიქალი; 12—ნახშირი; 13—კარბონატული კონკრეცია; 14—მცენარეული ნაშთები; 15—ფერადი წყების ქანები; 16—რღვევის ხაზი.

- 3. დასტის ქვედა — 15-ოდე მეტრი წარმოდგენილია კარბონატული და არაკარბონატული კვარციანი ქვიშაქვების მორიგეობით, რომლებიც ხეობაში კარნის ქმნიან. ზევით მათ მოყვება შედარებით რბილი არგილიტების მკვირვ კვარციანი ქვიშაქვებთან მორიგეობა. არგილიტები ზოგჯერ ნახშირის ლინზებს და განშრევენებს შეიცავენ, ხოლო ქვიშაქვებში მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა სიდერიტული კონკრეციები. ქვიშაქვებშივე ზოგჯერ აღინიშნება მეტად მსხვილ—თითქმის უხვმარცვლოვანი მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვის ლინზები. დასტის სიმძლავრე 29,5 მ
- 4. რბილი, ზოლებრივი წვრილი სიდერიტული კონკრეციების შემცველი, ძირითადად ალევრიტული ქვიშაქვების დასტა, რომელშიაც მცირე ამპლიტუდის წყვეტა შეიმჩნევა. აწეული ბაგის კარნისში გამოდის ისევ რბილი ალევროლითები და მკვირივი კვარციანი ქვიშაქვების მორიგეობა. დასტის ზედა ნაწილში საუბეხურისებრი რელიეფია, რომელიც იქმნება რბილი ალევროლითების და მკვირივი ქვიშაქვების მორიგეობით. სულ ზედა ნაწილში გამოდის მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, რომლების თავზე უკვე ნაყარია და გაშიშვლება აღარ ჩანს. დასტის საერთო სიმძლავრე 31 მ

როგორც აღწერილ კრიტიდან ჩანს ნახშირიანი წყების სიმძლავრე აქ 65 მ აღწევს და წყება მხოლოდ ქვიშაქვების ფაციესითაა წარმოდგენილი;

ლითოლოგიური დახასიათება

IV ფ ა რ თ ო ბ ი

1. ნახშირიანი წყების ქანთა შემადგენელი კომპონენტები

ნახშირიანი წყების ქანთა ძირითადი შემადგენელი კომპონენტებია: კვარცი, მინდვრის შპატები, ქანების ნატეხები, ქარსები, ჰიდროქარსები, კარბონატები და პელიტური მასები.

კვარცი ქვიშაქვების მთავარი კომპონენტია. ამასთან იგი ორგვარი ხასიათისაა: არატალღური-ეფუზიური და მკაფიოდ ტალღური—კატაკლაზური—გრანიტული ან მეტამორფულ წყებასთან დაკავშირებული. ეფუზიური კვარცი მეტ შემთხვევაში კუთხედი—შუბისმაგვარი ფორმის ნატეხების სახითაა. ხშირად შეიცავს ძირითადი მასის უბეებსა და შემოღობილია. ზოგი მარცვალი ძლიერ დანაპრალებული და დამსხვრეულია. გრანიტული ან მეტამორფულ წყებასთან დაკავშირებული კვარცი უფრო ხშირად კუთხედი ნატეხების სახით გვხვდება. შედარებით იშვიათია მეტნაკლებად დამრგვალებული მარცვლები. ზოგიერთ ნიმუშში ფრთისებური კვარციც აღინიშნება.

მინდვრის შრატებიდან მეტი გავრცელებით სარგებლობს ალბიტ-ოლიგოკლაზის რიგის მჟავე პლაგიოკლაზი. პლაგიოკლაზი ხშირად გასერიციტებულია, ზოგჯერ გაკარბონატებული. უფრო იშვიათია სრულიად სადი მარცვლები, რომელთაც მკვეთრად ემჩნევა აოლისინთეტური დამრჩობლვა. ნაკლები რაოდენობითაა კალიუმის მინდვრის შპატი, რომელიც შედარებით საღია.

ქარსებიდან გვხვდება მუსკოვიტი და ბიოტიტი. მუსკოვიტი მეტი რაოდენობითაა ალევრიტულ და წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვებში, რომლებიც მეტ წილად კვარციან-ქარსიანი შედგენილობის პრიან. მუსკოვიტი წაგრძელებუ-

ლი ფურცელაკების სახით გვხვდება, რომლებიც ხშირად ქვიშაქვებში ორიენტირებულად არიან განლაგებულნი.

ბიოტიტი უფრო იშვიათია, მაგრამ ყოველთვის მოზრდილი, მკვეთრად პლეოქროული ფურცელაკების სახითაა, ზოგჯერ წვრილი ძარღვებისმაგვარად ნაპრალებს ავსებს ქანის ნატეხებში.

პიღროქარსები უმთავრესად 3 სახეობისაა: 1. სრულიად უფერო, გამჭვირვალე, ფორფიტებრივი, ინტერფერენციის დაბალი ფერებითა და ღრუბლისებური ჩაქრობით. გარდატეხის მაჩვენებელი 1,560—1,565-ის ფარგლებში თავსდება. 2. უფერო ან ოდნავ მოყვითალო-მორუხო ფერის პიდროქარსი, რომელიც პელიტურ მასასთან ერთად მეტ შემთხვევაში ქვიშაქვების ცემენტის როლს თამაშობს. ზოგჯერ თითქმის სრულიად იზოტროპულია. შეფერვის ინტენსივობასთან ერთად მატულობს გარდატეხის მაჩვენებელიც. შედარებით ნაკლებად შეფერილი სახესხვაობის გარდატეხის მაჩვენებელი 1,56—1,57 ტოლია. 3. მოყვითლო-მორუხო ფერის ბოჭკოვანი აგებულების პიდროქარსი. ეს სახესხვაობა გვხვდება როგორც ცალკეულ ფურცელაკებათ, ისე ცემენტის ნივთიერებაში. გარდატეხის მაჩვენებელი ისეთივე აქვს როგორც იზოტროპულ სახესხვაობას.

ქანების ნატეხები კვარცთან ერთად ქვიშაქვების მთავარ შემადგენელ კომპონენტებს წარმოადგენენ. უფრო ხშირია მყავე ეფუზივების ძირითადი მასის ნატეხები, მეტწილად გაკვარცებული, პელიტიზებული ან ნაწილობრივ გაკარბონატებული. ზოგ ასეთ ნატეხში კვარცის ფენოკრისტალიც შეიმჩნევა. ამიტომ ვფიქრობთ, რომ აქ ჩვენ კვარცპორფირების ან კვარციანი პორფირიტების ნატეხები უნდა გვქონდეს.

ნატეხებს შორის გაირჩევა აგრეთვე კვარციტული ქანები, რომლებიც თითქმის მთლიანად ერთმანეთთან მჭიდროდ მდებარე კვარცის მარცვლებისაგან შედგება.

მნიშვნელოვანი რაოდენობით გვხვდება ქარსფილები, კვარციტული ფილები, თიხაფილები; ყველა ამათში კარგად შეიმჩნევა ქარსებისა და სხვა შემადგენელი მინერალების ორიენტირებული განლაგება. დიდი რაოდენობითაა ძლიერ შეცვლილი პელიტიზებული, გამავალ სინათლეში მორუხო ფერის აგრეგატული პოლარიზაციის მქონე ნატეხები, რომელთა პირველადი ბუნების დადგენა ვერ ხერხდება.

ნაკლები რაოდენობითაა წვრილმარცვლოვანი და ალევრიტული კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები. ესენი თავისი საერთო ჰაბიტუსით ლიასურ ქვიშაქვებს მოგვაგონებენ. იშვიათად გვხვდება პორფირული სტრუქტურის მქონე ზოგჯერ გაპირიტებული ნატეხები. უკანასკნელნი შესაძლოა პორფირიტული წყების ქანებს ეკუთვნოდნენ.

ნატეხებს შორის არის ქვიშაქვები და არგილიტები, მაგრამ ესენი ნახშირიანი წყებისავე ადგილობრივი გადარეცხვის პროდუქტებია.

კარბონატები აქ ორი სახისაა: კალციტი და სიდერიტი. კალციტი ხშირად ქვიშაქვებში ცემენტის როლს თამაშობს, ჩვეულებრივ კრისტალურია, უფრო იშვიათად პელიტომორფული. წყებაში განვითარებული კონკრეციული ან ლინზისმაგვარი სხეულები ზოგჯერ კრისტალური კალციტისაგან შედგება.

სიდერითი ნახშირიანი წყების ქანებში მნიშვნელოვან როლს თამაშობს. გვხვდება წყებაში კონკრეტული ან ლინზისმაგვარი წარმონაქმნების სახით, რომლებშიაც სიდერითი იზომეტრიული, გრძელპრიზმული კრისტალების ან სფეროლითების სახითაა. სიდერითული წვრილკრისტალური მასით ხშირადაა გაუღენთილი არგილიტებიც, ზოგჯერ ქვიშაქვების ცემენტის შედგენილობაშიაც მნიშვნელოვან როლს თამაშობს.

2. ნახშირიანი წყების ქანთა ძირითადი ტიპების დახასიათება.

ნახშირიან წყებაში ქანთა შემდეგი სტრუქტურული ტიპები გამოიყოფა: პსეფიტოლითები, პსამიტოლითები, ალევროლითები, პელიტ-ალევროლითები და პელიტოლითები.

პ ს ე ფ ი ტ ო ლ ი თ ე ბ ი IV ფართობის ნახშირიანი წყების ქანებს შორის სრულიად არ გვხვდება. ქანების ეს სტრუქტურული ტიპი გვხვდება მხოლოდ ნახშირიანი წყების მოსაზღვრე ბაიოსურში (მდ. აბჩიკვის გასწვრივ IV ფართობის სამხრეთ პერიფერიაზე), სადაც ძირითადად წარმოდგენილია ბრექჩია-კონგლომერატული ქანები. უკანასკნელთ შორის შეიძლება გარჩეულ იქნეს: ა) ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის ნატეხები შემდგარი ნაწილობრივ გაქლორიტებული მიკროლითური ძირითადი მასისაგან, რომელშიც მოჩანს ლაბრადორისა და ქლორიტ-სერპენტინულ მასაში გადასული, ავგიტის ფენოკრისტალები. ჯიდი რაოდენობითაა პირიტი. ბ) ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტის კრისტალოკლასტური ტუფები. ქანი შედგება შეცვლილი გაქლორიტებული ძირითადი მასისაგან, რომელშიაც მოჩანს ლაბრადორისა და ავგიტის წვრილი ნატეხები. გ) გაკვარცებული ქანები, რომელნიც ლითოკლასტურ ტუფებს უნდა წარმოადგენდნენ.

მდ. ცაკესტოუს გასწვრივ შედგენილ ჭრილში ნახშირიანი წყების მოსაზღვრე—ფერადი წყების ნალექების ქვედა პორიზონტში კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების მორიგეობა გვაქვს, კონგლომერატების ქვარგვალეები შედგება: კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვების, არკოზული ქვიშაქვების, გრაუვაკური ქვიშაქვების, კვარცპორფირების, სხვადასხვა ფიქლებისა და ტუფოგენური ალევროლითებისაგან. ამთავან ყველაზე მეტია კვარციანი და არკოზული ქვიშაქვები, რომელთა პროცენტული რაოდენობა 37%-ს აღწევს. საკმაოდ ბევრია (25%) კვარციტული ფიქლები და ქარს-ფიქლები.

პ ს ა მ ი ტ ო ლ ი თ ე ბ ი ნახშირიან წყებაში ქანების მნიშვნელოვან ჯგუფს შეადგენენ. მთელი პროდუქტიული პორიზონტი ძირითადად პსამიტოლითებით არის აგებული. პსამიტოლითებში შედგენილობის მიხედვით გაირჩევა: ა) გრაუვაკურ-კვარციანი, ბ) გრაუვაკური ქვიშაქვები.

ა) გრაუვაკურ-კვარციანი ქვიშაქვების ძირითადი შემადგენლებია: კვარცი, მინდვრის შპატი, ქარსი და ქანების ნატეხები. კვარცი მარცვლების მთელი რაოდენობის ნახევარზე მეტს შეადგენს. მეტწილად ძლიერ კუთხედაია. იშვიათად მოჩანს ნაწილობრივ დამრგვალებული მარცვლები. კვარცი ორგვარია: ეფუზიური და გრანიტული ან მეტამორფული. ეფუზიური კვარცი ხასიათდება ერთიანი ჩაქრობით, ძირითადი მასის უბეგებით, გაზების ჩანართებით; ხშირად დანაპრალებულია და ნაპრალების ორი სისტემა თითქმის.

სწორი კუთხით კვეთს ერთმანეთს. ნატეხები მეტწილად ძლიერ კუთხედია. ხშირადაა შუბისებური ფორმები, რომელთაც ზოგჯერ ისეთი წაწვეტებული დაბოლოება აქვს, რომ ძნელი წარმოსადგენია მათი მცირე მანძილზეც კი დაუზიანებლად გადატანა.

მინდვრის შპატი მცირე რაოდენობითაა. მეტ შემთხვევაში წარმოდგენილია შეცვლილი ან უფრო იშვიათად საღი პოლისინთეთურად დამრჩობლილი ალბიტ-ოლიგოკლაზით. გაცილებით ნაკლები რაოდენობითაა კალიუმის მინდვრის შპატი— გვხვდება მხოლოდ ერთეული მარცვლების სახით. ზოგჯერ პელიტიზებულია, უფრო ხშირად საღი ცხავისებური სტრუქტურის მიკროკლინიტაა წარმოდგენილი.

ქარსებიდან უფრო მეტი გავრცელებით სარგებლობს მუსკოვიტი. აღსანიშნავია, რომ მუსკოვიტი მეტი რაოდენობით გვხვდება წვრილმარცვლოვან ქვიშაქვებსა და ალევროლითებში. ქვიშაქვების შედგენილობაში ზოგჯერ მონაწილეობს ბიოტიტიც, რომელიც აქ მოზრდილი ფურცელაქების სახითაა.

მნიშვნელოვან როლს თამაშობს ჰიდროქარსი, რომელიც დიდი რაოდენობითაა როგორც ფურცელაქების სახით, ისე ცემენტშიაც. ჰიდროქარსის ფურცელაქები თითქმის უფეროა. ახასიათებთ ფირფიტოვანი აგებულება და ინტერფერენციის დაბალი ფერები. ჰიდროქარსს ზოგჯერ ბოქოვანი აგებულებაც ემჩნევა.

პსამიტოლითებში ქანთა ნატეხებიდან გვხვდება: მუავე ეფუზივები და მათი ძირითადი მასა. კვარციტული ქანები, კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები, ქარსფიქლები, კვარციტული ფიქლები, გნეისისმაგვარი ქანები, ძლიერ შეცვლილი პელიტიზებული და ჰიდროქარსში გადასული ნატეხები და გაკარბონატებული ქანები.

მუავე ეფუზივები წარმოდგენილია ძირითადად კვარცპორფირებისა და ალბიტოფირების ძირითადი მასით, რომლებშიაც ზოგჯერ კვარცის ფენოკრისტალები შეიმჩნევა. ძირითადი მასა ხშირად გაკარბონატებული, პელიტიზებული ან კიდევ გასერიციტებულია. ზოგჯერ კარგად მოჩანს ძირითადი მასის გაკვარცება. ძლიერ შეცვლილ პელიტ-ჰიდროქარსულ მასაში გადასულ ნატეხებს იშვიათ შემთხვევაში პორფირული სტრუქტურა აქვთ შერჩენილი. ამავე ნატეხებში დიდი რაოდენობით ვხვდებით კრისტალურ ან კონკრეციულ პირიტს. ქანების ნატეხები მეტი ნაწილი შესამჩნევად დამრგვალებულია.

ნახშირიანი წყების ქვიშაქვები საერთოდ მასალის ცუდი დახარისხებით ხასიათდება, როგორც დამუშავების მხრივ, ისე მასალის სიდიდის მხრივაც. ქვიშაქვები მეტწილად არათანაბარმარცვლოვანია. მარცვალთა სიდიდე უმეტეს შემთხვევაში ცვალებადობს 0,5 მმ-დან 0,01 მმ-ის ფარგლებში. ამასთანავე სრულიად დაუმუშავებელი, ძლიერ კუთხედი ნატეხების გვერდით ვხვდებით მნიშვნელოვნად დამრგვალებულ მარცვლებს.

ცემენტაცია ქვიშაქვებში ბაზალური ან პორების ამოვსების ტიპისაა. ცემენტის როლს პელიტ-ჰიდროქარსული მასა ან კრისტალური კალციტი ასრულებს. უკანასკნელ შემთხვევაში თითქმის ყოველთვის ბაზალური ტიპის ცემენტაციასთან გვაქვს საქმე. ქვიშაქვები ხშირად გამდიდრებულია ნახშიროვანი ნივთიერებით და უფრო ხშირად განახშირებული მცენარეული ნაშთებით.

ბ) გრაუვაკური ქვიშაქვები ნახშირიან წყებაში შედარებით იშვიათად გვხვდება. შედგება ძირითადად ძლიერ შეცვლილი ქანების ნატეხებისაგან. მათი შეცვლა იმდენად ინტენსიურია, რომ პირველადი ბუნების დადგენა მხოლოდ ცალკეული ნატეხებისათვისაა შესაძლებელი. ასეთებიდან გაირჩევა პელიტური ქანები, კვარციანი ქვიშაქვები, რომელთა ცემენტი მთლიანად ჰიდროქარსული მასითაა შეცვლილი, მკავე ეფუზივების ძირითადი მასა. ქვიშაქვებში დიდი რაოდენობითაა ჰიდროქარსი და ნაწილობრივ გაუფერულებული ბიოტიტი. კვარცი სრულიად უმნიშვნელო რაოდენობითაა. ქანების ნატეხები შესამჩნევად დამრგვალებულია. მარცვლების სიდიდე 0,2—1,0 მმ ფარგლებში ცვალებადობს.

ცემენტაცია პორების ამოვსების ტიპისა და ნაწილობრივ კონტაქტურია. ცემენტი მეტ შემთხვევაში ბოჭკოვანი ჰიდროქარსული ნივთიერებით ან პელიტ-ჰიდროქარსული მასითაა წარმოდგენილი.

აღვეროლითები ნახშირიან წყებაში მნიშვნელოვანი გავრცელებით სარგებლობენ. ისინი გვხვდება როგორც პროდუქტიულ ჰორიზონტში, ისე არგილიტების ჰორიზონტშიც. უმთავრესად გრაუვაკურ-კვარციანი და კვარციან-ქარსიანი შედგენილობით ხასიათდებიან.

ა) გრაუვაკურ-კვარციანი აღვეროლითები ძირითადად ისეთივე შედგენილობის არიან, როგორც გრაუვაკურ-კვარციანი ქვიშაქვები; შედგებიან კვარცის, მინდვრის შპატის ქანების ნატეხებისა და ქარსისაგან.

კვარცი ორგვარია: ეფუზიური და ტალღისებური ზნ ღრუბლისებური ჩაქრობით. მეტ შემთხვევაში აღვეროლითებში ჰარბობს გრანიტული ან მეტამორფული კვარცი. ქანების ნატეხები ძლიერ შეცვლილია: პელიტიზებული, ჰიდროქარსში გადასული ან გაკარბონატებული. ქარსებიდან დიდი გავრცელებით სარგებლობს მუსკოვიტი და ჰიდროქარსი. ესენი წერილი ფურცელაკების სახითაა და ხშირად მცენარეულ ნაშთებთან ერთად ორიენტირებულად არიან განლაგებული, რაც ქანს ზოგჯერ ზოლებრივ ხასიათს აძლევს. ცემენტის როლს აქ პელიტური ან პელიტ-ჰიდროქარსული მასები ასრულებს.

ბ) კვარციან-ქარსიანი აღვეროლითები ძირითადად კვარცისა და ქარსისაგან შედგება. კვარცი ისეთივე ხასიათისაა, როგორც გრაუვაკურ-კვარციან აღვეროლითებში. უკანასკნელთაგან განსხვავებით აქ ქანების ნატეხები უმნიშვნელო რაოდენობითაა. ქარსებიდან გვხვდება უმთავრესად მუსკოვიტი, ნაკლები რაოდენობითაა ბიოტიტი. აღვეროლითებში დიდი რაოდენობითაა ჰიდროქარსი, რომელიც ხშირად ბოჭკოვანი აგებულების ფურცელაკების სახითაა. ჰიდროქარსი შედის ცემენტის შედგენილობაშიც. ცემენტის როლს აქაც, ისევე როგორც გრაუვაკურ კვარციან აღვეროლითებში, პელიტური ან პელიტურ-ჰიდროქარსული მასა ასრულებს. აღვეროლითები მეტ შემთხვევაში მდიდარია განახშირებული მცენარეული ნაშთებით. უნდა აღვნიშნოთ, რომ ზოგჯერ შემაცემენტებელი პელიტური მასა შეფერილია ბიტუმოვანი ნივთიერებით.

პელიტიანი აღვეროლითები ნახშირიან წყებაში ნაკლები გავრცელებით სარგებლობენ და გვხვდებიან როგორც ქვიშაქვების, ისე არგილიტების ჰორიზონტში შუა-შრეების სახით.

აღვეროლითებისაგან განსხვავებით აქ შემაცემენტებელი პელიტური მასა დიდი რაოდენობითაა და შეიცავს კვარცის, მინდვრის შპატის, შეც-

ვლილი ქანების ნატეხების და ქარსის ალევრიტულ ნაწილაკებს. მეტნაკლები ინტენსივობით შეფერილია ბიტუმოვანი ნივთიერებით. შეფერვის ინტენსივობასთან ერთად იცვლება გარდატეხის მაჩვენებელიც. ალევროლითებში დიდი რაოდენობით ვხვდებით ნახშიროვან ნივთიერებას, რომელიც ძაფისმაგვარ ან ზოგჯერ არაწესიერი ფორმის დაგროვებებს იძლევა. ძაფისმაგვარი ნახშიროვანი ნივთიერება ხშირად ტალღებრივად და პარალელურადაა განლაგებული.

პელიტოლითები ნახშირიან წყებაში დიდი გავრცელებით სარგებლობენ. ისინი არგილიტების ჰორიზონტის ქანების ძირითად ტიპს წარმოადგენენ, გვხვდებიან პროდუქტიულ ჰორიზონტში უმთავრესად ნახშირის ფენის მახლობლად და აგრეთვე ქვიშაქვებს შორის განშრეგებების სახით.

პელიტოლითებში გაირჩევა: ა) ჩვეულებრივი არგილიტები, ბ) ნახშირიანი არგილიტები, გ) გასიდერიტებული არგილიტები და დ) ბრეჭიული არგილიტები.

ა) ჩვეულებრივი არგილიტები ძირითადად აგებულია ოდნავ მორუხო, მომწვანო ან ზოგჯერ სრულიად უფერო პელიტური მასით, რომელსაც მეტწილად წვრილბოჭკოვანი-თმისებრი, ზოგჯერ ქერცლოვანი და უფრო იშვიათად ნახდისებური აგებულება აქვს. პელიტური მასის თმისებური ბოჭკოები თითქმის ყოველთვის პარალელურადაა განწყობილი და ერთნაირად ქრებიან. ნაკლებად შეფერილი პელიტური მასის საშუალო გარდატეხის მაჩვენებელი ცვალებადობს 1.560-დან 1.566-ის ფარგლებში. ინტერფერენციის ფერები დაბალია, იშვიათად აღემატება 0,008-ს. შეფერვის ინტენსივობასთან ერთად იზრდება გარდატეხის მაჩვენებელიც.

ზოგჯერ ასეთი არგილიტები შეიცავენ ქვიშიან ნაწილაკებს, წარმოდგენილს კუთხედი კვარცის, მცირე რაოდენობით მინდვრის შპატის უწვრილესი ნაწილაკებით და ჰიდროქარსისა და სერიციტის ქერცლებით. ასეთ ქანებში ხშირად გვხვდება სიდერიტის მცირე სიდიდის გროვები.

ბ) ნახშირიანი არგილიტები ძირითადად ჩვეულებრივი არგილიტების მაგვარად, ბოჭკოვანი ან ქერცლოვანი პელიტური მასითაა აგებული, რომლის გარდატეხის მაჩვენებელი უახლოვდება 1.566 და შეფერვის ინტენსივობასთან ერთად მატულობს. პელიტური მასა ზოგჯერ კრიბტოკრისტალურია და დიდი გადიდებით მოჩანს, რომ უხვად შეიცავს კვარცის, ჰიდროქარსის სერიციტის უწვრილეს ნაწილაკებსა და კარბონატულ მასებს.

ამ არგილიტებში დიდი რაოდენობით ვხვდებით ნახშიროვან ნივთიერებას ლინზისმაგვარი; ძარღვისებური და სრულიად არაწესიერი ფორმის გროვების სახით.

მნიშვნელოვანი რაოდენობითაა პირიტი და მარკაზიტი. პირველი წვრილკრისტალური ჩანაწინწყლების სახითაა; ხოლო მეორე—მარკაზიტი—წარმოადგენს კარგად განვითარებულ წვრილ კონკრეციებს, რომლებიც თითქმის ყოველთვის ნახშიროვან ნივთიერებას უკავშირდება და ხშირად მის ირგვლივ არის დაჯგუფებული. ზოგჯერ ასეთ არგილიტებში მომწვანო-მორუხო ფერის ჰიდროქარსებსაც ვხვდებით.

გ) გასიდერიტებული არგილიტები მეტ შემთხვევაში სიდერიტით გაუღენთილ ჩვეულებრივი არგილიტების შთაბეჭდილებას ტოვებენ. სიდერიტი აქ

უფრო ხშირად წვრილკრისტალური, ნემსისებური ან ქეჩისმაგვარი მასის სახითაა. ასეთი სიდერიტი ზოგჯერ იმდენად დიდი რაოდენობითაა, რომ თვით ქანი მხოლოდ ზოგ ადგილას მცირე უბნებად არის დარჩენილი. სიდერიტი ზოგჯერ წვრილ სფეროლითებს იძლევა და ამ შემთხვევაში გასიდერიტების ინტენსივობა ნაკლებია. ანალოგიურ, მხოლოდ ნაკლებად ინტენსიურ გასიდერიტებას განიცდიან აგრეთვე პელიტ-ალევეროლითები და ალევროლითები.

დ) ბრექჩიული არგილიტები ნახშირიან წყებაში დამორჩილებულ როლს თამაშობენ. ისინი ზოგ ჭრილში გვხვდებიან ქვიშაქვების ჰორიზონტის ქვედა ნაწილებში. მაკროსკოპულად ემსგავსებიან მსხვილმარცვლოვან ქვიშაქვებს. მიკროსკოპული შესწავლით ირკვევა, რომ ეს არგილიტები პელიტოლითების კუთხელი ნატეხებისაგან შედგებიან, ნატეხები მეტწილად მორუხო ან მომწვანო ფერისაა. ხშირად შეიცავენ კარბონატის ლაქებს. ნატეხების უმრავლესობას ინტერფერენციის დაბალი ფერები და ბოჰკოვანი აგებულება ახასიათებს. ზოგ მათგანს ღრუბლისებური ჩაქრობა აქვს. უფრო იშვიათად ასეთი ნატეხები სრულიად იზოტროპულია. ამ ნატეხების გარდატეხის მაჩვენებელი 1.560-დან 1558-ის ფარგლებში ცვალებადობს. გაირჩევა ქლორიტ-სერპენტინით ჩანაცვლებული ნატეხები, რომლებიც მეორადი კალციტის ან კვარცის მარცვლებს შეიცავენ. ზოგჯერ ვხვდებით აგრეთვე ეფუზიური კვარცის ნატეხებსა და პიდროქარსის ფირფიტოვანი აგებულების ფურცელაყებს. ამ ნატეხების შემაცემენტებელ ნივთიერებას თითქმის ყოველთვის იზოტროპული პელიტური მასა წარმოადგენს, ზოგჯერ ვხვდებით ნახშიროვანი და ბიტუმოვანი ნივთიერების დაგროვებებს.

წ. ნახშირიანი წყების ნალექების მინერალოგიური ანალიზი.

IV ფართობის ნახშირიანი წყების ნალექების მძიმე ფრაქციები შედგება როგორც აუტიგენური, ისე ტერიგენული მინერალებისაგან. აუტიგენური მინერალებიდან ხშირია პირიტი, ლიმონიტი და სიდერიტი, ხოლო ტერიგენი მინერალებიდან წარმოდგენილია მდგარდ მინერალთა ასოციაცია — ცირკონი, აპატიტი და ტურმალინი.

აუტიგენური მადნეული მინერალების რაოდენობა მთელი მძიმე ფრაქციის 60—65% შეადგენს. მათ შორის პირიტი მეტ შემთხვევაში კონკრეციულია, ზოგჯერ მტევნისებურ აგრეგატებს ქმნის. უფრო იშვიათად კრისტალური ან არაწესიერი ნატეხების სახით გვხვდება.

ლიმონიტი მიწისებურ აგრეგატებს იძლევა. იშვიათად ჩანს მისი ფსევდომორფოზები პირიტისადმი. ამ მადნეულ მინერალებთან ერთად ზოგჯერ გვხვდება მაგნეტიტიც, რომლის რაოდენობა ფრაქციაში იშვიათად არის 5—10%-ზე მეტი. გვხვდება ოქტაედრული კრისტალების, ან უფრო იშვიათად არაწესიერი ნატეხების სახით.

სიდერიტი ცვალებადი რაოდენობითაა: 5—100%-მდეც კი. იძლევა არაწესიერ ნატეხებს, ზოგჯერ კი პრიზმულ კრისტალებს ან სფეროლითურ მარცვლებს.

მდგარდი ტერიგენი მინერალებიდან ცირკონია ყველაზე მეტად გავრცელებული. მძიმე ფრაქციაში მისი რაოდენობა 10—20% შეადგენს. არის იშვიათი შემთხვევები, როდესაც ფრაქციაში ცირკონი სრულიად არ არის, ან მისი

რაოდენობა 20%-ზე მეტია. ცირკონისათვის შემდეგი ფორმებია დამახასიათებელი:

1. კარგად განვითარებული გრძელპრიზმული კრისტალები, შენარჩუნებული ბიპირამიდული დაბოლოებებით. მოზრდილ კრისტალში ზოგჯერ შეიმჩნევა ცირკონისავე წვრილი კრისტალების ან გაზის თუ სითხის ბუშტულების ჩანართები.

2. მოკლესვეტიანი, კასრისმაგვარი კრისტალები.

3. შესამჩნევად დამრგვალებული მარცვლები.

უკანასკნელთა რაოდენობა ჩვეულებრივ მცირეა.

აპატი ნაკლები რაოდენობითაა, ვიდრე ცირკონი (2—20%). გვხვდება გრძელსვეტიანი პრიზმული კრისტალების, არაწესიერი ნატეხებისა და აგრეთვე მორგვალბული მარცვლების სახით. ზოგჯერ კარგად გამოსახული პლეოქროიზმი ახასიათებს.

ტურმალინი მცირე რაოდენობითაა (1—5%), პრიზმული ჰაბიტუსის კრისტალების. არაწესიერი ნატეხების ან მორგვალბული მარცვლების სახით. მოყავისფრო ან მომწვანო ფერისაა. ზოგჯერ გვხვდება დიქროული კრისტალები. უფრო იშვიათია ლურჯი ტურმალინები.

კორუნდი მხოლოდ ზოგიერთ ჭრილში გვაქვს, იგი ლურჯი ფერისაა, ძლიერ მაღალი რელიეფი, ინტერჰერენციის მაღალი ფერები და ზოგჯერ შესამჩნევი პლეოქროიზმი ახასიათებს. გვხვდება პრიზმული კრისტალების ან უფრო ხშირად, არაწესიერი ნატეხების სახით. რომლებზეც ზოგჯერ ნიჟარისებური მონატეხი შეიმჩნევა.

გრანატი, რუტილი და ანატაზი სპორადიულად გვხვდებიან. შათი რაოდენობა 1—2%-ია. იშვიათად და ძლიერ მცირე რაოდენობით გვხვდება პიროქსენი, ეპიდოტი, ბარიტი და ქლორიტი.

ვერტიკალურ ჭრილებში მძიმე ფრაქციის მინერალთა რაოდენობა უმნიშვნელოდ ცვალებადობს, ეს კი უმთავრესად იმაში გამოიხატება, რომ არგილიტების ჰორიზონტში აუტიგენური მინერალების რაოდენობა ოდნავ მატულობს მაშინ, როდესაც ქვიშაქვების ჰორიზონტში ასევე მატულობს ტერიგენი კომპონენტების (მდგრადი მინერალები) რაოდენობა (იხ. ცხრილი 1). სხვა რაიმე მნიშვნელოვანი ცვლილება ან კანონზომიერება მინერალთა განაწილებაში არ შეიმჩნევა. ასევე მცირე ცვალებადობა შეიმჩნევა ჰორიზონტული მიმართულებითაც: IV ფართობის სინკლინის ჩრდილო და სამხრეთ ფრთის ნახშირბანი წყების ნალექების მძიმე ფრაქციებში, ისევე როგორც აღმოსავლეთ და დასავლეთ პერიფერიებზე, ძირითადად ერთი და იგივე—მდგრად მინერალთა — ასოციაციის გაბატონებული.

აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ IV ფართობის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე გარდილია ცირკონის დამრგვალებული მარცვლების რაოდენობა იმდენად, რომ დამრგვალებული მარცვლები ცირკონის მთელი რაოდენობის ნახევარს შეადგენენ, მაშინ, როდესაც სხვა ნაწილებში დამრგვალებული მარცვლები მცირე რაოდენობით არის წარმოდგენილი. ასევე დიდი რაოდენობითაა აქ აპატიის დამუშავებული მარცვლები. სხვა რაიმე ცვლილებები მძიმე ფრაქციის მინერალთა რაობაში ან რაოდენობაში არც ჰორიზონტული მიმართულებით შეიმჩნევა.

სერია — ფრაქცია	ნომერი — ფრაქცია	ქანების რაგვარობა	მძიმე ფრაქციის მინერალთა რაოდენობა % -ში																		
			სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	სპიტი	
ფრაქცია — ფრაქცია	1 210	მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვა	9	32	15	33	4	3	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	
	2 209a	კონგლომერატის ცემენტი	1	42	11	2	7	1	—	—	32	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	3 208	მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვა	3	58	8	5	14	3	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	4 206	გრაუვაკურ-კვარციანი ქვიშაქვა	42	10	2	33	3	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	5 205	გრაუვაკურ-კვარციანი ქვიშაქვა	24	44	3	14	5	2	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	6 204	ალევიტიანი არგილიტი	56	1	25	2	4	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	7 202	არგილიტი	43	57	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	8 202a	მუქი არგილიტი	6	88	I	4	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	9 201	" "																			
ფრაქცია — ფრაქცია	10 200	გრაუვაკურ-კვარციანი ქვიშაქვა	7	45	8	27	7	5	—	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	11 199	პელიტ-ჰიდროქსიდული მასა.	18	48	2	5	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	12 198	ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვა																			
ფრაქცია — ფრაქცია	13 197	ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვა	52	12	4	10	4	7	—	I	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	14 196	ალევიტიანი	82	5	2	5	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	15 195	ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვა	13	49	8	14	6	4	2	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	16 194	ალევიტიანი ქვიშაქვა	28	23	4	18	8	8	2	2	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	17 193	გრაუვაკურ-კვარციანი ქვიშაქვა	14	32	3	33	7	3	I	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	18 192	ალევიტიანი																			
	19 191	სფეროსიდური																			
	20 190	ალევიტიანი პელიტოლითი	6	88	2	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	21 189	ნახშირიანი ფიქალი	93	7	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	22 188a	პელიტ-ალევიტიანი	50	14	2	8	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	23 188	პელიტ-ალევიტიანი	53	24	—	8	3	3	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	24 187	გრაუვაკური ქვიშაქვა	7	66	—	11	7	4	I	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	25 186	გრაუვაკურ-კვარციანი ქვიშაქვა	13	20	5	21	8	5	2	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	26 185	ალევიტიანი	30	29	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
27 184	შეცვლილი ტუფი	11	44	—	I	13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
28 183	" "																				
29 181	გაკვარცბული გრაუვაკური ქვიშაქვა	5	71	—	—	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
30 180	ტალკისმაგარი ქანი	41	32	15	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
31 179	გრაუვაკური ქვიშაქვა	56	14	7	I	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
32 178	პელიტოლითი	62	15	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
33 177	შეცვლილი ტუფი	57	23	—	I	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
34 175	" "	11	42	—	—	I	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		

მძიმე ფრაქცია უმნიშვნელო რაოდენობითაა წარმოდგენილი; ლიმონიტით, მაგნეტიტით, ცირკონით ტურმალინით, ანატაზიტით.

მძიმე ფრაქცია უმნიშვნელო რაოდენობით. წარმოდგენილია: პირიტით, ლიმონიტით, ცირკონით ტურმალინით და აპატიტით.

მძიმე ფრაქცია უმნიშვნელო რაოდენობითაა და წარმოდგენილია: პირიტით, ლიმონიტით და ქარსით

ნახშირიანი წყების ნალექების მსუბუქი ფრაქციები წარმოდგენილია კვარცით, პლაგიოკლაზით, მუსკოვიტით, ჰიდროქარსით, პელიტური მასებით და ქანის ნატეხებით. მსუბუქი ფრაქციის შედგენილობა ცვალებადობს ქანების შემადგენლობასთან დაკავშირებით. ცალკე კომპონენტებს აქ არ ვახასიათებთ, რადგან მათი დეტალური დახასიათება ქანების აღწერის დროს არის მოცემული.

ამრიგად, ზემოთ მოტანილ მ-სალის პიხედვით ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს IV ფართობის ნახშირიან წყებაში გამოიყოფა ორი პორიზონტი: ქვედა-ქვიშაქვების (სიმძლავრით 78—130 მ) და ზედა არგილიტების პორიზონტი (სიმძლავრით 30—40 მ). ამასთან ბურღილებით დადგენილია წყების სიმძლავრის მატება ჩრდილო-აღმოსავლეთიდან სამხრეთ დასავლეთი მიმართულებით.

ფართობის ჩრდილო და ჩრდილო-დასავლეთ ნაწილებში ნახშირიანი წყების სიმძლავრე მინიმალურია. წყების ამგვარად ცვალებადობა, ჩვენის აზრით, აუზის ფსკერის პირვანდელი უსწორმასწორობის შედეგია.

ბუნებრივი ჭრილებისა და რიგი ბურღილების კერნის მასალის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ IV ფართობის ნახშირიანი წყების ამგები მასალა ძირითადად წარმოდგენილია არატალღური და ტალღური კვარცით, ქანების ნატეხებით, ჰიდროქარსებით, ქარსებით და მინდვრის შპატებით. ამ კომპონენტებიდან ქვიშაქვების შენებაში მთავარ როლს კვარცი თამაშობს. ქანთა ნატეხებს შორის ხშირია გაკვარცებული და გათიხებული მყავე ეფუზივების—კვარცპორფირების—ძირითადი მასა, შეცვლილი გათიხებული ქანები, სხვადასხვა ფიქლები, კვარციტები და კარბონატით მთლიანად ჩანაცვლებული ნატეხები. ყურადღებას იპყრობს აგრეთვე ის გარემოება, რომ თითქმის სრულებით არ გვხვდება პორფირიტული წყების გადარეცხვის მასალა, თუ არ მივიღებთ ამგვარ მასალად ღრმად შეცვლილ გათიხებულ ან ჰიდროქარსში გადსულ ნატეხებს, რომელთა ნამდვილი ბუნების გარკვევა ვერ ხერხდება.

აღსანიშნავია, რომ შესწავლილი ფართობის ყველა ნაწილში წყების ამგები მასალა სავსებით ერთნაირია ყოველ მხრივ და ფაციალური ცვალებადობა პორიზონტულ მიმართულებით არ შეიმჩნევა.

მეოთხე ფართობის ნახშირიანი წყების მინერალოგიური ანალიზი გვიჩვენებს, რომ მძიმე ფრაქციის ტერიგენი ნაწილი შედგენილია მდგრად მინერალთა ცირკონ-აპატიტის ასოციაციით.

ნახშირიანი წყების მასალის წყაროს დადგენის მიზნით ჩვენ მიერ შესწავლილი ნახშირიანი წყების მოსაზღვრე პორფირიტული წყების ნალექების ზედა ნაწილში ფართობის ჩრდილო და აღმოსავლეთ პერიფერიაზე გვაქვს საკმაოდ შეცვლილი გრაუვაკური მასალა, რომელშიაც მცირე რაოდენობით მონაწილეობს კვარცი, როგორც ტალღური, ისე არა ტალღური. ფართობის სამხრეთ პერიფერიაზე ავგიტ-ლაბრადორიანი პორფირიტების სხვადასხვა ტუფებია წარმოდგენილი, მაშინ, როცა სამხრეთ-დასავლეთ და დასავლეთ პერიფერიაზე მთავარი რღვევის ხაზის გასწვრივ, პორფირიტული წყების ქვედა ნაწილი—სპილიტური ფაციესი—გამოიყოფა. ეს მასალა ნახშირიანი წყების ქანებში თითქმის არ მოიპოვება.

V უ ა რ თ ო ბ ი

1. ნახშირიანი წყების ქანთა შემადგენელი კომპონენტები

ნახშირიანი წყების ამგებ ქანებისათვის მთავარ შემადგენელ კომპონენტებს წარმოადგენენ: ქანთა ნატეხები, კვარცი, მინდვრის შპატები, ჰიდროქარსები. კარბონატებიდან—კალციტი და სიდერიტი. თიხის მინერალებიდან კაოლინი და იზოტროპული პელიტური მასები.

დავიწყოთ ქ ა ნ თ ა ნ ა ტ ე ხ ე ბ ი დ ა ნ. ზემოდახასიათებულ ქვიშაქვებში სხვადასხვა ქანის ნატეხები შედიან. პირველ რიგში აქ ჩვენ გვაქვს მყავე ქანების ძირითადი მასის ნატეხები, რომლებშიაც ზოგჯერ კვარცისა და მყავე პლაგიოკლაზის პორფირული გამონაყოფები ჩანს, ასეთ ნატეხების ძირითად მასაში რკინა მაგნეზიური სილიკატები თითქმის არსად გვხვდება და მთავარი შემადგენელი აქ ან წვრილი აგრეგატული მეორადი კვარცია, ანდა წვრილქერცლოვანი კაოლინი. ნატეხების ფორმა უფრო დამრგვალებულს გავს, ვიდრე დაკუთხულს.

არანაკლები რაოდენობით გვხვდება ისეთი ნატეხები, რომელთა პირვანდელი ბუნების დადგენა თითქმის შეუძლებელი ხდება. ასეთი ნატეხები უმთავრესად მორაუზო ან ოდნავ მომწვანო ფერას, ბოჭკოვანი ან ძლიერ წვრილქერცლოვანი ჰიდროქარსით არიან ჩანაცვლებულნი. ზოგი ასეთი ნატეხი ფიქლებრივ ქანს მოგვაგონებს, ზოგი კი—რომელიღაც ეფუზივის ძირითადი მასის ნატეხს გავს. პით უმეტეს, რომ ზოგ მათგანში იშვიათად რელიქტური პირვანდელი სტრუქტურა შეიმჩნევა.

როგორც ზევით იყო აღნიშნული ნახშირიანი წყების ქანებში გვხვდებიან აგრეთვე კვარციანი ქვიშაქვების, თიხა-ფიქლების, კვარციტების და ზოგჯერ კრისტალური კალციტით შემდგარა ნატეხები. ამათგან, კვარციანი ქვიშაქვების ნატეხებს შესამჩნევი დამრგვალება ახასიათებთ და გარდა იმისა, რომ დიდი რაოდენობით შეიცავენ წვრილმარცვლოვან კუთხედ კვარცს მათში საკმაო რაოდენობით შედის აგრეთვე მუსკოვიტ-სერიციტული მასები და იშვიათად მყავე პლაგიოკლაზის ძლიერ წვრილი ნატეხები.

თიხა ფიქლები, თითქმის მთლიანად რუხი ფერის პელიტური მასებით არიან აგებულნი. შედარებით მცირე რაოდენობით შეიცავენ აგრეთვე ნახშიროვან ნივთიერების ძლიერ წვრილ ჩანართებს და იშვიათად ჰიდრომუსკოვიტის ქერცლებს.

კალციტით აგებული ნატეხების პირველადი ბუნების გარკვევა არ ხერხდება, მაგრამ ერთი რამ არის—ზოგ ნატეხში სუსტად გამოსახული რელიქტური პორფირული სტრუქტურა შეიმჩნევა და მხოლოდ ამ ნიშნით ხერხდება მათი ეფუზივებზე მიკუთვნება.

კვარციტები წვრილ თანაბარმარცვლოვანი კვარციით არის აგებული. უკანასკნელის მარცვლებს ძლიერ მჭადრო წყობა ახასიათებს, ხშირად პოიკლიტურადაა ერთმანეთთან შეზრდილი.

მინერალთა ნატეხებიდან პირველ რიგში კ ვ ა რ ც ს უნდა შევეხოთ, რადგანაც რაოდენობით ყველაზე მეტი ეს მინერალია. კვარცი ორგვარი ხასიათისაა—შედარებით წვრილნატეხიანი, დამსხვრეული-ტალღური და უფრო მსხვილნატეხოვანი არა ტალღური-ბუშტულებით და ძირითადი მასის ჩანართებით.

ყურადღებას იპყრობს მარცვალთა მკაფიოდ დაკუთხულობა, განსაკუთრებით მეორე სახესხვაობისა, რომლის ფორმა შუბისებური, რკალისებური და საერთოდ ძლიერ მახვილწვერიანია. საინტერესო ისიც არის, რომ ზოგჯერ ასეთი ფორმის ნატეხებად არის დამსხვრეული, არაკრისტალურ ძირითად მასაში პორფირულ ჩანართებად გამოყოფილი მარცვლებიც კი. როგორც ჩანს კვარცის მახვილ კუთხედებად დამსხვრევა ლავის ამოფრქვევის პროცესთან თანადროულია, ან ამოფრქვევის თავისებურებით არის გამოწვეული. ამას ისიც ადასტურებს, რომ კვარცის ამგვარად დამსხვრეული პორფირული ჩანართები ნაკლებ კრისტალური ძირითადი მასით ცემენტდება.

რაც შეეხება ტალღურ და არა ტალღური ჩაქრობის მქონე კვარცის რაოდენობას ამ მხრივ აღწერილ ჭრილებში არავითარი კანონზომიერება არ შეიმჩნევა — ძნელია იმის თქმა თუ ჭრილის რომელ ნაწილში, რომელი სახესხვაობაა გაბატონებული. ეს კი ცხადია: ტალღური ჩაქრობის კვარცი გრანიტებიდან და კრისტალურ ფიქლებიდან უნდა იყოს მოტანილი. არა ტალღური კვარცი კი მკაფიო ეფუზივების წყებიდან.

მინდვრის შპატები წარმოდგენილი არიან მკაფიო პლაგიოკლაზით — ალბიტ-ოლიგოკლაზით და კალიშპატით. პირველი მეტად წვრილი (0,05—0,2 მმ) მარცვლების სახით გვხვდება. ამასთან, ზოგი მარცვალი შესამჩნევად გაბეღიტებულია, ზოგი კი საკმაოდ საღად შენახულა. ასეთი მარცვლები პოლისინტეტურად დამრჩობლვას და დამახასიათებელ ტექჩვადობას ამჟღავნებენ. შესაფერ კვეთში ჩაქრობის კუთხე თითქმის ყოველთვის ნოლის ტოლია, რაც პლაგ. № 20 შედგენილობას უბასუხებს. ასეთ მარცვლებს გარდატეხის მაჩვენებელი ერთი მიმართულებით კანადის ბალზამის ტოლი აქვს, დანარჩენი მიმართულებით კი ნაკლები.

კალიშპატი უფრო საღად გამოიყურება ვიდრე პლაგიოკლაზი. მარცვლები საკმაოდ დამსხვრეულნი არიან და შეცვლის პროცესი — გაბეღიტება — მხოლოდ ნაპირების გასწვრივ შეიმჩნევა. იშვიათია დამრჩობლვა. კვარცთან და კანადის ბალზამთან შედარებით დაბალი გარდატეხის მაჩვენებელი აადვილებს ამ მინერალის გამოცნობას. უფრო იშვიათად გვხვდებიან ისეთი მარცვლები, რომელნიც მიკროკლინისათვის დამახასიათებელი ცხავისებურ აგებულებას ამჟღავნებენ. საერთოდ შეიმჩნევა, რომ კალიშპატი იქ უფრო მეტია, სადაც ტალღური კვარცის სიჭარბე გვაქვს.

ჰიდროქარსები ზემოაღწერილი ქანების შედგენილობაში მნიშვნელოვან ადგილს იკავებენ. განსაკუთრებით ხშირია რუხი ფერის თმისებური და წვრილქერცლოვანი სახესხვაობანი, რომელნიც ძლიერ დამახასიათებელნი არიან არგილიტებისათვის. ამასთან, თმისებური და ქერცლოვანი მასები თითქმის ერთნაირ ოპტიკურ თვისებებს ამჟღავნებს გარდატეხის მაჩვენებელი — $N_{\alpha} = 1,560$; $N_{\beta} - N_{\gamma} = 0,003 - 0,005$ ფარგლებში იცვლება. მაგრამ გარდა ასეთი სახესხვაობისა გვხვდება აგრეთვე საუღიად გამჭვირვალე მარაოსებური ან ჰიპოკელისებური ფორმის. ჰიდროქარსის ეს უკანასკნელი სახესხვაობა უფრო ხშირია ბრეჭიულ არგილიტებში. ამ ჰიდროქარსის გარდატეხის მაჩვენებელი 1,57 — 1,58 ფარგლებში იცვლება. ორმაგი გარდატეხის ძალა $N_{\beta} - N_{\gamma} = 0,007$ ტოლია. ეს ოპტიკური მონაცემები ჰიდროქარსის სახესხვაობას — ილიტს უახლოვდება.

კარბონატები წარმოდგენილი არიან კალციტითა და სიდერიტით. პირველი უფრო ხშირად ქვიშაქვებში გვხვდება, როგორც ცემენტის ნივთიერება ანდა ჩამნაცვლებელი ქანის ნატეხებისა. ამასთან ყველგან ეს მინერალი მსხვილკრისტალურ აგებულებას ვვიჩვენებ, იშვიათად სფეროლითური არის. სიდერიტი უფრო ხშირია კონკრეციებში, სადაც იგი წვრილკრისტალურ გროვებს, უფრო ხშირად კი სფეროლითურ მარცვლებს ქმნის. კალციტისაგან განსხვავებით ოდნავ მოყავისფრო შეფერვა ახასიათებს, გარდატეხის მაჩვენებელიც ყველა მიმართულებით მეტი აქვს კანადის ბალზამზე.

კაოლინი უმთავრესად გრაუვაკურ ქვიშაქვებში შემავალი ქანის ნატეხებში გვხვდება. ახასიათებს წვრილქერცლოვანი აგებულება. სრულიად გამჭვირვალეა და ამავე დროს სუფთა. გარდატეხა შესამჩნევად მეტი აქვს კანადის ბალზამზე, სხივთა ორმაგი გარდატეხის ძალა კვარცის ტოლია.

უფრო მეტი რაოდენობით გვხვდებიან იზოტროპული პელიტური მასები, რომელნიც არგილიტების მთავარ შემადგენელ ნაწილს წარმოადგენენ. ეს მასები, იმის გამო, რომ სხვადასხვა რაოდენობით შეიცავენ ბიტუმოვან ნივთიერებას, ცვალებადი შეფერვით ხასიათდებიან. იქ, სადაც ბიტუმოვანი ნივთიერება მეტია, პელიტურ მასებს მუქი ყავისფერი შეფერვა აქვთ, სადაც ცოტაა—მოყვითლო, ამის მიხედვით იცვლება გარდატეხის მაჩვენებელი; მუქი შეფერვის შემთხვევაში მაღალია და პირიქით ნაკლებ შეფერვის დროს.

ასეთია ნახშირიანი წყების ქანთა შემადგენელი კომპონენტების ხასიათი.

2. ნახშირიანი წყების და მოსაზღვრე ნალექების ქანთა ძირითადი ტიპების დახასიათება

ნახშირიანი წყების მოსაზღვრე ბაიოსური ნალექები V ფართობზე წარმოდგენილია ალბიტის პორფირიტების (სპილიტების) შრეებრივი ან ზოგჯერ მასივური ტუფებისა და ტუფბრექჩიების მორიგეობით. გარდა ამისა ტუფებს შორის არის სპილიტებისვე განფენებიც. ტუფებში შემდეგი ძირითადი ტიპები გაირჩევა: ლითოკლასტური, ლითოკრისტალოკლასტური და ვიტროკრისტალოკლასტური ტუფები.

ლითოკლასტური ტუფები შემადგენელ ნატეხთა სიდიდის მიხედვით მეტწილად პსამიტურნი და უფრო იშვიათად პსეფიტურნი ან ალევრიტულნი არიან. ტუფების შენებაში მონაწილეობს სხვადასხვა ხარისხით შეცვლილი, მკაფიოდ კუთხედი, პორფირიტის ნატეხები. ნატეხების ძირითადი მასა უმთავრესად გაქლორიტებული ან კარბონატში და მადნეულ მინერალშია გადასული. ზოგ ასეთ ნატეხში ალბიტის პორფირულ ჩანართს ვპოულობთ. ალბიტი რუხი ფერისაა, ნაწილობრივ გათიხებული და ნაპრალების გასწვრივ ქლორიტით ჩანაცვლებული. მინერალს გარდატეხის მაჩვენებელი კანადის ბალზამზე ნაკლები აქვს.

უფრო მსხვილნატეხიან პსეფიტურ ტუფებში პორფირიტების ძირითადი მასის ნატეხებს მომწვანო მორუხო ფერის შეფერვა ახასიათებთ და შედგებიან ქლორიტის, მადნეული მინერალისა და ვულკანური მინისაგან. ასეთ ნატეხებში პორფირული ჩანართების სახით გვხვდება ზონური პლაგიოკლაზი—ოლიგოკლაზ-მეჯვე ანდეზინი და მთლიანად კალციტში გადასული. რომელიც მუქი

სილიკატი. პორფირული ჩანართების ზომა იცვლება 0,3—0,6 მმ ფარგლებში. ამათ გვერდით არიან ისეთი ნატეხები, რომელთა ძირითად მასას მიკროლითური აგებულება აქვს; მიკროლითები ოლიგოკლაზისაა, ხოლო პორფირული ჩანართები კი შედარებით ფუძე პლაგიოკლაზით ანდეზინ-ლაბრადორით არის წარმოდგენილი. ასეთ ნატეხებში ბევრია ლიმონიტი და მაგნეტიტი.

ტუფების ცემენტი. ქლორიტულ-მინებრივი, იშვიათად კარბონატული. როგორც ვხედავთ აღწერილი ტუფები სპილიტებითა და ჩვეულებრივი პორფირიტების მასალით არის აგებული.

ლითოკრისტალოკლასტური ტუფები. უფრო წვრილ-ნატეხებიანი არიან ვიდრე ზემოაღწერილნი (ნატეხთა ზომა 0,5—1 მმ ფარგლებში იცვლება). ამ ტუფების შენებაში მონაწილეობს კუთხედი ფორმის პორფირიტების ძირითადი მასის ნატეხები და ალბიტ-ოლიგოკლაზის შესამჩნევად გათიხებული ნატეხები. ზოგ ასეთ ტუფში დიდი რაოდენობით აღინიშნება კრისტალური კალციტი, ქლორატიული მასები და ლიმონიტის ლაქები.

ნახშირიანი წყების კონტაქტის ახლოს ზოგი ასეთი ტუფი ძლიერ გაკვარცხულია და გაკალციტებულიც, მიუხედავად ასეთი შეცვლისა ტუფში მაინც შეიმჩნევა რელიქტური კლასტური სტრუქტურა. ამ ტუფებში ცემენტის როლს ძირითადად კვარცი ასრულებს, რომელიც ცალკე ძარღვების სახითაც გვხვდება.

ვიტროკრისტალოკლასტური ტუფები სტრუქტურულად უფრო ხშირად პელიტ-ალევიროლითებს წარმოადგენენ. ტუფების ეს სახესხვაობანი, ზემოაღწერილისაგან განსხვავებით ძლიერ გათიხებულნი არიან. აქ ადრე არსებულ მინის ადგილზე ახლა სუსტად მომწვანო იზოტროპული პელიტური მასებია განვითარებული. უკანასკნელნი მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავენ კუთხედი ფორმის ძლიერ გათიხებულ ქანთა ნატეხებს, სფეროლითურ ოპალს და პიდროქარისის ფურცელაქებს, გვხვდება კვარცის უწვრილესი მარცვლები და ქლორიტ-ლიმონიტის მასებით აგებული ლაქები.

აღწერილ ტუფებთან დაკავშირებული ალბიტიანი პორფირიტების ან სპილიტების განფენებს, პერიფერიულ ნაწილებში საკმაოდ ძლიერი გაკვარცხება და გაკალციტება ემჩნევა. განფენის ცენტრული ნაწილის ქანს მარტივი შედგენილობა ახასიათებს. ძირითადი მასა, რომელიც რაოდენობრივად ზოგჯერ მეტი, ზოგჯერ კი ნაკლებია ფენოკრისტალებზე, ძირითადად აგებულია გაქლორიტებული მინით და მჭავე პლაგიოკლაზით—ალბიტის მიკროლითებით. პორფირული ჩანართების სახით ვხვდებით ალბიტს და მთლიანად მადნეულში და ქლორიტში გადასულ რომელიღაც მუქ სილიკატს. ალბიტი მეტწილად საღია, თუმცა ზოგჯერ კიდევების გასწვრივ შესამჩნევ გაპელიტებას განიცდის. გარდატეხის მაჩვენებელი ერთი მიმართულებით ტოლი აქვს კანადის ბალზამისა, დანარჩენ მიმართულებით კი ნაკლები. ფენოკრისტალების ზომა 0,5—1,5 მმ უდრის.

აღწერილისაგან სრულიად განსხვავებულია განფენის სახურავი გვერდის ქანი, აქ ძირითადი მასა თითქმის მთლიანად გაკვარცხულია, პორფირული ჩანართები კი ინტენსიურ კალციტიზაციას განიცდიან. დიდი რაოდენობით აღინიშნება კვარცის ძარღვები.

ასეთია ძირითადად ნახშირიან წყებასთან კონტაქტში მყოფი პორფირიტული წყება.

გადავიდეთ ახლა ნახშირიანი წყების დახასიათებაზე.

ნახშირიანი წყება. მეხუთე ფართობის ნახშირიანი წყების ნალექები, როგორც უკვე აღვნიშნეთ ზევით, მხოლოდ ქვიშაქვების ფაცივისით არის წარმოდგენილი. არაგლიტები აქ არამც თუ ცალკე პორიზონტს, არამედ ცალკე დასტებსაც კი არ ქმნის და მხოლოდ იშვიათ განშრევებების სახით გვხვდებიან ქვიშაქვებს შორის და ძირითადად ნახშირის ფენის გამოსავლებთან არიან დაკავშირებული.

სტრუქტურულად ქვიშაქვებში შეიძლება გავარჩიოთ მსხვილ და საშუალომარცვლოვანი პსამიტოლითები და პსამიტისანი ალევროლითები, ხოლო შედგენილობით კი გამოიყოფა გრაუვაკური, კვარციან-გრაუვაკური და კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები. არაგლიტებს შორის ვარჩევთ: ბრეჩიულს, ქვიშიანს და ნახშირიან სახესხვაობას. გარდა ამისა წყებაში გვხვდებიან ქვიშიანი და ქვიშიან-კირქვიანი სიდეროლითები.

გრაუვაკური ქვიშაქვები. ქვიშაქვების ეს ტიპი ფართო გავრცელებას პოულობს მდ. ჯიგუთიაკვარას ტერიტორიაში. აქ მას საერთოდ, ქვიშაქვებს შორის გაბატონებული ადგილი უჭირავს.

გრაუვაკური ქვიშაქვები შემადგენელი მასალის სიმსხოს მიხედვით უფრო ხშირად პსამიტურნი არიან, თუმცა ტერილის ზოგ ნაწილში ვხვდებით უხეშმარცვლოვან პსეფიტოლითებსაც კი. საერთოდ გრაუვაკური ქვიშაქვები ძირითადად აგებულინი არიან კარგად დამრგვალებულ ქანთა ნატეხებისაგან. მინერალთა ნატეხებიდან თითქმის ყოველთვის მონაწილეობს კვარცი.

ქანთა ნატეხებიდან ხშირია ჰიდროქარსში, კაოლინიში და კალციტში გადასული ეფუზიური ქანები. ზოგ ამ ნატეხებში კარგათ ჩანს პორფირული აგებულება, ზოგში კი არც ეს ნიშანი შეიმჩნევა. უკანასკნელ შემთხვევაში პირვანდელი შედგენილობის აღდგენა თითქმის შეუძლებელი ხდება, მაგრამ ყურადღებას იქცევს ერთი გარემოება, სახელდობრ, არის შემთხვევები, როცა ანალოგიურ ნატეხებში კვარცის ფენოკრისტალები ჩანს, რაც საფუძველს გვაძლევს ვიფიქროთ, რომ ნატეხების უმრავლესობა მკავე ეფუზივებს უნდა ეკუთვნოდეს, მაგრამ გარდა ასეთი ნატეხებისა ამავე ქვიშაქვებში სხვა ხასიათის ნატეხებიც გვხვდება, ესენია: რუხი ფერის თიხა-ფიქლები, ძლიერ წვრილმარცვლოვანი სერიციტიანი ქვიშაქვები და კვარციტებიც კი. მინერალთა ნატეხებიდან, როგორც აღნიშნული იყო, ძირითადად კვარცია წარმოდგენილი. მარცვალთა რაოდენობით უკანასკნელი საერთოდ ცოტაა, მაგრამ მაინც გასარჩევი ხდება მკაფიოდ კუთხედი ტალღური ჩაქრობის სახესხვაობა და ასეთივე ფორმის არა ტალღური სახესხვაობა. რაოდენობით ზოგჯერ პირველი, ზოგჯერ მეორე ქარბობს. არის ერთეული მარცვლები მკავე პლაგიოკლაზისა—ალბიტ-ოლიგოკლაზის—და იშვიათად კალიშპატისაც.

ქვიშაქვების ცემენტის რაოდენობა საერთოდ ცვალებადობს, არის დიდი რაოდენობით და ძლიერ ცოტაც. პირველ შემთხვევაში შეცემენტების ტიპი ბაზალურია, მეორე შემთხვევაში კი კონტაქტური. ცემენტის ნივთიერება ძირითადად აგებულია ჰიდროქარსით, ნახშირიანი ნივთიერებით ანდა კარბონატით და თიხოვანი ნივთიერებით.

კვარციანი გრაუვაკური ქვიშაქვები. ასეთ ქვიშაქვებში კვარცის რაოდენობა საერთოდ ცვალებადია. ზოგჯერ ეს მინერალი იმდენად ბევრია, რომ ქანს თამამად შეიძლება კვარციანი ქვიშაქვა ეწოდოს. მარცვლის სიმსხოს მიხედვით ესენი ძირითადად წვრილმარცვლოვანი პსამიტოლითები არიან.

კვარციან-გრანუტუკურ ქვიშაქვებში გარდა კვარცისა, ქანის ნატეხებიც გვაქვს. უქანასკნელნი კარგად არიან დამრგვალებული და ამასთან შესამჩნევადაც გათიხებული, გაკვარცებული, გაკალციტებულნი და ჰიდროქარსით ჩანაცვლებაც განუცდიათ. რიგი ნიშნების მიხედვით ნატეხების უმრავლესობა მყავე ეფუზივებს მიეკუთვნებიან, ნაწილი კი თიხიან-სერიციტიან ფიქლებს, კვარციტებს და იშვიათად პორფირიტებსაც კი.

კვარცი მაკაფიოდ დაკუთხულობას იჩენს, განსაკუთრებით ისეთი, რომელსაც არა ტალღური ჩაქრობა ახასიათებს. ასეთი კვარცი ხშირად გვაძლევს შუბისებურ, ნამგლისებურ და კიდებდაკბილულ ნატეხებს (ნატეხთა ზომა 0,4—1 მმ უდრის), კუთხედი ფორმა აქვს აგრეთვე ძლიერ კატაკლასურ ტალღურ კვარცს, რომელიც საერთოდ უფრო წვრილი—0,2-0,5 მმ სიდიდის ნატეხების სახით არის წარმოდგენილი. ასეთ ქვიშაქვებში ხშირად იბოვება აგრეთვე ალბიტ-ოლიგოკლაზის და იშვიათად პიკროკლინის წვრილი (0,1—0,3 მმ) მარცვლები, საკმაოდ ბევრია უფრო ბოქოვანი აგებულების ჰიდროქარსი და ზოგჯერ ნახშიროვანი ნივთიერება.

კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვებიც ესენი ძლიერ წვრილმარცვლოვან პსამიტოლიტებს და უფრო ხშირად კი ალევროლიტებს წარმოადგენს.

ამ ქვიშაქვებს მეხუთე ფართობის ნახშირიან წყებაში საერთოდ დამორჩილებული როლი ეკუთვნით და ძირითადად შედგებიან კუთხედი კვარცისაგან, შეცვლილ ქანთა — უმთავრესად მყავე ეფუზივების ნატეხებისაგან და მუსკოვიტისაგან. რიგ შემთხვევაში უქანასკნელის მაგიერ ჰიდრომუსკოვიტია წარმოდგენილი. განსაკუთრებით ბევრია ასეთ ქვიშაქვებში ტალღური კვარცი, ყოველთვის კატაკლასური და შესამჩნევად კუთხედი. ბევრად ცოტაა არა ტალღური—ეფუზიური კვარცი, რომელიც შედარებით მსხვილი (0,4—0,9 მმ) მაკაფიოდ კუთხედი ფორმის მარცვლებს გვაძლევს. მუსკოვიტი ქერცლისებური, ზოგჯერ დაგრებილი ფურცელაკებს სახით გვხვდება. იქ სადაც კომპონენტები ბევრია შედარებით მეტი რაოდენობით მოჩანს ოლიგოკლაზი (პლ. № 20—25) და კალიშპატის წვრილი (0,4—0,1 მმ) მარცვლები. კვარციან-ქარსიან ქვიშაქვებში ცემენტი საერთოდ ცოტაა და აგებულია კარბონატითა და ჰიდროქარსით.

ქვიშიანი არგილიტები. ნახშირიანი წყების არგილიტებს შორის ამ ტიპს ყველაზე მეტი გავრცელება აქვს. ესენი საერთოდ კომპაქტური ქანები არიან და ძლიერ თხელშრეებრიობა ახასიათებთ.

მიკროსკოპული შესწავლით ირკვევა, რომ ქანის არგილიტური ნაწილი ძირითადად აგებულია მორფოზო-მომწვანო ფერის ჰიდროქარსის ქერცლებით გაძლიერებული, თითქმის იზოტროპული თიხოვანი ნივთიერებით. ამგვარ მასაში ზოგჯერ საკმაოდ ბევრი, ზოგჯერ კი მცირე რაოდენობით კვარცსა და შეცვლილი ქანის ნატეხების წვრილ ჩანართებს ვპოულობთ. იშვიათად გვხვდება მყავე პლაგიოკლაზი. ზოგჯერ ასეთ არგილიტში, ქვიშის ნაწილაკებთან ერთად მნიშვნელოვანი რაოდენობით შედის ნახშიროვანი ნივთიერება.

არგილიტების თავისებურ ტიპს წარმოადგენს ე. წ. ბრეჭიული არგილიტები, ეს ქანები მიუხედავად იმისა, რომ ერთგვაროვანი მომწვანო ფერის ქლორიტულ-ჰიდროქარსული და თიხოვანი ნივთიერებით არიან აგებულნი, როგორც მაკროსკოპულად ისე მიკროსკოპულად ნათლად გამოსახულ ბრეჭიულ აგებულებას ამჟღავნებენ. ბრეჭიის ნატეხები არსებითად ეთრგვაროვანი აგებულების არიან: ძირითადად შედგებიან ჰიდროქარსის ბოქ-

კოვანი და კვანძისებური უბნებისაგან და ერთიმეორისაგან მხოლოდ ფერით განსხვავდებიან. ხშირია მომწვანო-მოყავისფრო და მოყვითალო ფერის ნატეხები.

სხვა მინერალებიდან ბრეჩჩიულ არგილიტებში კვარცის წვრილ (0,04—0,2 მმ) მარცვლებს და ნახშიროვანა ნივთიერების გროვებს ვხვდებით. ზოგჯერ ძარღვისებური ფორმისას.

სიდეროლითები. წყებისათვის საკმაოდ დამახასიათებელი არიან და ყოველთვის კონკრეციების სახით გვხვდებიან. კონკრეციების ზომა ძლიერ ცვალებადია, ხშირია 15—20 სმ სიღიღის დიამეტრში, მაგრამ გვხვდებიან უფრო დიდი ზომისაც, ზოგჯერ 1 მ დიამეტრში.

სიდეროლითები მეტწილად აგებული არიან წვრილკრისტალური სიდერიტი და ქვიშაქვის ნაწილაკებით. უკანასკნელთა შორის უფრო ხშირია ტალღური კვარცი და გათიხებული ქანის ნატეხები. მაგრამ ვხვდებით ისეთ კონკრეციებსაც. რომლებშიც მთავარი მასა სადერატის სფეროკრისტალებია. ქვიშიანი ნაწილაკები არსად გვხვდება, სამაგიეროდ სიდერიტის კრისტალებს შორის არეებში მომწვანო-მორუხო ფერის ჰიდროქარსი და კრისტალური კალციტია დაროვილი.

გაქვავებული ხის ღეროები. მეხუთე ფართობის ნახშირიანი წყების პირველ უბანზე, იქ, სადაც უხეშმარცვლოვანი გრაუვაკური ქვიშაქვები გვაქვს, ხშირად გვხვდება სხვადასხვა სიღიღის გაქვავებული ხეები, რომელნიც უფენონი და ხშირად დაწოლილი ან ნახევრად მწოლიარე და ვერტიკალურად მდგომნიც კი არიან. ისე, რომ მათი ალოქტურობა არავითარ ექვს არ იწვევს.

ხის ღეროების რიგი შლიფების მიკროსკოპული შესწავლა გვიჩვენებს, რომ ღეროები გაკარბონატებული - კალციტით (CaCO_3) ჩანაცვლებული არიან. მიუხედავად იმისა, რომ ღეროების დიდი ნაწილი დამსხვრეულია, მაინც კარგად ჩანს ერთმანეთის პარალელურად განწყობილი ბოჭკოები—ამოვსილი წვრილკრისტალური კალციტი. მაგრამ აქვე ვხვდებით დაგვიანებით წარმოშობილ კალციტს, რომლის ძარღვები ირიბად კვეთენ ბოჭკოებს. კალციტით ჩანაცვლებულ ხეში განსაზღვრულა იყო CaCO_3 -ის რაოდენობა. აღმოჩნდა, რომ უკანასკნელი მთელი ხის მასის 83% შეადგენს, დანარჩენი 17% კი ნახშიროვანი ნივთიერებაა. სხვა რამ ხის ღეროში არაფერი ჩანს.

ასეთია ქანთა ძირითადი ტიპები, რომელნიც V ფართობის ნახშირიანი წყებებს შეადგენს.

3. ნახშირიანი წყებისა და მოსაზღვრე ნალექების მძიმე ფრაქციების მინერალოგიური ანალიზი

V ფართობის კრილებში, როგორც აღვნიშნეთ, ნახშირიანი წყების გარდა ბაიოსურის ნაწილიც გვაქვს. კრილებში მოქცეულ პორფირიტული წყების ქანების მძიმე ფრაქციები ძირითადად აგებული არიან მადნეული მინერალებით, პიროქსენით და ქლორიტით. მცირე რაოდენობით გვხვდება ეპიდოტი, აპატიტი, ცირკონი და კორუნდი.

მადნეული მინერალებიდან ხშირია პირიტი და ლიმონიტი. პირიტი მეტწილად წვრილკრისტალურ აგრეგატული სახით გვხვდება. მისი რაოდენობა ფრაქციაში 10—58%-ის ფარგლებში იცვლება.

ლიმონიტი არასწორ მიწისებრ აგრეგატებით არის წარმოდგენილი. ბევრ შემთხვევაში კარგად ჩანს, რომ იგი პირიტის ხარჯზეა წარმოშობილი. ლიმონიტის რაოდენობა ცალკეულ შემთხვევაში 80%-საც კი აღწევს.

ქლორიტი ცალკეული ფურცულაკებით და უფრო ხშირად კი უფორმო მასების სახით არის წარმოდგენილი. რაოდენობრივად ძლიერ ცვალებადობს. ზოგ ფრაქციაში იგი ყველაზე მეტი რაოდენობითაა და შეადგენს 80%-ს. ზოგჯერ კი სრულიად არ გვხვდება.

პიროქსენი მონოკლინურია და მწვანე ფერის ავგიტს მიეკუთვნება. ფორმით პრიზმულია ან არასწორი ნატეხებით გვხვდება. თითქმის ყოველთვის გვხვდება ფრაქციაში, მაგრამ მისი საშუალო რაოდენობა 10—20%-ზე მეტი არ არის. ეპიდოტი მხოლოდ ზოგჯერ გვხვდება.

1%-ზე ნაკლები რაოდენობით არის წარმოდგენილი ცირკონი, აპატიტი და კორუნდი.

ნახშირიანი წყების ნალექების მძიმე ფრაქციას ძირითადად აუტიგენური მინერალები შეადგენენ. ესენი არიან პირიტი, ლიმონიტი და სიდერიტი. შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდებიან ტერიგენი კომპონენტები. ამ უკანასკნელთა შორის უფრო ხშირია ცირკონი და აპატიტი. ზოგჯერ გვხვდება აგრეთვე მაგნეტიტი, რომლის რაოდენობა ფრაქციაში 10—15% ფარგლებში იცვლება. პირიტი კონკრეტული ან წვრილკრისტალური ფორმისაა. ზოგჯერ გალიმონიტებაც ემჩნევა. ფრაქციაში მისი რაოდენობა 5—80%-მდე იცვლება.

მნიშვნელოვანი რაოდენობით არის ლიმონიტი მეტწილად მიწისებური აგრეგატების სახით.

სიდერიტი თითქმის ყოველთვის გვხვდება 20—30%-მდე.

ცირკონი პრიზმული კრისტალების სახით არის წარმოდგენილი. უფრო იშვიათია ოდნავ ბოლოებმომრგვალებული მარცვლები. მხოლოდ კრისტალებში ცირკონისვე ძლიერ წვრილი ჩანარები და აგრეთვე გაზებისა და სითხის ბუშტულების არსებობა შეიმჩნევა. ცირკონის საშუალო რაოდენობა ფრაქციებში 3—5% უდრის.

აპატიტი ისე როგორც ცირკონი, თითქმის ყველა ნიმუშში გვხვდება—პრიზმული კრისტალების და არასწორი ნატეხების სახით. რაოდენობრივად იგი მძიმე ფრაქციის 3—5% შეადგენს, თუმცა ზოგჯერ 20%-აც აღწევს.

ტურმალინი, გრანატი, რუტილი, შპინელი იშვიათად გვხვდებიან და უფრო ხშირად 1%-ზე ნაკლები რაოდენობით არიან.

კიდევ უფრო იშვიათია პიროქსენი, რქატყუარა, ეპიდოტი და კორუნდი, რომელთა ერთეული მარცვლებია მხოლოდ შენიშნული.

მძიმე ფრაქციის მინერალთა ცვალებადობას ვერტიკალურ ჭრილში ცხრილი გვიჩვენებს (იხ. ცხრილი 2).

ამრიგად, როგორც ზემომოყვანილი ლითოლოგიური ანალიზი გვიჩვენებს V ფართობის ნახშირიანი წყების ნალექები დიდ მსგავსებას იჩენენ IV ფართობის ნახშირიანი წყების ნალექებთან. იმ განსხვავებით, რომ ამ ფართობზე წარმოდგენილი გვაქვს მხოლოდ ქვიშაქვებიანი ფაციესი. არგილიტების ფაციესი აქ არ არსებობს. როგორც ჩანს გადარეცხილია. ქვიშაქვები თავისი შედგენილობით კვარცით და ქანის ნატეხებით გამდიდრებულ არკოზულ-გრაუვაკურ ან მხოლოდ გრაუვაკურ ტიპებს მიეკუთვნებიან. უკანასკნელში კვარცი ძლიერ ცოტაა ან სულ არა გვაქვს.

მძიმე ფრაქციის მინერალთა ცვალებადობის ცხრილი; დაღმავალი ჰრილი, მდ. აშუქმახის გასწვრივ ცხრილი 2

წებები- აფსი	მგაყ მარ	ნიტრემგი მარ	კანის რაგვარობა	მძიმე ფრაქციის მინერალთა რაოდენობა %/6-ში																					
				აფსიდი	ბიტუმენა	ბიტუმენა	ფლავინი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი	ბიტუმი							
1	7368		სუსტად ქვიშიანი არგილიტი	61	21	3	9	1	1																
2	735		გრაუვაკური ქვიშაქვა	62	8			28																	
3	734		ქვიშიანი არგილიტი	5	39	2	5	2	1														4		
4	733		კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვა	4	27		6	2	2																
5	732		კვარციან-ქარსიან-გრაუვაკური ქვიშაქვა	7	39	3	8	2	3														59		
6	731		ალფერითული კვარციანი ქვიშაქვა	4	31		7																38		
7	730		კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვა		29	3	4	4															58		
8	729		კვარციან-სიდერითიანი ქვიშაქვა		13	2	7																60		
9	728		კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვა	21	43	5	9	1	3														11		
10	727		ქვიშიანი არგილიტი																				18		
				მძიმე ფრაქცია უმნიშვნელო რაოდენობითაა შედგება: ბირიტის, ლიმონიტის, ცირონის, ტურმალნის და ჰიდრატინიტი ქარსისაგან.																					
11	726		კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვა	31	25	4	28	1	2														7		
12	725		ნახშირიანი არგილიტი	91	5		3	1																	
13	724		ქვიშიანი არგილიტი	12	15		2																	66	
14	723		ქვიშიანი არგილიტი	9	59	3	6		3																35
15	722		პსამიტ-ალფერითიანი ქვიშაქვა	7	21	4	20	2	3	1												1			7
16	721		კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვა	7	53	4	18	3	3														2	10	
17	720		ალფერითული ქვიშაქვა	17	43	1	9	4	3															22	
18	719		კვარციან-სიდერითიანი ქვიშაქვა		14		2	2																78	
19	718		კვარციან-გრაუვაკური ქვიშაქვა	7	51	3	7	6	3															23	
20	717		ქვიშიანი სიდეროლითი		17				8																83
21	716		ქვიშიანი სიდეროლითი	9	42	4	34	2	6															1	
22	715		ფერილმარცვლოვანი კვარციანი ქვიშა-	10	61	2	9	7															4		
23	714		ქვა ნახშირიანი ფიქალი	56	21			3																	
24	713ა		ლითოკლასტური ტუფი	38	43																			19	
25	713ბ		სიდერითიანი კირქვა	18	72				10																
26	7138		პორფირიტის ტუფი	24	56				7																
27	713ა		ლითოკლასტური ტუფი	11	62				9																
28	712		ბელიტ-ალფერითული ტუფი	49	41				8																

ნაწარმოებული

მ. სხორტილაძე და თ. ჩუჩუაძე

შესწავლილ ფართობზე ნალექების მკვეთრ ფაციალურ ცვლილებებს ადვილი არა აქვს, თუ არ მივიღებთ მხედველობაში კვარცის რაოდენობრივად მატებას სამხრეთ-დასავლეთი მიმართულებით და პირიქით,—უკვარცო გრაუვაკური მასალის მატებას ჩრდილო-აღმოსავლეთ მხარეზე, სადაც რამდენადმე უფრო მსხვილმარცვლოვანი მასალა გვაქვს. ამიტომ საფიქრებელია კვარცისა და მყავე მასალის შემოტანა სამხრეთ-დასავლეთიდან, ხოლო უფრო მსხვილმარცვლოვანი გრაუვაკური მასალის შემოტანა ჩრდილო აღმოსავლეთიდან, სადაც ნაპიჭი შორს არ უნდა ყოფალიყო.

საერთო დაკვნები

ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს ჩრდილო ზოლის ნახშირიანი წყების ლითოლოგიური ანალიზის საფუძველზე დადგენილია, რომ საბადოს IV ფართობის ფარგლებში განვითარებული ნახშირიანი წყების ნალექებში ფაციალური ცვლილებები მხოლოდ ვერტიკალურ კრილში შეიმჩნევა—წყების ფუძეში ერთგვაროვანი ქვიშაქვებისანი ფაციესი გვაქვს, რომელსაც ნახშირის ფენები უკავშირდება (პროდუქტიული ჰორიზონტი), ზედა ნაწილში კი მხოლოდ არგილიტებია, რომელნიც ნახშირის საერთოდ არ შეიცავენ (არა პროდუქტიული ჰორიზონტი).

ანალიზებით დადგენილია, რომ ქვიშაქვების ხასიათი მთელ ფართობზე მეტად ერთგვაროვანია არამარტო ჰეტროგრაფიულად, არამედ გრანულომეტრიულადაც—მას ღია ყველგან ერთნაირად დაუხარისხებელია, არსად შეიმჩნევა დინების ნიშნები და არსად გვაქვს უაქვარცვლოვანი მასალით აგებული უბნები. ძლიერ სუსტად ან სულ არ არის გამოვლინებული ხლართული შრეებრივობა ან გადარეცხვის ნიშნები. ყოველივე ეს იმის მაჩვენებელია, რომ წყების დალექვა წყნარი პირობებში მოხდარა ლაგუნის ან ლიმნური ტიპის აუზში. ასევე ერთგვაროვნებით ხასიათდება არგალიტების ჰორიზონტი.

ყოველივე ამსთან ერთად ირკვევა, რომ ქვიშაქვების ამგები მასალა არ ჰგავს ნახშირიანის ფუძეში განვითარებული პორფირიტული წყების ქანებს და ძირითადად წარმოდგენილია ტალღური—გრანიტული—მეტამორფული წყების და არატალღური—ეფუზიური კვარციით, მყავე პლაგიოკლაზით, იშვიათად კალიშპატით, სერიციტ-კვარციან ქვიშაქვების, თიხაფიქლების, მყავე ეფუზივების ძირითადი მასის და გათიხებული ან ჰიდროქარსში მთლიანად გადასული რომელიღაც ქანის ნატეხებით.

გარკვეულ დასკვნამდე მივყავართ ნალექების მინერალოგიურ ანალიზს. დადგენილია, რომ ნახშირიანი წყების ამგები ქანების მძიმე ფრაქციებში მდგრად მინერალთა—ციროკონ-აპატიტის ასოციაცია გვაქვს. მსუბუქ ფრაქციებში კი კვარცი, მყავე პლაგიოკლაზი (ოლიგოკლაზი) და იშვიათად კალიშპატი.

სრულიად განსხვავებულია ნახშირიანის უშუალოდ მოსაზღვრე პორფირიტული წყების ქანების ფრაქციები. მძიმე ფრაქცია აქ პიროქსენიანია, ხოლო მსუბუქი კი ფუძე პლაგიოკლაზიანი ან ალბიტანი (სპილიტებში) ქლორიტთან ერთად. ეს ვარემოება ერთხელ კიდევ ადასტურებს იმას, რომ პორფირიტული წყება არ წარმოადგენს ნახშირიანი წყების ამგები ქანების ძირითად მკვებავ წყაროს.

საბადოს V ფართობზე ნახშირიანი წყების მხოლოდ ქვედა ნაწილი (სიმაღლით 45—60 მ) — ქვიშაქვებიანი ფაციესია წარმოდგენილი. ზედა—არგილიტებიანი ნაწილი გადარეცხილია. ამჟამად ამ ფართობზე ნახშირიანი წყებთექტონიკურად ერთმანეთისაგან გათვსივსულ სამ ცალკე უბანშია შერჩენილი. დეტალური კრილების მიხედვით შესწავლილი მასალის ლითოლოგიური ანალიზი გვიჩვენებს, რომ ამ უბანზე ნალექების ხასიათი არსებითად ერთგვაროვანია, თუმცა კვარცის არათანაბრად განაწილება შეიმჩნევა. ამ მხრივ ანალიზებით დადგენილია, რომ კვარცის რაოდენობრივად მატებას ადგილი ზედა სამხრეთ-დასავლეთ მიმართულებით, ხოლო მოპირდაპირე მხარეზე—ჩრდილო აღმოსავლეთით კი ამ კომპონენტის რაოდენობა საგრძობლად კლებულობს. სამაგიეროდ აქ ქვიშაქვებში გამოერევა უხეშმარცვლოვანი პსეფიტური მასალის ლინზები, რომლებშიაც ხის ღეროებიც ჩანს. ამასთან პსეფიტურ მასალაში ფიქლებრივ ქანებთან ერთად მნიშვნელოვანი რაოდენობით აღინიშნება ფუძე ქანების—პორფირიტების კარგად დარტყვალბული ნატეხები. კვარცი კი თითქმის არ არის. აქედან გამომდინარე ავტორები უშვებენ კვარცის და საერთოდ მყავე მასალის აუზში სამხრეთ დასავლეთიდან შემოტანას, ხოლო V ფართობის ჩრდილო-აღმოსავლეთ ნაწილში კი უშუალო ნაპირის ან კუნძულის არსებობას. ამასთან, ჩანს, რომ უკანასკნელის აგებულებაში პორფირიტული წყებაც ღებულობდა მონაწილეობას. მიუხედავად ამგვარი ცვლილებისა V ფართობის ნახშირიანი წყების ნალექები დიდ მსგავსებას იჩენენ IV ფართობის ნალექებთან. აქედან გამომდინარე ავტორები კვლავ იმ დასკვნამდე მიდიან, რომ ტყვარჩელის საბადოს ამჟამად ერთმანეთისაგან გათვსივსული პროდუქტიული ფართობები, ადრე ერთიან აუზს წარმოადგენდა, ხოლო ამ ერთიანი აუზის ცალკე „აუზებად“ თუ ფართობებად დაყოფა მერმინდელი მოვლენაა, და ძირითადად ტექტონიკური პროცესები და შემდგომი ეროზიით უნდა იყოს გამოწვეული. გარდა ამისა შესწავლილი ფართობების დიდი ნაწილის ნახშირიანი წყების ნალექებში პორფირიტული წყების მასალის არ არსებობა ავტორებს უფლებას აძლევს დაუშვან, რომ ნახშირიანი წყების მასალის მკვებავი წყარო არა ბაიოსურია, არამედ სხვა რომელიღაც წყება—აგებული მყავე ქანებით და ძველი კრისტალური კომპლექსით.

Н. И. СХИРТЛАДЗЕ, И. Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ.

ЛИТОЛОГИЯ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ПОЛОСЫ ТКВАРЧЕЛЬСКОГО КАМЕННОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Резюме

На основании литологического анализа отложений угленосной свиты северной полосы Ткварчельского месторождения, авторами установлено, что в угленосных отложениях, развитых в пределах IV площади, фациальные изменения наблюдаются только в вертикальном разрезе; здесь в основании свиты развита однообразная песчанистая фашия, к которой приурочены угольные пласты (продуктивный горизонт); верхняя же часть представлена только лишь аргиллитами,

не содержащими пластов угля (непродуктивный горизонт). Установлено, что песчаники на всей площади характеризуются однообразием, как в петрографическом, так и гранулометрическом отношении — материал везде в одинаковой степени мало отсортирован. Отсутствуют участки, сложенные грубозернистыми отложениями, нет признаков течений. Слабо выражена, а иногда совершенно отсутствует косая слоистость и признаки размыва.

Все это указывает на то, что осадконакопление происходило в спокойной среде, в условиях бассейна лагунного или лимнического характера.

Таким же однообразием характеризуются и породы аргиллитового горизонта.

Вместе с тем выясняется, что материал, слагающий песчаники, и здесь не похож на подстилающие породы порфиритовой свиты и в основном представлен гранитным или метаморфическим кварцем с волнистым погасанием и эффузивным кварцем, кислым плагиоклазом, редко калишпатом, обломками серицитово-кварцевых песчаников, глинистых сланцев, кварцитовых сланцев, основной массы кислых эффузивов и нацело пелитизированных или перешедших в гидрослюду обломков.

Минералогический анализ также дает возможность сделать некоторые выводы. В частности, установлено, что тяжелая фракция пород угленосной свиты характеризуется циркон-апатитовой ассоциацией устойчивых минералов. В легкой же фракции имеются кварц, кислый плагиоклаз (олигоклаз) и редко калишпат. Значительно отличаются соответствующие фракции пород порфиритовой свиты, непосредственно подстилающей угленосные отложения. Здесь тяжелая фракция пироксеновая; легкая же, полевошпатовая, представленная основным плагиоклазом или альбитом (в спилитах), и хлоритовая. Эти факты подтверждают высказанное ранее авторами предположение, что порфиритовая свита не является основным источником питания, поставлявшим материал для угленосных отложений.

На V площади м-ния представлена только нижняя часть угленосной свиты (мощностью 45—60 м) — горизонт песчаников. Верхняя же часть — аргиллитовый горизонт — отсутствует, будучи, по-видимому, размывта. В настоящее время угленосная свита представлена в виде тектонически разобщенных трех отдельных участков. Литологический анализ изученных детальных разрезов показывает, что хотя материал на этих трех участках в основном однообразный, но замечается неравномерное распределение кварца. Количественное увеличение кварца наблюдается к юго-западу, а в противоположном, т. е. северо-восточном направлении количество этого компонента заметно уменьшается. В этом же северо-восточном направлении наблюдается также примесь псефитового материала, который встречается в виде линз в среднезернистых песчаниках. В этих линзах иногда попадаются обуглившиеся стволы деревьев. В составе псефитового материала вместе с обломками сланцев в значительном количестве присутствуют хорошо окатанные обломки основных эффузивов, кварц же почти отсутствует. Исходя из этого авторы предполагают, что гранитный материал привносился на этот участок месторождения с юго-запада, а в северо-восточном направлении располагалась приподнятая часть суши, в сложении которой по-видимому участвовала порфиритовая свита. Несмотря на это угленосная свита V площади в целом мало отличается от угле-

носных отложений IV площади. Исходя из сказанного, авторы приходят к выводу, что разобщенные в настоящее время продуктивные площади Ткварчельского каменноугольного месторождения ранее составляли части одного бассейна, расчленение которого на отдельные продуктивные участки не является первичным, а вызвано в основном тектоническими процессами и последующей эрозией. Отсутствие порфиритового материала в угленосной свите большей части изученных площадей дает основание предполагать, что источником питания данной свиты служила не порфиритовая свита байоса, а другая какая-то свита, сложенная кислыми эффузивными продуктами, и древний кристаллический комплекс.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакрадзе И., Канделаки А., Отчет Ткварчельской геол.-разв. партии по работам 1939 г., 1940, Грузуглерудразведка.
2. Бакрадзе И., Заключение о промышленном значении IV угленосной площади Ткварчельского каменноугольного месторождения, 1948, Грузуглерудразведка.
3. Бакрадзе И., Отчет Ткварчельской геолого-поисковой партии по работам 1946 г. (IV и V угленосной площади), 1948, Грузуглерудразведка.
4. Бакрадзе И., Отчет по геолого-разведочным работам на IV и V угольных площадях Ткварчельского каменноугольного месторождения по работам 1948 г., 1950, Грузуглерудразведка.
5. Бисеишвили Г., Цквитинидзе Р., Отчет Башишкварской геолого-разведочной партии по работам 1949 г., Грузуглерудразведка.
6. Букня С., Отчет Абхазской геолого-съемочной партии по работам 1947 г., Грузгеолуправление.
7. Ефимов В. и Коротков И., Отчет о результатах геолого-разведочных работ на участке № 1 IV угленосной площади Ткварчельского к/у м-ния, 1949, Грузуглерудразведка.
8. Ефимов В. и Кандауров С., Отчет о результатах геолого-разведочных работ на IV угленосной площади и промежуточного участка Ткварчельского к/у м-ния. По состоянию на 1 января 1949 г., 1952, Грузуглерудразведка.
9. Имнадзе З. и Лебанидзе В., Петрографическое и микрофаунистическое изучение 1 участка IV площади Ткварчельского к/у м-ния. 1948, Грузуглерудразведка.
10. Мокринский В., Ткварчельский угленосный район IV и V продуктивные площади (часть 3). Москва, 1934.
11. Цквитинидзе Р. и Кандауров С., Отчет о разведке V угленосной площади Ткварчельского к/у м-ния. 1950, Грузуглерудразведка.
12. Эдилашвили В., Отчет Ткварчельской геолого-разв. партии (VI угленосная площадь) 1943, Грузуглерудразведка.
13. Эдилашвили В., Отчет Абхазской геолого-поисковой партии на каменный уголь в р-нах Ткварчельского и Маганского к/у м-ний. 1944, Грузуглерудразведка.
14. სხირტლადე ნ., ჩეჩელაშვილი ი., ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს IV და V ფართობების და მოქვის აუზის ნახშირიანი წყების ლითოლოგია, გეოლოგიური ინსტიტუტი, 1955.
15. ძოწენიძე გ., სხირტლადე ნ., ჩეჩელაშვილი ი., ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს II ფართობის და III ფართობის დიდი ნაწილის ნახშირიანი წყების ლითოლოგია, გეოლოგიური ინსტიტუტი, 1953.
16. ძოწენიძე გ., სხირტლადე ნ., ჩეჩელაშვილი ი., ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს III ფართობის ჩრდილო ნაწილის (შუალედი უბანი) ნახშირიანი წყების და მისაზღვრე ნალექების ლითოლოგია. გეოლოგიური ინსტიტუტი, 1954.

И. И. КИКНАДЗЕ

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОЛОДЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ВЕРХОВЬЕВ Р. ЦХЕНИС-ЦХАЛИ (НИЖНЯЯ СВАНЕТΙΑ)

На южном склоне Большого Кавказа в пределах верховьев р. Цхенис-Цхали развиты палеозойские гранитоиды, юрские диабазы, диабазовые порфириды и молодые гранитоиды.

Палеозойские гранитоиды и метаморфические породы, слагающие северную часть района, приподняты и надвинуты на юрские осадки, развитые к югу от надвига и представленные в основном глинистыми сланцами лейаса, вмещающими пластовые тела диабазов и диабазовых порфиритов. К юре приурочены мелкие интрузии гранитоидов и многочисленные дайковые образования диоритового и гранодиоритового состава, обнажающиеся на горе Цурунгал и в верховьях рек Чорохи и Тотельдаш.

Интрузивные массивы горы Цурунгал и в устьях рек Чорохи и Тотельдаш имеют небольшие размеры. Минеральный состав этих массивов очень близок друг к другу; здесь выделяются следующие типы пород: 1) гранит-порфиры, 2) порфиroidные граниты, 3) гранодиорит-порфиры, 4) двуслюдяные граниты и 5) плагиограниты.

Во всех массивах наблюдается большое количество гранитизированных ксенолитов диоритового или более основного состава.

Кроме названных пород, слагающих относительно крупные массивы, широким распространением пользуются мелкие дайковые тела. Они сложены из следующих пород: 1) кварцевых микродиоритов, 2) меланократовых диорит-порфиритов, 3) кварцевых диорит-порфиритов, 4) гранодиорит-порфиритов, 5) кварцевых гранодиорит-порфиритов, 6) жильных лейкокатовых гранитов и гранит-порфиритов, 7) кварцевых порфиритов, 8) аплитовидных гранитов, 9) аплитов и 10) пегматитов.

Внедрение магматического материала происходило в три последовательные фазы: первыми внедрялись более основные гибридные породы, диориты, кварцевые диориты и гранодиориты, за ними следовали граниты и наконец кислые (лейкокатовые) граниты, с которыми связано арсенопиритовое оруденение, а на Чорохском участке — оловянное рудопроявление.

Ниже приводится петрохимическая характеристика молодых интрузивных пород района на основании имеющихся 17 химических анализов, выполненных в петрохимической лаборатории кафедры минералогии и петрографии ГПИ имени В. И. Ленина.

В таблице № 1 помещены все анализы и приведены пересчеты их по методу А. Н. Заварицкого, на основании которых составлена векторная диаграмма (рис. 1). Для сопоставления на диаграмме нанесены также векторы средних типов пород по Дэли, а также близких по составу пород других районов.

Сопоставляя химические анализы молодых интрузивных пород района, можно обнаружить ряд особенностей, которые наглядно выступают на векторной диаграмме.

Химический состав молодых интрузивных

№№ п. п.	№№ обр.	Порода	Химический состав								
			SiO ₂	TiO ₁	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	20 ^a	Кварцевый порфир	69.0	0.52	16.0	2.99	3.6	0.01	0.36	1.26	3.37
2	35	Кварцевый микродиорит	67.0 ⁶	0.3	16.48	2.5	0.79	0.03	4.5	3.35	3.86
3	37 ^b	Диорит-порфирит	68.19	0.97	15.84	0.0	2.84	0.02	1.38	2.57	4.04
4	107	Плагиогранит	69.17	0.2	17.51	1.1	1.2	0.01	2.7	3.9	5.34
5	127	Гранодиорит-порфир	68.9	0.31	16.35	0.72	1.75	0.02	0.78	2.45	4.26
6	140	Гранодиорит-порфир	68.0	0.1	16.7	1.5	0.1	0.01	2.2	4.8	3.8
7	216	Гранит-порфир	68.72	0.28	15.92	0.29	2.02	0.02	0.93	2.41	3.98
8	332	Диорит-порфирит	68.0	0.51	15.61	1.80	2.5	0.5	1.1	3.5	5.0
9	338	Гранодиорит	65.0	0.57	16.4	2.65	3.70	0.06	2.1	3.4	3.3
10	351	Кварцевый порфир	71.0	0.28	14.85	1.1	1.96	0.02	0.56	1.5	4.01
11	369	Кварцевый диорит-порфирит	69.0	0.1	16.1	2.0	0.2	0.06	3.5	4.0	3.1
12	374	Гранодиорит-порфир	65.9	0.6	16.5	2.0	3.6	0.02	2.1	3.78	2.6
13	386	Двуслюдяной гранит	72.12	0.73	18.9	0.32	2.8	0.01	0.27	1.18	2.18
14	397	Порфиroidный гранит	70.0	0.3	15.5	1.9	3.1	0.02	0.81	1.7	3.6
15	407	Кварцевый диорит-порфирит	65.9	0.6	16.2	1.6	2.5	0.01	1.3	3.08	5.9
16	451	Диорит-порфирит	68.0	0.4	16.4	2.4	0.3	0.02	4.0	4.22	2.91
17	461	Гранит-порфир	70.0	0.3	16.0	1.5	1.3	0.03	1.1	2.5	4.1

Почти во всех молодых интрузивных породах, за некоторым исключением, наблюдается избыток окиси алюминия (Al₂O₃). На диаграмме это выражается в отклонении векторов на плоскости asb, к оси b полого вниз и влево. Избыток окиси алюминия \dot{a} представляет тот остаток Al₂O₃, который не вошел в состав алюмосиликатов щелочей и извести. Мы предполагаем, что этот избыток Al₂O₃ израсходуется на образование большого количества биотита, входящего в качестве единственного фемического минерала во все молодые интрузивные породы.

Следующим характерным признаком для большинства молодых интрузивных образований района является повышенное содержание кремнезема по сравнению со средними типами пород. В минералогическом отношении это выражается в присутствии свободного кварца в том или ином количестве во многих разновидностях пород.

Многие химические анализы после пересчета показали небольшую величину параметра *c*, т. е. «полевошпатовой извести». Это видно из близкого расположения начальных точек большинство векторов в плоскости scb к оси sb. В минералогическом составе пород это выражается в преобладании средних и кислых плагиоклазов над основными плагиоклазами. Однако для некоторых разновидностей диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, гранодиорит-порфиритов и гранодиоритов наблюдается возрастание величины параметра *c*; к этим породам относятся наиболее удаленные векторы от оси sb на проекция

scb (см. рис. 1), это указывает на присутствие в них богатых анортитовой молекулой основных плагиоклазов, что в свою очередь говорит о гибридном характере магмы, давшей эти породы.

пород верховьев р. Цхенис-цхали

Таблица 1

(вес. %)				Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)															
K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Сумма	a	c	b	z	a'	f'	m'	c'	n	g	t	g	a:z			
2.63	0.15	0.02	99.95	10.74	1.48	12.91	74.73	51.0	44.0	5.0	—	66.1	19.0	0.52	38.26	9.6			
1.60	0.20	0.04	100.33	10.77	4.71	9.42	76.18	32.0	36.8	32.0	—	78.9	3.5	1.32	25.03	2.27			
2.74	0.20	1.16	99.95	12.97	3.17	4.69	79.21	83.4	5.8	50.0	—	68.2	0.0	1.05	29.27	4.5			
3.40	0.42	0.01	100.5	14.26	2.90	5.20	77.82	23.4	42.7	31.2	—	61.0	5.2	0.26	25.22	4.9			
3.21	0.24	0.8	99.79	13.66	2.86	6.04	77.37	40.0	37.8	22.2	—	67.5	8.9	0.34	24.53	4.76			
3.2	0.01	0.01	100.03	13.47	3.44	3.92	78.29	—	87.7	12.3	—	70.5	38.6	0.43	27.08	3.91			
3.93	0.33	0.82	99.45	14.2	2.9	5.0	77.9	23.4	42.7	31.2	—	61.0	5.2	0.26	25.2	4.9			
1.5	0.26	0.04	100.31	13.06	3.77	6.6	76.59	—	65.1	27.5	63.3	83.5	22.0	0.52	23.1	3.6			
2.3	0.15	0.02	99.74	10.34	4.7	12.35	73.14	24.9	46.7	27.3	—	68.9	18.59	0.73	20.73	2.2			
3.2	0.25	1.08	99.76	12.61	2.81	4.96	79.6	27.0	54.0	19.3	—	83.0	16.3	0.33	31.19	4.47			
2.4	0.01	0.02	100.4	11.61	3.92	8.21	79.9	—	45.4	35.0	19.3	69.8	16.7	0.51	39.05	2.97			
1.9	0.02	0.03	99.23	8.27	4.51	8.21	74.0	31.0	41.25	27.6	—	67.7	12.81	0.71	33.21	1.83			
3.68	0.27	1.04	99.14	9.61	1.90	12.60	76.63	90.5	20.6	3.1	—	44.7	2.1	0.74	31.45	5.5			
2.77	0.21	0.01	99.83	11.93	3.66	4.8	79.26	8.32	70.8	20.8	—	66.0	33.4	0.34	31.28	3.28			
1.9	0.21	0.02	99.22	15.41	2.94	7.44	74.14	—	49.6	28.8	21.6	82.5	18.0	0.72	14.59	5.25			
1.56	0.09	0.02	100.02	8.57	5.03	10.06	76.29	29.3	40.6	30.0	—	73.5	14.6	0.44	30.46	1.73			
2.7	0.2	0.02	99.75	12.75	2.8	6.7	78.34	—	58.3	21.9	19.8	69.6	12.6	0.34	27.71	4.55			

На диаграмме видно также сравнительно крутое падение векторов в плоскости scb, указывающее на преобладание Na над K. Следует отметить, что во всех молодых интрузивных породах, включая кварцевые порфиры и некоторые жильные породы последней фазы, Na₂O преобладает над K₂O. Параметр n, выражающий отношение окиси натрия к сумме щелочей, почти всегда значительно выше, чем для соответствующих средних типов пород.

Если расположить химические анализы наиболее характерных пород в возрастной последовательности, то обнаружатся закономерные изменения химизма, отвечающие процессу формирования отдельных групп молодых интрузивных пород, что, наглядно видно на вариационной диаграмме (рис. 2), где по горизонтальной оси расположены наиболее типичные образцы в порядке их возрастной последовательности, а по вертикальной оси — количество соответствующего окисла в породе в весовых процентах. Результаты химических анализов и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому сведены в табл. № 2, номера пород в которой соответствуют номерам, обозначенным на диаграмме.

Для сопоставления на рис. 3. приводится вариационная диаграмма соответствующих средних типов пород по Дэли.

Сопоставление данных химических анализов (табл. 1) и вариационных диаграмм (рис. 2, 3), показывает, что содержание некоторых окислов в гибридных породах, а также в жильных гранитах и кварцевых порфирах несколько иное, чем гранитах массивов. В свою очередь, гранит-порфиры, порфиридные граниты и плагиограниты, несмотря

на сходство в их минеральном составе, проявляют некоторые отличительные черты в процентном содержании того или иного окисла.

Характерной особенностью для пород ранних образований является высокое содержание SiO_2 по сравнению со средними типами пород по Дэли (сравн. рис. 2 и 3); следует указать, что в кварцевых диори-

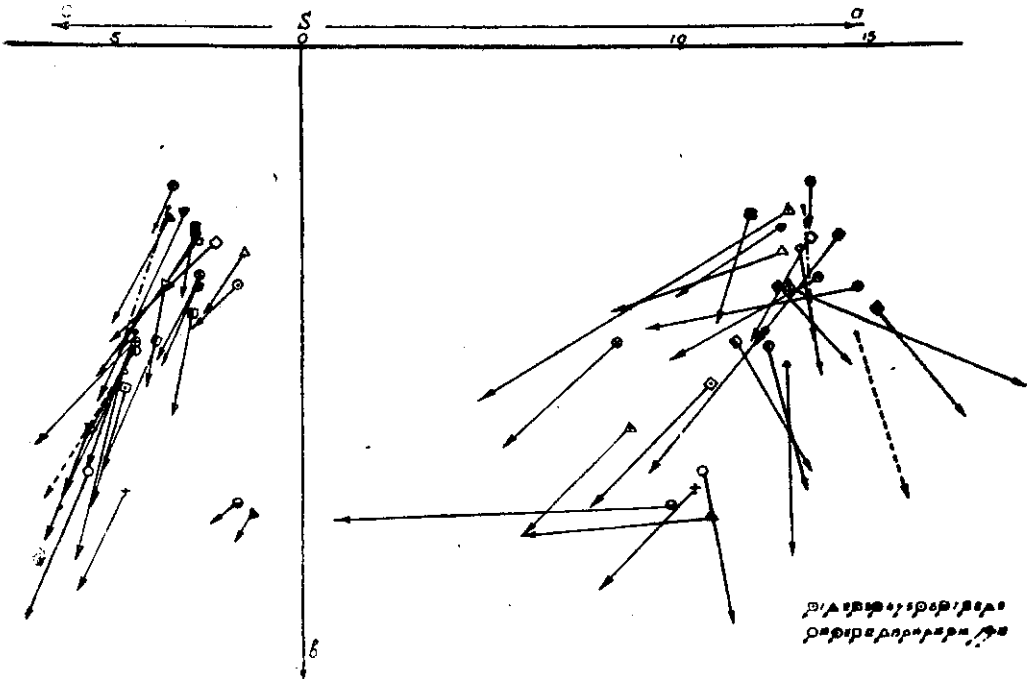


Рис. 1. Петрохимическая диаграмма молодых интрузивных пород верховьев р. Цхенис-Цхали.

1—Кварцевый микродиорит; 2 — Диорит-порфирит; 3 — Кварцевый диорит-порфирит; 4 — Гранодиорит-порфир; 5 — Гранодиорит; 6 — Плаггиогранит; 7 — Двуслюдяной гранит; 8 — Гранит-порфир; 9 — Кварцевый порфир; 10 — Средний кварцевый диорит по Дэли; 11 — Средний гранодиорит по Дэли, 12 — Средние граниты всех периодов по Дэли; 13 — Средний кварцевый порфир по Дэли; 14 — Средний гранит третичного возраста (Абхазия, Сванетия и Северный Кавказ); 15 — Средний гранодиорит (Сев. Кавказ); 16 — Средний дацит (Сев. Кавказ); 17 — Кварцевослюдяной диорит-порфирит Электрик-пик по А. Н. Заварицкому; 18 — Кварцевослюдяной диорит-порфирит Йеллоустонского парка (вулкан Крандал) по А. Н. Заварицкому.

тах, диорит-порфиритах, кварцевых диорит-порфиритах и гранодиорит-порфирах, наряду с высоким содержанием кремнезема наблюдается также высокое содержание окислов магния и кальция, что подтверждает гибридный характер магмы, давшей указанные породы. В гибридных разностях пород увеличение роли SiO_2 , MgO и CaO на наш взгляд связано с ассимиляцией лейкократовой гранитной магмой вмещающих диабазовых-порфиритов.

Несмотря на то, что в породах второй фазы: гранит-порфирах, порфировидных гранитах и двуслюдяных гранитах встречается огромное количество ксенолитов диоритового или более основного состава, повышения содержания окиси магния и кальция не происходит; по нашему мнению в данном случае это связано с выносом магния, во

вещающие породы, в связи с чем в приконтактовых роговиках указанных пород наблюдается интенсивный процесс биотитизации.

Содержание MgO , CaO и SiO_2 в породах более поздних образований приближается к нормальному. Таким образом, от ранних фаз к более поздним наблюдается постоянное уменьшение роли окиси магния и кальция и постепенное повышение содержания кремнезема. На такую закономерность изменения магмы во времени во многих других районах Грузии впервые было обращено внимание Г. М. Заридзе (6, 7).

При некотором колебании суммарного содержания щелочей замечается одна постоянно наблюдающаяся особенность во всех породах района, выражающаяся в преобладании Na_2O над K_2O (рис. 2.). Наряду

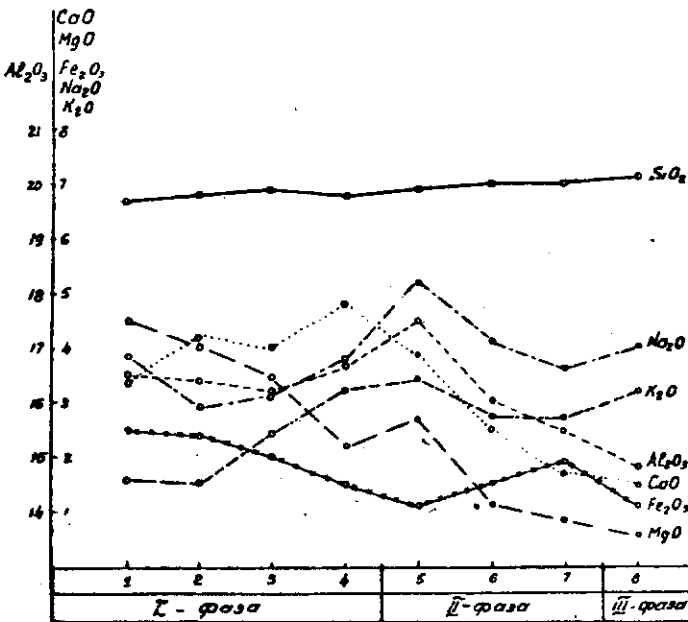


Рис. 2. Вариационная диаграмма составов молодых интрузивных пород различных фаз (для SiO_2 одно деление соответствует 10% весового количества)

с этим при микроскопическом изучении некоторых разностей гибридных пород — гранодиоритов, гранодиорит-порфиров и плагиогранитов, обращает на себя внимание некоторое несоответствие между довольно высоким содержанием K_2O в породе, по сравнению со средними типами, и относительно небольшим содержанием калиевого полевого шпата, присутствующего лишь в основной массе. В этих породах большая часть калия связана вероятно в биотитах.

В гранит-порфирах и порфиroidных гранитах массивов количество окиси натрия много выше калия (рис. 2), что свидетельствует о магниевое-кальциевой контаминации гранитной магмы.

Х. М. Абдуллаев [2], приводя многочисленные примеры, как из отечественной, так и зарубежной литературы о процессах ассимиляции и контаминации гранитной магмы, отмечает, что при магниезально-карбонатной ассимиляции наблюдается повышение содержания

Изменение химического состава молодых

Фазы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
I фаза	1. Кварцевый микродиорит	67.06	0.3	16.48	2.5	0.79	0.03	4.5	3.35
	2. Диорит-порфирит	68.0	0.4	16.4	2.4	0.3	0.02	4.0	4.22
	3. Кварцевый диорит-порфирит	69.0	0.1	16.1	2.0	0.2	0.06	3.5	4.0
	4. Гранодиорит-порфир	68.0	0.1	16.5	1.5	0.1	0.01	2.2	4.8
II фаза	5. Плагиигранит	69.17	0.2	17.51	1.1	1.2	0.01	2.7	3.9
	6. Гранит-порфир	70.0	0.3	16.0	1.5	1.3	0.03	1.1	2.5
	7. Порфирированный гранит	70.0	0.3	15.5	1.9	3.1	0.02	0.81	1.7
III фаза	8. Кварцевый порфир	71.0	0.28	14.85	1.1	1.96	0.02	0.56	1.5

натрия и кальция. Этим по-видимому объясняется преобладание Na над K, а также то обстоятельство, что породы в качестве щелочного полевого шпата содержат вместо ортоклаза или микроклина анортоклаз.

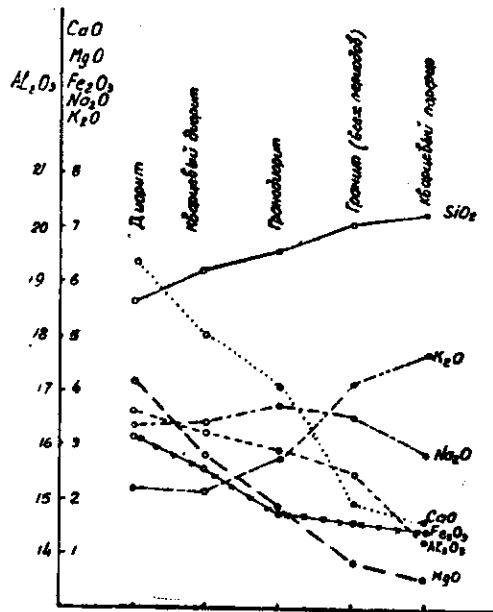


Рис. 3 Вариационная диаграмма составов молодых интрузивных пород различных фаз (для SiO₂ одно деление соответствует 10% весового количества)

Постоянное преобладание Na₂O над K₂O, как в дайковых образованиях, так и интрузивных породах массивов, возможно указывает на общность их происхождения из единой магмы.

Суммарное количество Na₂O и K₂O приближается к нормальной величине в породах самых поздних интрузивных фаз — кварцевых

Таблица 2

интрузивных пород в различных фазах

Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	п	у	t	Q ₁	a/c
3.86	1.60	0.20	0.04	10.77	4.71	9.42	76.18	32.0	36.8	32.0	—	78.9	3.5	1.32	25.03	2.27
2.91	1.56	0.09	0.02	8.57	5.03	10.06	76.29	29.3	40.6	30.0	—	73.5	14.6	0.44	30.46	1.73
3.1	2.4	0.01	0.02	11.61	3.92	8.21	79.9	—	45.4	35.0	19.3	69.8	16.7	0.51	39.05	2.97
3.8	3.2	0.01	0.01	13.47	3.44	3.92	78.29	—	87.7	12.3	—	70.5	138.6	0.43	27.08	3.91
5.34	3.40	0.42	0.01	14.26	2.90	5.20	77.82	23.4	42.7	31.2	—	61.0	5.2	0.26	25.22	4.9
4.1	2.7	0.2	0.02	12.75	2.8	6.7	78.34	—	58.3	21.9	19.8	69.6	12.6	0.34	27.71	4.55
3.6	2.77	0.21	0.01	11.93	3.66	4.8	79.26	8.32	70.8	20.8	—	66.0	33.4	0.34	31.28	3.28
4.1	3.2	0.25	1.08	12.61	2.81	4.96	70.6	27.0	54.0	19.3	—	83.0	16.3	0.33	31.19	4.47

порфирах (рис. 2), где следы контаминации почти полностью исчезают.

Следующим отличительным признаком для многих разностей пород, по сравнению со средними типами, является пересыщение глиноземом. В образовании избытка Al_2O_3 видимо большую роль играла ассимиляция вмещающих глинистых сланцев. Усвоение магмой инородного материала, вероятно, происходило с неодинаковой интенсивностью, что влияло и на характер оруденения. Наиболее пересыщенными Al_2O_3 оказались диорит-порфиры, двуслюдяные граниты, плагиограниты и кварцевые порфиры Чорохского участка, что указывает на более интенсивное развитие процессов ассимиляции.

По мере увеличения кислотности в жильных лейкократовых гранитах, аплитовидных гранитах и кварцевых порфирах, количество Al_2O_3 постепенно уменьшается и приближается к нормальной величине.

Анализируя данные вариационных диаграмм, можно отметить, что в породах самых поздних образований количество главных окислов почти нормальное, в то время как в породах второй и особенно первой фаз, несущих следы гибридности, наблюдается широкий диапазон колебаний их содержания. Это указывает на то, что более интенсивная ассимиляция происходила во время более ранней интрузивной деятельности, позднее же имело место ослабление этого процесса. Об этом свидетельствует тенденция к общему повышению кислотности в более поздних фазах интрузивных образований и наличие жильных лейкократовых гранитов, аплитовидных гранитов и кварцевых порфиров, образованных на завершающих фазах.

Развитие большого количества лейкократовых разностей пород позволяет считать исходную магму лейкократовой. Широкие пределы отклонения пород от нормального состава обусловлены ассимиляционными процессами различной интенсивности, при воздействии лейкократовой магмы на разноставные вмещающие породы. Немаловажную роль в разнообразии охарактеризованных интрузивных пород играли метасоматические процессы, сопутствующие внедрению магмы.

Таким образом, разнообразие пород изученного нами района объясняется не процессами дифференциации, как это считали предыдущие исследователи (4), а процессами ассимиляции и контаминации

магмы, при участии преобразовательных процессов, связанных с постмагматическими растворами и эманациями.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д., О магматизме Северного Кавказа. Сборник трудов Геол. ин-та. АН ГССР, 1959.
2. Абдуллаев Х. М., Генетическая связь оруденения с гранитными интрузиями. Гостехиздат, 1954.
3. Воловикова Н. М., Петрохимические особенности эффузивных пород центральной части южного склона Кураминского хребта (Бассейн верховьев рек Уткем-су и Кармазар-сай). Труды ин-та геол. руд. месторожд., петрогр., минер. и геохимии, вып. 5, 1957.
4. Ершов А. Д., и Копелиович А. В., Геология и рудные проявления верховьев р. Цхенис-Цхали. Гостехиздат, 1941.
5. Заварицкий А. Н., Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М.-Л., изд. АН СССР, 1941.
6. Заридзе Г. М., Среднеюрский магматический цикл Грузии. Сообщ. АН Груз. ССР, т. 5, № 2, 1944.
7. Заридзе Г. М., Закономерности развития вулканизма Грузии и связанные с ним рудопроявления. Гостехиздательство Груз. ССР, 1947.

თ. ბათიაშვილი

სოფ. ბუინევის ასბესტის მინერალოგიური დახასიათება

В работе дается детальное минералогическое описание проявления асбеста в Дзиркульском кристаллическом массиве, в ущелье реки Бжинеура. На основании химических, спектральных, термических и рентгено-структурных исследований, а также данных электронной микроскопии, описанный минерал относится к группе амфибол-асбеста, представляя собой актинолит-асбест.

სოფ. ბუინევის ასბესტის გამოვლინებები მდებარობს ძირულის კრისტალური მასივის ცენტრალურ ნაწილში, მდ. ბუინეურას აუზში.

პირველ ცნობას ბუინევის ასბესტის შესახებ ვხვდებით მელერისა და დენისოვის კავკასიის მხარის სასარგებლო ნამარხების აღწერილობაში [1900]. ბუინევის ასბესტს ა. ცეიტლინიც [1904] აღნაშნავს. ა. ფერსმანი [1952] ეყრდნობოდა რა ა. ცეიტლინის არასრულ მონაცემებს, აღნიშნავდა, რომ ბუინევის ასბესტი მიეკუთვნება ნემალიტს. 1958 წელს აქ მუშაობდა ო. გულუა [1959], რომელმაც ბუინევის ასბესტი განსაზღვრა, როგორც ტრემოლიტი. დღემდე ბუინევის ასბესტის დეტალური მინერალოგიური კვლევა არ ჩატარებულა.

ბუინევის ასბესტი მიეკუთვნება ასბესტის იშვიათ სახეს. ტუტე-მიწა მეტალების შემცველ ამფიბოლ-ასბესტების რიგში, რომელთა შორის არჩევენ: ანტოფილიტ-ასბესტს, ტრემოლიტ-ასბესტს, აქტინოლიტ-ასბესტს და ე. წ. კროკიდოლიტ-ასბესტს (ციცფერი ასბესტი), უკანასკნელი ტუტე ამფიბოლების სახესხვაობას წარმოადგენს. ქრიზოტილ-ასბესტებისაგან განსასხვავებლად, რომლებიც თავის შედგენილობითა და სტრუქტურით სერპენტინიტის სახესხვაობას მიეკუთვნებიან, ამფიბოლური ბუნების ასბესტებს—ამიანტ-ასბესტებს უწოდებენ.

ქრიზოტილ-ასბესტებს და ამიანტ-ასბესტებს შორის არსებობს პრინციპული მინერალოგიური განსხვავება. ქრიზოტილ-ასბესტის კრისტალურ მესერს ფენებრივი აგებულება აქვს და კაოლინიტის ანალოგიურია. ამიანტ-ასბესტები კი ლენტისებრი სტრუქტურით ხასიათდებიან. გარდა ზემოაღნიშნულისა, ეს ორი ჯგუფი ერთმანეთისაგან განსხვავდება მუავეებში ხსნადობით, ოპტიკური მახასიათებლებით და ბოჭკოების აგებულებით.

ბუინევის ასბესტის გამოვლინებები დაკავშირებულია ძირულის კრისტალური მასივის უძველეს მეტამორფულ ტალკ-ქლორიტიან ფილიტების წყებასთან. ასბესტის შემცველი ქანები ძირითადად ტალკისა და კარბონატის წვრილმარცვლოვანი აგრეგატებითაა აგებული. მათში ხშირია სერპენტინიისა და

ქლორიტის უბნები. ქანებში გვხვდება ბოჭკოვანი აგებულების 0,03—0,1 მმ ზომის ასბესტის გამონაყოფები, რომელთაც განივ კვეთში რომბის მოხაზულობა აქვთ. ბოჭკოების სიგრძე 0,5—1,5 მმ ფარგლებში მერყეობს.

ასბესტის გამოვლინებებს ძარღვისებრი ფორმა აქვთ. ღია ფერის, მონაცრისფრო-თეთრი, ხშირად ღია მომწვანო ან მოყვითალო. ხვედრითი წონა განსაზღვრის შედეგად 2,45 ტოლი აღმოჩნდა. სიმაგრე მერყეობს ორ და სამს შორის, ადვილად იძენება წმინდა ბოჭკოებად. ბოჭკოების სიგრძე მერყეობს რამდენიმე მილიმეტრიდან 10—15 მილიმეტრამდე. ბორაქსის მინას ფერას მომწვანო ნაცრისფრად. ამით იგი ემსგავსება აქტინოლიტს და განსხვავდება ტერმოლიტისაგან, რომლის ბორაქსთან შედნობილი მინა უფეროა.

ბენიევის ასბესტი მეავაგამძლე ასბესტს წარმოადგენს¹.

შესწავლილი ასბესტის ოპტიკური მახასიათებლებიდან აღსანიშნავია: $CNg = 12-13^\circ$, $Ng' = 1,602 \pm 0,002$; $NP' = 1,589 \pm 0,002$; $Ng - NP = 0,013$; $2V = -75^\circ$. ქვემოთ მოყვანილ ცხრილში მოცემულია ბენიევის ასბესტის ქიმიური ანალიზის შედეგები.

ცხრილი 1

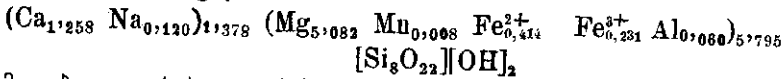
ანალიზი შესრულებულია საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიური ინსტიტუტის ქიმიურ ლაბორატორიაში (ანალიტიკოსი ბ. კობიაშვილი)

განგეულები	წონითი %	მზრალზე გადათვლილი	მოლეკულური რაოდენობა	0-ის ატომების რაოდენობა	0-ის ატომების რაოდენობა გადამთვლილი 24-ზე	კატიონების ატომების რაოდენობა	კატიონების ატომების რიცხვი
SiO ₂	57,45	58,25	970	1940	16,062	970	8,003
TiO ₂	0,07	0,07		12	0,101	8	0,060
Al ₂ O ₃	0,45	0,45	4	42	0,348	28	0,231
Fe ₂ O ₃	2,18	2,21	14	51	0,423	51	0,414
FeO	3,56	3,61	50				0,008
MnO	0,07	0,07	1				
Cr ₂ O ₃	0,04	0,04					
V ₂ O ₅	კვალი	კვალი					
NiO	0,04	0,04					
CoO	კვალი	კვალი					
CaO	8,41	8,53	152	152	1,259	152	1,258
MgO	24,44	24,78	614	614	5,083	614	5,082
K ₂ O	კვალი	კვალი	8	8	0,061	16	0,120
Na ₂ O	0,49	0,49					
H ₂ O <110°	1,37		80	80	0,663	160	1,324
H ₂ O >110°	1,45	1,47					
ჯამი	100,0	100,02	1893	2899	24,00		

საერთო გამყოფი 2899:24=120,8

¹ ავიღეთ 0,5 გრ ასბესტი, გავახურეთ 105°-ზე, დავანუშავეთ 13 სმ³ კონცენტრირებული მარილის მკავით და დავაყოფინეთ წყლის აბაზანაზე 4 საათის განმავლობაში. გავფილტრეთ 105°-ზე გამომშრალი და წინასწარ აწონილ ფილტრში. გავრეცხეთ Cl-ის მოშორებამდე. გავაშრეთ 105°. დადგინდა, რომ დანაკარგი 16% არ აღემატება. ლიტერატურაში ცნობილია, რომ ასბესტები, რომელთა ხსნადობაც 25%-ზე ნაკლებია, მეავაგამძლე ასბესტებს მიეკუთვნება.

ვ. სობოლევის [1949] მეთოდით გადათვლის შედეგად ვლებულობთ კრისტალოქიმიურ ფორმულას:



მიღებული კრისტალოქიმიური ფორმულა ახლო შეესატყვისება აქტინოლიტს. განსხვავდება მისგან ნატრიუმისა და ალუმინის ატომების არსებობით, რაც ჩვენი აზრით, ანალიზირებულ ნიმუშში ტუტე ამფიბოლების მცირეოდენი მინარევით აიხსნება, რომელთა ხარჯზეც, ბუნებრივია, შემცირებულია კალციუმის ატომების რაოდენობა.

სპექტრალური ანალიზით დასტურდება, რომ გარდა მინერალისათვის დახასიათებელი ქიმიური ელემენტებისა, ბეინევის ასბესტი შეიცავს 0,0x% რაოდენობით მანგანუმს და 0,00x% რაოდენობით კობალტს, ქრომს და სპილენძს.

ჩვენ მიერ საბჭოთა კავშირის მეცნიერებათა აკადემიის მადნეული საბადოების გეოლოგიის, პეტროგრაფიის, მინერალოგიის და გეოქიმიის ინსტიტუტის მაღალ ტემპერატურაზე გამოკვლევის ფიზიკურ-ქიმიურ ლაბორატორიაში ჩატარებულ იქნა თერმო-წონითი ანალიზი ბოჭკოებად დაქნძილი და წმინდად-დისპერსიულ მდგომარეობაში დამუშავებული ბეინევის ასბესტისა, თერმო-წონით ელექტრონულ დანადგარ ATBЭV-6-ზე.

ზემოთ აღნიშნულ დანადგარზე ერთდროულად მიმდინარეობს დიფერენციალური და წყალკარგვის მრუდეების ჩაწერა. დიაგრამაზე (სურ. 1 და 2-ზე) მოცემულია თერმიული კვლევის შედეგები.

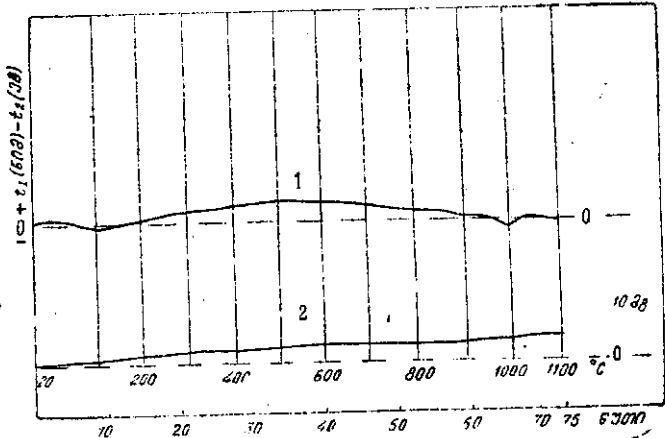
მუშაობის რეჟიმი ორივე ექსპერიმენტის დროს: ეტალონი შამოტი; საწყისი ძაბვა 60V; საბოლოო ძაბვა 175V; თერმოწყველი პლატინა-პლატინა-როდიუმის.

წმინდად-დისპერსიული ნიმუშის დიფერენციალურ მრუდეზე (სურ. 1) აღინიშნება 3 ენდოთერმული ეფექტი. პირველი ეფექტი 70—100°C ფარგლებში სუსტად არის გამოსახული. მეორე 850—900°C; მესამე 950—1000°C. დაქნძილი ნიმუშის დიფერენციალურ მრუდეზე (სურ. 2) აღინიშნება მხოლოდ ორი ენდოთერმული ეფექტი. პირველი—860—900°C; მეორე—975—1030°C. ამ ორი სახის სინჯების თერმიული შესწავლით მიღებული მრუდეები პრინციპულად მსგავსია დ. ბელიანკინისა და ე. დონსკაიას [1939] მიერ შესწავლილი ურალის აქტინოლიტის დიფერენციალური და წყალკარგვის მრუდეებისა.

ჩვენ მიერ ბეინევის ასბესტისათვის მიღებული თერმიული მონაცემები სრულ თანხმობაშია აგრეთვე ა. კორჟინსკის [1955] მიერ სხვადასხვა საბადოთა აქტინოლიტებისათვის მიღებულ თერმიული შესწავლის შედეგებისა. ზემოაღნიშნული უფლებას გვაძლევს ბეინევის ამფიბოლ-ასბესტის ბუნება დავაზუსტოთ მინერალამდე, როგორც აქტინოლიტ-ასბესტი.

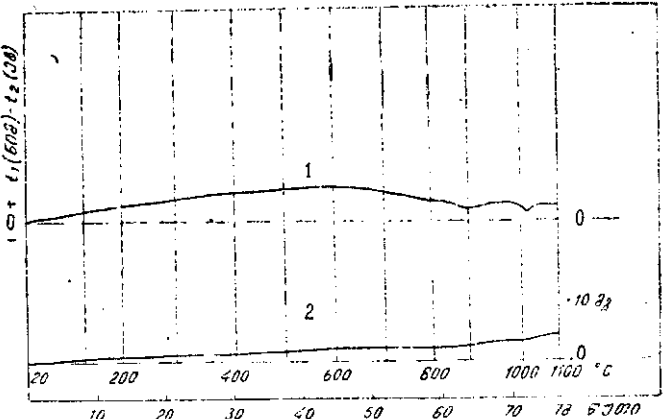
ჩვენს დიფერენციალურ მრუდეებზე მიღებული ორი ძირითადი ენდოთერმული ეფექტიდან პირველი (850—900°C), როგორც ჩანს, კონსტიტუციური წყლის გამოყოფის I ეტაპს ეთანადება. თავისი სიძლიერით ეს ეფექტი შედარებით ნაკლებად ინტენსიურია. რაც შეეხება მეორე თერმიულ ეფექტს (975—1020°C)—აქ კონსტიტუციური წყლის ძირითადი ნაწილის დაკარგვა ხდება როგორც ჩანს, კონსტიტუციური წყლის გამოყოფასთან ერთად (შესაძლებელია ორ ეტაპად) მიმდინარეობს მინერალის კრისტალური მესხის დაშლა და მისი გარდაქმნა პიროქსენად. ბაბთა წყდება და პიროქსენულ ძეწვეს გვაძლევს. აღნიშნული

გარემოების დასადასტურებლად ჩვენ ჩავატარეთ 1100°C-ზე გამომწვარი ბენიენის ასბესტის რენტგენოსტრუქტურული გამოკვლევა. მუშაობის რეჟიმი: ანოდის Cu, K_α ($\lambda_{\alpha} = 1.543 \text{ \AA}$), ექსპოზიცია 3 საათი, ანოდის ძაბვა 35 kv, ანოდის დენი 14mv, ნიმუშის დიამეტრი 0,5 მმ. მიღებული დებეგრამის გაზომვისა და გამოთვლის შედეგებმა და ამ შედეგების შედარებამ ეტალონურ რენტგენო-



სურ. 1. წმინდად დისპერსიული ასბესტი.
 1—დიფერენციალური მრუდი; 2—წყალკარგვის მრუდი. წონაკი 68,6 მგ. დანაკარგი 3,8 მგ.=5,53%

სტრუქტურულ მონაცემებთან მიხედვით 19571 საშუალება მოგვეცა გამომწვარი ასბესტის ბუნება დიოფსიდად გავვესაზღვრა, რაც კარგად ჩანს მეორე ცხრილში.



სურ. 2. ბოჭკოვად დაქნძილი ასბესტი.
 1—დიფერენციალური მრუდი; 2—წყალკარგვის მრუდი. წონაკი 95,1 მგ. დანაკარგი 3,9 მგ.=4,1%

ამგვარად 1100°C-ზე გამომწვარი ამფიბოლ-აზბესტის გადასვლა მონოკლინურ პიროქსენ დიოქსიდში ეჭვს არ უნდა იწვევდეს.

კონსტიტუციური წყლის დაკარგვა ზევით აღნიშნულ ტემპერატურებზე წყალკარგვის მრუდეების მკვეთრი გარდატეხით ფიქსირდება (სურ. 3) და ნათლად გამოისახავს ჰიგროსკოპიული და კონსტიტუციური წყლის გამოყოფის დი-

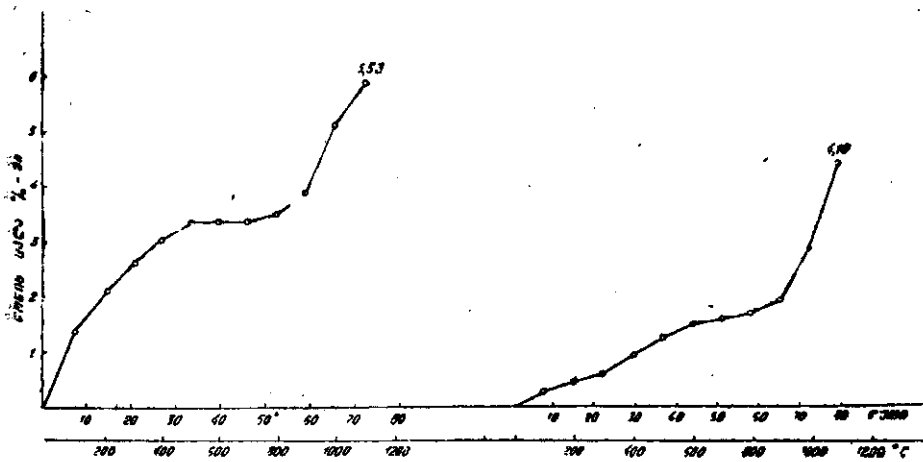
წამიკის თავისებურებებს, რაც სრულ თანხმობაშია დიფერენციალურ-თერმულ მრუდლებთან.

ცხრილი 2

№№	1100°C-ზე გამომწვარი ბუინევის ასბესტი			ეტალონური დიოფსიდი (ვ. მიხევეი 1957)		სხვაობა ექსპერიმენტსა და ეტალონს შორის
	J	da	dβ	J	da	Δd=d ექს.—d ეტ.
1	9*	3.360	—	—	—	—
2	10*	2.912	—	3	2.911	0,001
3	10**	2,579	—	10	2.523	0,056
4	1	2.427	2.187	1	2.441	0,014
5	1	2.314	2.085	1	2.303	0,011
6	1	2.215	—	1	2.209	0,006
7	5	2.148	—	5	2.128	0,020
8	3—4	2.051	—	3	2.038	0,013
9	1	1.998	1.803	—	—	—
10	4	1.826	—	4	1.828	0,002
11	1	1.766	—	3	(1.784)	0,008
12	1	1.681	—	2	1.661	0,020
13	9	1.635	—	10	1.616	0,019
14	3	1.550	—	3	(1.560)	0,010
15	3	1.500	—	3	1.521	0,021
16	5**	1.420	—	9	1.418	0,002
17	2	1.363	—	1	1.406	0,043
18	2	1.338	—	8	1.322	0,016
19	4	1.285	—	7	1.280	0,005
20	1	1.243	—	3	1.244	0,001
21	2	1.161	—	3	(1.176)	0,015
22	5	1.079	—	10	1.071	0,002
23	2	0.971	—	—	—	—
24	1	0.908	—	—	—	—

* ორმაგი ხაზი

** ფართო ხაზი



სურ. 3 ასბესტის წონის ცვლის მრუდები (1—წმინდად დისპერსიული, 2—ბოჭკოვან დატენილი) გახურების დროს.

საქართველოს მეცნიერებათა აკადემიის ქიმიის ინსტიტუტის რენტგენოსტრუქტურულ ლაბორატორიაში ჩვენ მიერ ჩატარებულ იქნა ბუინევის ასბესტის რენტგენოსტრუქტურული ანალიზი დანადგარ VPC—55-ზე. მუშაობის რეჟიმი: ანოდი Cu, K α ($\lambda = 1,543\text{A}^\circ$), ექსპოზიცია 3 საათი, ანოდის დაბევა 35 kV, ანოდის დენი 14 ma, ნიმუშის დიამეტრი 0,5 მმ.

ცხრილი 3

№	ბუინევის ასბესტი			ეტალონი [ვ. მიხევე 1957]		სხვაობა ექსპერიმენტსა და ეტალონს შორის		აქტინოლიტი [უ. ანდრეევი 1959]		სხვაობა ექსპერიმენტსა და აქტინოლიტს შორის	
	J	da	d β	J	da	$\Delta d = d$ ექს.—d ეტ.	J	da	$\Delta d = d$ ექს.—d ეტ.		
1	7	5.288	—	—	—	—	—	—	—	—	
2	7	(4.752)	—	—	—	—	—	—	—	—	
3	2	4.055)	3.613	—	—	—	—	—	—	—	
4	8	3.505	—	—	—	—	—	—	—	—	
5	3	3.361	—	—	—	—	5	3.36	0.001	—	
6	4—5	3.188	—	9	3.14	0.048	6	3.23	0.042	—	
7	2	3.080	—	—	—	—	—	—	—	—	
8	10	2.780	—	5	2.794	0.014	—	—	—	—	
9	10	2.610	—	6	2.595	0.015	9	2.686	0.076	—	
10	5	2.363	—	7	2.320	0.043	8	2.308	0.055*	—	
11	5	2.184	—	8	2.155	0.029	8	2.157	0.027	—	
12	5	2.049	—	4	2.030	0.019	—	—	—	—	
13	5	1.890	—	4	1.863	0.027	6	1.876	0.014	—	
14	2	(1.835	—	5	1.806	0.029	7	1.802	0.033	—	
15	2	(1.770)	1.597	—	—	—	1	1.741	0.029	—	
16	6	(1.711	—	5	1.679	0.032	1	1.680	0.031	—	
17	3	(1.628)	1.467	—	—	—	9	1.612	0.016	—	
18	6	1.601	—	3	1.614	0.013	—	—	—	—	
19	10	1.530	—	9	1.507	0.023	8	1.576	0.046	—	
20	9	1.446	—	10	1.432	0.014	10	1.433	0.013	—	
21	3	1.370	—	8	1.359	0.011	4	1.356	0.014	—	
22	3	1.339	—	7	1.334	0.005	4	1.332	0.007	—	
23	6	1.301	—	7	1.305	0.004	4	1.307	0.006	—	
24	1/2—1	1.284	—	—	—	—	4	1.291	0.007	—	
25	1/2—1	1.234	—	—	—	—	—	—	—	—	
26	2	1.219	—	2	1.231	0.012	3	1.198	0.021	—	
27	2	1.167	—	2	1.188	0.021	2	1.158	0.009	—	
28	1/2	1.121	—	4	1.125	0.004	4	1.123	1.002	—	
29	3	1.081	—	3	1.081	0.000	5	1.079	0.002	—	
30	7	1.052	—	4	1.074	0.022	9	1.049	0.005	—	
31	1	1.032	—	—	—	—	—	—	—	—	
32	1	1.008	—	—	—	—	1	1.004	0.004	—	
33	1	(0.997)	0.898	—	—	—	—	—	—	—	
34	7	0.981	—	—	—	—	8	0.987	0.006	—	
35	2	(0.954)	0.853	—	—	—	5	0.952	0.002	—	
36	2	0.935	—	—	—	—	7	0.934	0.001	—	
37	1	0.909	—	—	—	—	3	0.920	0.011	—	
38	6	0.899	—	—	—	—	8	0.910	0.011	—	
39	1	0.888	—	—	—	—	2	6.907	0.019	—	
40	5	0.859	—	—	—	—	2	0.902	0.055	—	
41	1	0.846	—	—	—	—	2	0.900	0.054	—	
42	1	0.825	—	—	—	—	—	—	—	—	
43	1	0.818	—	—	—	—	—	—	—	—	
44	1	0.817	—	—	—	—	—	—	—	—	

ცხრილ 3-ში მოცემულია დებაეგრამის გაშიფვრის შედეგები და ეტალონურ მონაცემებთან შედარება [ვ. მიხევე 1957, უ. ანდრეევი 1959].

ჩვენ მიერ მიღებული ბეინევის ასბესტის რენტგენოსტრუქტურული მონაცემების შედარებამ ეტალონურ აქტინოლიტთან [ვ. მიხევეი 1957, უ. ანდრეევი 1959] კიდევ ერთხელ გვიჩვენა, რომ შესწავლილი მინერალი მონოკლინური ამფობოლების ჯგუფს ეკუთვნის და თავისი ბუნებით პასუხობს მინერალ აქტინოლიტს.



სურ. 4, 5. ბეინევის ასბესტის პრეპარატის ფოტოსურათი ელექტრონულ მიკროსკოპში. გადიდება 8000 x (ა) ასბესტის ზოგიერთ ნემსისებურ აგრეგატზე [პუნქტირითაა შემოვლებული და მოცემულია გადიდებული სახით (ბ)] ჩანან პრიზმატული წახნაგები. ხილული კუთხე დახრილ წახნაგებს შორის $\sim 65^\circ$ -ის ტოლია. გადაღებულია ო. ქობულაძის მიერ, კავკასიის მინერალური ნედლეულის საკვლევ ინსტიტუტში.

ჩვენი მინერალის აქტინოლიტ-ასბესტად დიაგნოსტიკას არ ეწინააღმდეგება ელექტრონულ-მიკროსკოპული შესწავლის შედეგებიც, რაც სურ. № 4, 5-ზე კარგად ჩანს.

მიკროკრისტალებზე მიღებულია ამფიბოლებისათვის დამახასიათებელი კუთხე (110) და (110) შორის, რომელიც ტოლია $60-65^\circ$.

ამგვარად ბეინევის ასბესტი შესწავლილი ოპტიკური, ქიმიური, სპექტრალური, თერმო-ფონითი, რენტგენოსტრუქტურული და ელექტრონული მიკროსკოპის მეთოდებით წარმოადგენს აქტინოლიტ-ასბესტს.

ბეინევის აქტინოლიტ-ასბესტის წარმოშობა ჩვენ გვესახება როგორც შემცველი ტალკ-ქლორიტიანი ფილიტების, ბზარების გასწვრივ, აღმავალი ხსნარების შეცვლის პროდუქტი.

ლიტერატურა — ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Ю. К., Щелочно-амфиболовая минерализация в некоторых эмсеевских массивах Урала. Труды Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии, вып. 39, Москва, 1959.
- Белянкин Д. С. и Донская Е. В., Термическое исследование минерала актинолита. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, Москва, 1939.
- Гулуа О. П., Отчет Дзиркульской поисково-ревизионной партии на асбест по работам 1958 г. Грузгеолуправление, Тбилиси, 1959.
- Коржинский А. Ф., Термический анализ некоторых роговых обманок восточной Сибири. Труды первого совещания по термографии, Москва-Ленинград, 1955.
- Меллер В., Денисов Д., Полезные ископаемые и минеральные воды Кавказского края, изд. 3-е, СПБ. Горный департамент, Тифлис, 1900.
- Михеев В. И., Рентгенометрический определитель минералов. Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, Ленинград, 1957.
- Соболев В. С., Введение в минералогию силикатов. Издание Львовского государственного университета, Львов, 1949.
- Ферсман А. Е., Исследования в области магнезиальных силикатов. Избранные труды, т. 1, Москва, 1952.
- Цейтлин А. Г., Заметки о месторождении асбеста близ сел. Бжинева. Гор. журнал, СПБ, т. III, № 9, 1904.

О. Я. ГЕЛЬМАН

О ТОЧНОСТИ КАЛИЙ—АРГОНОВОГО МЕТОДА ОПРЕДЕЛЕНИЯ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА МИНЕРАЛОВ И ГОРНЫХ ПОРОД

В результате анализа метода изотопного разбавления и объемного метода измерения количества радиогенного A^{40} при определениях абсолютного возраста K/A методом получены формулы для расчета погрешностей и определены оптимальные экспериментальные условия, при которых погрешность минимальна.

Классические методы датировки горных пород, давно разработанные геологией, позволяют очень точно определять последовательность событий. Однако в подавляющем большинстве случаев они не дают достаточно надежного представления об истинной длительности геологических процессов — о временных интервалах, разделяющих отдельные моменты геологической истории.

Только применение методов, основанных на использовании явления естественной радиоактивности, позволило измерять не относительный, а абсолютный возраст геологических образований. Использование новейшей экспериментальной физической техники, обусловившее необычайное развитие геохронометрических методов за последнее десятилетие, значительно увеличило точность и надежность измерений абсолютного возраста.

В ходе столь успешного развития геохронометрических методов, при интерпретации возрастных данных выявлялись определенные трудности, вызванные расхождениями в цифрах, полученных для заведомо одно-возрастных образований по различным минералам, разными методами и в различных лабораториях.

Часть этих расхождений, обусловленная геохимическими процессами, вызвавшими потерю радиоактивных или радиогенных элементов, является реальной.

Однако наряду с подобными расхождениями имеют место и мнимые, связанные, по нашему мнению, с отсутствием эффективных оценок точности полученных возрастных цифр.

Часть подобных трудностей, как указывалось в работе [2], могла бы быть легко устранена, если бы наряду с получением самих цифр возраста устанавливалась их точность и надежность.

В связи с этим, учитывая особый интерес, вызываемый вопросами оценки точности геохронометрических измерений, мы сочли целесообразным посвятить настоящую работу исследованию точности и чувствительности одного из наиболее распространенных геохронометрических

методов, предоставившего геологам большое количество возрастных цифр — К/А метода определения абсолютного возраста.

Вывод формул для расчета погрешностей и их анализ с целью выявления оптимальных условий, при которых погрешность минимальна, удобно провести оперируя относительной ошибкой, определяемой в случае функции нескольких переменных $Y=f(X_1, X_2, \dots, X_n)$ по формуле

$$\frac{\Delta Y}{Y} = \frac{1}{Y} \sum_{i=1}^n \left| \frac{\partial f}{\partial X_i} \right| \Delta X_i \quad (1)$$

Как известно, в основе К/А метода определения абсолютного возраста лежит зависимость между временем, прошедшим с момента кристаллизации минерала, и количеством накопившегося в нем A^{40} в результате распада K^{40} .

Так как наряду с процессом К-захвата с образованием A^{40} идет процесс β — распада, приводящего к образованию Ca^{40} , то из закона о пропорциональности скорости радиоактивного распада количеству нераспавшихся атомов, получаем следующую систему дифференциальных уравнений

$$\left. \begin{aligned} \frac{dK^{40}}{dt} &= -\lambda K^{40}, \\ \frac{dA^{40}}{dt} &= \lambda_k K^{40}, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где $\lambda = \lambda_k + \lambda_\beta$ — сумма констант К-захвата и β -распада,
 K^{40} — число нераспавшихся атомов K^{40} и
 A^{40} — число образовавшихся атомов A^{40} в момент времени t .

При начальных условиях $t=0$, $K^{40} = K_0^{40}$, $A^{40} = 0$ легко найти решение

$$A^{40} = \frac{\lambda_k}{\lambda} K^{40} (e^{\lambda t} - 1) \quad (3)$$

или, разрешая относительно t^1 ,

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{\lambda}{\lambda_k} \frac{A^{40}}{K^{40}} + 1 \right) \quad (4)$$

¹ При переходе к десятичным логарифмам и подстановке рекомендованных Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГН АН СССР значений констант

$$\lambda_k = (0,557 \pm 0,026) 10^{-10} \text{ год}^{-1} \text{ и } \lambda_\beta = (4,72 \pm 0,5) 10^{-10} \text{ год}^{-1}$$

получаем следующую расчетную формулу для определения абсолютного возраста К/А методом в млн. лет

$$t = 4363 \lg \left(9,474 \frac{A^{40}}{K^{40}} + 1 \right) = 4363 \left[\lg \left(\frac{A^{40}}{K^{40}} + 0,1056 \right) + 0,9765 \right],$$

Относительная ошибка измерения возраста $\frac{\Delta t}{t}$ определяется при этом согласно формуле (1)

$$\begin{aligned} \frac{\Delta t}{t} &= \frac{1}{t} \left(\left| \frac{\partial t}{\partial \lambda_k} \right| \Delta \lambda_k + \left| \frac{\partial t}{\partial \lambda_\beta} \right| \Delta \lambda_\beta + \left| \frac{\partial t}{\partial A^{40}} \right| \Delta A^{40} + \left| \frac{\partial t}{\partial K^{40}} \right| \Delta K^{40} \right) = \\ &= \frac{\Delta \lambda}{\lambda} + \frac{1 - e^{-\lambda t}}{\lambda t} \frac{\lambda_\beta}{\lambda} \left(\frac{\Delta \lambda_k}{\lambda_k} - \frac{\Delta \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \right) + \frac{1 - e^{-\lambda t}}{\lambda t} \left(\frac{\Delta A^{40}}{A^{40}} + \frac{\Delta K^{40}}{K^{40}} \right). \end{aligned} \quad (5)$$

Она, как показано в работе [1], складывается из двух качественно различных частей. Первые два члена представляют систематическую ошибку, обусловленную неопределенностью величин констант распада калия. Как нетрудно видеть, для древних образцов величина систематической ошибки $\sim \frac{\Delta \lambda}{\lambda}$, тогда как для молодых $\sim \frac{\Delta \lambda_k}{\lambda_k}$, что при принятых выше значениях констант, определенных с точностью $\frac{\Delta \lambda_k}{\lambda_k} \sim 4,7\%$ и $\frac{\Delta \lambda_\beta}{\lambda_\beta} \sim 10,6\%$, дает для древних образцов систематическую ошибку $\sim 10\%$, а для молодых — $\sim 4,7\%$.

При определении возраста одним К/А методом эта систематическая ошибка не существенна. Последнее связано с тем, что для установления относительного возраста различных образований вовсе не требуется точного знания констант λ_k и λ_β . Более того, можно было бы вообще строить геохронологическую шкалу по данным аргонного метода не в годах, а исходя из различий в отношениях A^{40}/K^{40} у разновозрастных минералов. Однако применение столь специализированного способа измерения геологического возраста затруднило бы сравнение с данными, получаемыми другими радиологическими методами определения абсолютного возраста (свинцовым, рубидиево-стронциевым и др.). Поэтому неопределенность в значениях констант λ_k и λ_β вносящая систематическую ошибку в вычисленные цифры возраста, может иметь сколько-либо существенное значение лишь при сравнении аргонных цифр возраста с возрастными цифрами, получаемыми другими методами, тогда как в случае использования только аргонных возрастных цифр этот вклад в суммарную ошибку можно не учитывать.

где, учитывая, что различие в атомных весах A^{40} и K^{40} очень мало, за их величины можно брать весовые количества.

Для применяемых за рубежом констант распада

$$\lambda_k = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1} \text{ и } \lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}$$

расчетная формула принимает следующий вид

$$t = 4341 \lg \left(9,082 \frac{A^{40}}{K^{40}} + 1 \right) = 4341 \left[\lg \left(\frac{A^{40}}{K^{40}} + 0,1101 \right) + 0,9582 \right].$$

Таким образом, главную роль играет лишь последний член² уравнения (5), обусловленный ошибками определения A^{40} и K^{40} .

Настоящая работа посвящена исследованию случайных ошибок определения A^{40} .

Погрешности измерения количества радиогенного A^{40} в минералах

Исследование погрешностей широко известных методов определения A^{40} — метода изотопного разбавления и объемного метода — мы проведем для случая измерения изотопных отношений на двухлучевом масс-спектрометре компенсационным методом, дающем значительно более высокую точность по сравнению с измерениями на однолучевом масс-спектрометре абсолютным методом.

Метод изотопного разбавления. В основе метода изотопного разбавления, впервые примененного для определения содержания радиогенного аргона в 1950 году, лежит идея использования преимущества техники масс-спектрометрического анализа для целей измерения абсолютных количеств изотопов.

В связи с тем, что на масс-спектрометре можно непосредственно измерять только отношения изотопов, применяется специальная методика «разбавления» образца определенным количеством эталона с различными изотопными отношениями. Последующее измерение величины обусловленного этим сдвига изотопных отношений позволяет легко рассчитать искомое исходное количество изотопа.

В зависимости от того, какие изотопные отношения измеряются на масс-спектрометре, имеют место три варианта метода изотопного разбавления.

Отличительной чертой первого варианта, предложенного и разработанного И. Г. Гурвичем, является измерение отношений A^{36}/A^{40} .

В этом случае, как известно, до напуска эталона измеряется величина K_2 — отношения изотопа 36 к 40 в аргоне, выделенном из минерала

$$K_2 = \frac{B^{36}}{B^{40} + X}, \quad (6)$$

где X — количество радиогенного A^{40} , а B^{36} и B^{40} количества соответствующих изотопов аргона нерадиогенного происхождения. Наличие их, как указывалось в работах [2, 3], в основном связано с адсорбцией атмосферного аргона в вакуумной системе, в связи с чем отношение $B^{36}/B^{40} = K_B$ принимается равным нормальному отношению изотопов в атмосферном аргоне³.

При этом отношение

² Экспоненциальный коэффициент при последнем члене вызывает уменьшение его величины для древних образцов. Так, например, при суммарной ошибке $\frac{\Delta A^{40}}{A^{40}} + \frac{\Delta K^{40}}{K^{40}} \sim 10\%$ для образца с возрастом в 200 млн. лет ошибка $\Delta I/I$ составляет 9,6%, для 500 млн. лет — 8,7%, для 1200 млн. лет — 7,5% и для 2000 млн. лет — 6,1%.

³ В атмосферном аргоне

$$K_B = B^{36}/B^{40} = 0,00338, \quad K'_B = B^{38}/B^{40} = 0,00063 \quad \text{и} \quad K''_B = B^{38}/B^{36} = 0,187$$

$$K_B = \frac{B^{36}}{B^{40}} \quad (7)$$

измеряется масс-спектрометром на образце атмосферного аргона для исключения влияния возможных дискриминационных эффектов.

После напуска определенного количества эталонного аргона⁴

$$\mathcal{E} = \mathcal{E}^{36} + \mathcal{E}^{40} \quad (8)$$

с изотопным составом, измеряемом на масс-спектрометре,

$$K_1 = \frac{\mathcal{E}^{36}}{\mathcal{E}^{40}}, \quad (9)$$

измеряется отношение A^{36}/A^{40} в получаемой «смеси»

$$K_3 = \frac{B^{36} + \mathcal{E}^{36}}{B^{40} + \mathcal{E}^{40} + X}. \quad (10)$$

Решение системы уравнений (6—10) дает

$$X = \mathcal{E}\beta = \mathcal{E} \frac{(K_1 - K_3)(K_B - K_2)}{K_B(1 + K_1)(K_3 - K_2)}. \quad (11)$$

При этом относительная ошибка $\Delta X/X$ складывается из двух частей — ошибки определения количества напускаемого эталона и погрешности, связанной с условиями масс-спектрометрических измерений:

$$\frac{\Delta X}{X} = \frac{\Delta \mathcal{E}}{\mathcal{E}} + \frac{\Delta \beta}{\beta}. \quad (12)$$

Для анализа этих условий с целью определения оптимальных условий, при которых погрешность минимальна, оказываются полезными (2) следующие три параметра:

1. p — степень обогащенности эталона — $p = K_1/K_B$,
2. Γ — степень „загрязнения“ — $\Gamma = B/X$,
3. B — степень „разбавления“ — $B = \mathcal{E}/X$.

Относительная ошибка $\Delta \beta/\beta$ определяется по формуле (1):

$$\frac{\Delta \beta}{\beta} = \frac{1}{\beta} \left(\left| \frac{\partial \beta}{\partial K_B} \right| \Delta K_B + \left| \frac{\partial \beta}{\partial K_1} \right| \Delta K_1 + \left| \frac{\partial \beta}{\partial K_2} \right| \Delta K_2 + \left| \frac{\partial \beta}{\partial K_3} \right| \Delta K_3 \right), \quad (13)$$

где ΔK_B , ΔK_1 , ΔK_2 и ΔK_3 — абсолютные ошибки масс-спектрометрических измерений соответствующих изотопных отношений.

Так как они практически равны [1, 2]

$$\Delta K = \Delta K_B = \Delta K_1 = \Delta K_2 = \Delta K_3 = 10^{-5}, \quad (14)$$

то

$$\frac{\Delta \beta}{\beta} = \phi = \frac{\Delta K}{\beta} \left(\left| \frac{\partial \beta}{\partial K_B} \right| + \left| \frac{\partial \beta}{\partial K_1} \right| + \left| \frac{\partial \beta}{\partial K_2} \right| + \left| \frac{\partial \beta}{\partial K_3} \right| \right). \quad (15)$$

⁴ В связи с отсутствием информации о массе z_8 в эталоне количество A^{36} должно быть пренебрежимо мало ($\mathcal{E}^{36} \ll \mathcal{E}^{36} + \mathcal{E}^{40}$).

Анализируя уравнение

$$\beta = \frac{(K_B - K_2)(K_1 - K_3)}{K_B(1 + K_1)(K_3 - K_2)} \quad (16)$$

легко заметить, что так как $K_B > -K_2$, то могут иметь место следующие два случая⁵

1. $K_1 < K_3$ и $K_3 < K_2$ ($K_1 < K_3 < K_2$)
2. $K_1 > K_3$ и $K_3 > K_2$ ($K_1 > K_3 > K_2$).

После того как найдены соответствующие производные, для первого случая получаем

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K_3 - K_1} + \frac{2}{K_2 - K_3} + \frac{2}{K_B - K_2} - \frac{1}{K_B} \right). \quad (17)$$

Исследуя зависимость полученного выражения от K_3 , легко видеть, что ψ имеет минимум при $K_3 = (K_1 + K_2)/2$. Для этого должно быть выполнено условие оптимальности разбавления.

$$B = B_0 = \frac{K_B(1 + K_1)}{K_B - K_2} = \frac{1 + K_1}{1 + K_B} (\Gamma + 1 + K_B) \sim \frac{1 + K_1}{1 + K_B} (\Gamma + 1). \quad (18)$$

При этом

$$\psi_0 = \Delta K \left(\frac{2}{K_B - K_2} + \frac{8}{K_2 - K_1} - \frac{1}{K_B} \right). \quad (19)$$

Для второго случая положение несколько усложняется, здесь следует различать две возможности:

- а) $K_3 < K_B$ и б) $K_3 > K_B$

или, замечая, что при $K_3 = K_B$

$$B = B_{кр} = \frac{K_B}{K_1 - K_B} (1 + K_1), \quad (20)$$

получаем для а) — $B < B_{кр}$ и для б) — $B > B_{кр}$.

При $K_3 < K_B$ ($B < B_{кр}$)

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K_1 - K_3} + \frac{2}{K_3 - K_2} - \frac{1}{K_B} \right). \quad (21)$$

Аналогично тому, что получалось в первом случае при $K_3 = (K_1 + K_2)/2$, т. е. при $B = B_0$, ψ имеет минимум

$$\psi_0 = \Delta K \left(\frac{8}{K_1 - K_2} - \frac{1}{K_B} \right). \quad (22)$$

При этом, конечно, должно быть выполнено условие $B_0 < B_{кр}$, для чего необходимо, чтобы $K_1 + K_2 < 2K_B$ или $K_2 < 2K_B - K_1$. Выражая это условие с помощью параметра степени загрязнения

⁵ Следует подчеркнуть, что обычно на практике имеет место второй случай, но для общности изложения мы рассмотрим и первый.

$$\Gamma = \frac{K_2}{K_B - K_2} (1 + K_B) \sim \frac{K_2}{K_B - K_2} \quad (23)$$

получаем, что для того, чтобы существовало оптимальное разбавление B_0 , должно выполняться неравенство

$$\Gamma < \Gamma_{кр} = \frac{2K_B - K_1}{K_1 - K_B} (1 + K_B) \sim \frac{2K_B - K_1}{K_1 - K_B}. \quad (24)$$

Если же $K_2 > 2K_B - K_1$ ($\Gamma > \Gamma_{кр}$), то минимума нет и наименьшие значения ψ получаются при $K_3 = K_B$, т. е. при $B = B_{кр}$. При этом

$$\psi_0 = \Delta K \left(\frac{2}{K_1 - K_B} + \frac{2}{K_B - K_2} - \frac{1}{K_B} \right). \quad (25)$$

Здесь следует подчеркнуть, что получаемая таким образом величина ψ меньше, чем в первом случае.

В случае в, когда $K_3 > K_B$ ($B > B_{кр}$),

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K_1 - K_3} + \frac{2}{K_B - K_2} - \frac{1}{K_B} \right), \quad (26)$$

наименьшие значения определяются при $K_3 = K_B$ ($B = B_{кр}$) по формуле (25).

Наглядное представление можно получить с помощью следующей схемы (рис. 1).

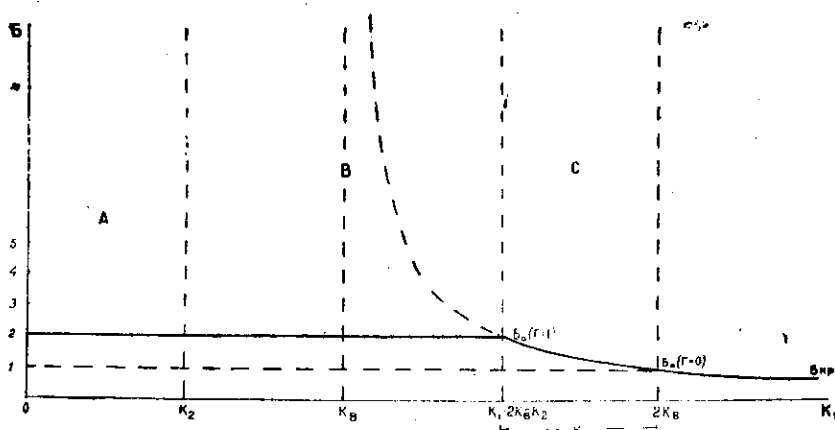


Рис. 1. Зависимость степени оптимального разбавления B от величины K_1 в эталоне.

Область A — совокупность всех точек, где $K_1 < K_2$. Здесь ψ определяется по формуле (17). Минимальные ψ_0 при $B = B_0$ находится по формуле (19).

Область B характеризуется тем, что в ней $K_2 < K_1$ и $B < B_{кр}$. Здесь ψ определяется по формуле (21). Прямая, параллельная оси ординат и проходящая через точку $K_1 = 2K_B - K_2$, делит её на две части. Для

$K_1 < 2K_B - K_2$ минимальное ψ_0 находится по формуле (22) при $B = B_0$. Для $K_1 > 2K_B - K_2$ наименьшее ψ_0 при $B = B_{кр}$ определяется по формуле (25).

Для области $C - B \geq B_{кр}$ и ψ определяется по формуле (26). Для той части, которая лежит справа от прямой $K_1 = 2K_B - K_2$, ψ_0 определяется при $B = B_{кр}$ по формуле (25). Для части, лежащей слева от прямой, ψ_0 не существует.

Возвращаясь к выражениям (17), (21) и (26), нетрудно видеть, что значительное влияние на величину погрешности оказывает степень загрязненности A^{40} , выделенного из минерала, аргоном нерадиогенного происхождения. Насколько значительно это влияние видно из того, что при $K_2 \rightarrow K_B$, т. е. $\Gamma \rightarrow \infty$, $\psi \rightarrow \infty$.

Исследуем эту зависимость в предположении, что условие оптимального разбавления выполнено, т. е. при $\Gamma < \Gamma_{кр}$ $B = B_0$, а для $\Gamma > \Gamma_{кр}$ $B = B_{кр}$.

Отметим только, что возможные отклонения ΔB , связанные с тем, что до опыта мы можем знать только порядок ожидаемого количества радиогенного аргона, очень незначительно меняют наши выводы, внося лишь дополнительную ошибку

$$\text{для } \Gamma < \Gamma_{кр} \quad \Delta\psi = \frac{2\Delta K}{K_1 - K_2} \left(\frac{\Delta B}{B_0} \right)^2 \quad (27)$$

$$\text{и для } \Gamma > \Gamma_{кр} \quad \Delta\psi = \frac{2\Delta K}{K_1 - K_2} \frac{\Delta B}{B_{кр}}. \quad (28)$$

Как видно, применение эталона обогащенного изотопом A^{36} значительно уменьшает $\Delta\psi$, вызываемое «неудачными» разбавлениями, даже при сильных загрязнениях, и позволяет тем самым предъявлять менее жесткие требования к выполнению условия оптимального разбавления.

Выражая K_2 через Γ , согласно формуле (23), после несложных преобразований при $\Gamma < \Gamma_{кр}$ получаем

$$\psi_0 = \frac{\Delta K}{K_B} \frac{\Gamma(9K_B - K_1) + (8K_B - K_1)}{\Gamma(K_1 - K_B) + K_1}. \quad (29)$$

Причем в случае применения в качестве эталона атмосферного аргона ($K_1 = K_B$)

$$\psi_0 = \frac{\Delta K}{K_B} (7 + 8\Gamma) \sim 0,0207 + 0,0236\Gamma. \quad (30)$$

Для $\Gamma > \Gamma_{кр}$, вводя параметр p — степени «обогащенности» эталона, имеем

$$\psi_0 = \frac{\Delta K}{K_B} \left(\frac{p+1}{p-1} + 2\Gamma \right) \sim 0,003 \left(\frac{p+1}{p-1} + 2\Gamma \right). \quad (31)$$

Величина $0,003 \frac{p+1}{p-1}$ довольно быстро убывает с ростом p от $\psi_{00} \sim 1\%$ (при $p=2$) до $\sim 0,4\%$ (при $p=7$); дальнейший рост p практически не меняет величины ψ_{00} , которая при $p \gg 1 \sim 0,3\%$. И тогда

$$\psi_0 = \frac{\Delta K}{K_B} \frac{K_B + K_2}{K_B - K_2} = \frac{\Delta K}{K_B} (1 + 2\Gamma) \sim 0,003 + 0,006\Gamma. \quad (32)$$

Таким образом, применение эталона, обогащенного A^{36} , наряду с уменьшением ошибок, вызываемых нарушением условия оптимальности разбавления, уменьшает влияние степени загрязненности и уменьшает саму ошибку. При этом, как показано в работе [2], резко повышается и чувствительность метода.

Коротко покажем, что применение эталона с $K_1 > 1$ не улучшает точности.

В этом случае, как известно [1], компенсатором масс-спектрометра измеряются обратные величины, с такой же абсолютной ошибкой: так, например, вместо отношения $K_1 = \mathcal{A}^{36}/\mathcal{A}^{40} > 1$ измеряется величина $M_1 = \mathcal{A}^{40}/\mathcal{A}^{36} < 1$ с абсолютной ошибкой $\Delta M = \Delta K$.

Здесь следует различать два случая:

1. $K_3 < 1$, когда разбавление меньше некоторой граничной величины $B_{гр}$

$$B < B_{гр} = [1 + \Gamma(1 - K_B)] \frac{1 + M_1}{1 - M_1} \sim (1 + \Gamma) \frac{1 + M_1}{1 - M_1}, \quad (33)$$

2. $K_3 > 1$, когда $B > B_{гр}$.

В первом случае получаем

$$\beta = \frac{(K_B - K_2)(1 - M_1 K_3)}{K_B(K_3 - K_2)(1 + M_1)}. \quad (34)$$

Анализ этого уравнения показывает, что при $K_3 < K_B$, когда

$$B < B_{кр} = \frac{K_B(1 + M_1)}{1 - M_1 K_B} \sim K_B(1 + M_1), \quad (35)$$

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K_3 - K_2} - \frac{1}{K_B} \right), \quad (36)$$

а наименьшие значения ψ при $K_3 = K_B$ ($B = B_{кр}$) определяются по формуле (32).

Для $K_3 > K_B$ ($B > B_{кр}$)

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K_B - K_2} - \frac{1}{K_B} + \frac{M_1 + K_3}{1 - M_1 K_3} \right) \quad (37)$$

и при $K_3 = K_B$ ($B = B_{кр}$) ψ_0 тоже определяется по формуле (32).

При $B > B_{гр}$, когда $K_3 > 1$, измеряется величина $M_3 = 1/K_3$.

Тогда

$$\beta = \frac{(K_B - K_2)(M_3 - M_1)}{K_B(1 + M_1)(1 - K_2 M_3)}, \quad (38)$$

а

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K_B - K_2} - \frac{1}{K_B} + \frac{2}{M_3 - M_1} + \frac{1 - M_3}{1 - M_3 K_2} + \frac{1}{1 + M_1} \right). \quad (39)$$

Как нетрудно видеть, с ростом M_3 ψ уменьшается и при $M_3 = 1$ ($B = B_{гр}$)

$$\psi_0 = \Delta K \left(\frac{2}{K_B - K_2} - \frac{1}{K_B} + \frac{1 + M_1}{1 - M_1} \right). \quad (40)$$

Сравнение с уравнением (32) показывает, что основной вклад, вносимый членом $2/(K_B - K_2)$, — сохраняется.

Эти результаты, полученные при анализе первого варианта метода изотопного разбавления, оказываются пригодными и для второго варианта, возникающего при измерении отношений A^{38}/A^{40} .

Замечая, что в этом случае измеряются величины

$$K'_B = \frac{B^{38}}{B^{40}}, \quad K'_1 = \frac{\mathcal{E}^{38}}{\mathcal{E}^{40}},$$

$$K'_2 = \frac{B^{38}}{B^{40} + X} \quad \text{и} \quad K'_3 = \frac{B^{38} + \mathcal{E}^{38}}{B^{40} + \mathcal{E}^{40} + X}, \quad (14)$$

нетрудно видеть, что все формулы (11—40) первого варианта метода изотопного разбавления оказываются верными и для второго варианта при замене коэффициентов K на соответствующие коэффициенты K' .

Так, например, в случае применения моноизотопа A^{38}

$$\mathcal{E}^{38} = \mathcal{E} \quad \text{и} \quad M'_1 = 0,$$

соответственно преобразуя уравнения (32—40), получаем для $K'_3 < 1$, когда

$$B < B_{гр} = K'_B(1 + \Gamma), \quad (33')$$

$$\beta = \frac{K'_B - K'_2}{K'_B(K'_3 - K'_2)} \quad (34')$$

и для а) $K'_3 < K'_B$, когда $B < B_{кр} = K'_B$, (35')

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K'_3 - K'_2} - \frac{1}{K'_B} \right). \quad (36')$$

При $K'_B = K'_B$ ($B = B_{кр}$)

$$\psi_0 = \Delta K \left(\frac{2}{K'_B - K'_2} - \frac{1}{K'_B} \right). \quad (32')$$

⁶ При этом, в связи с отсутствием информации о массе z_6 в эталоне, количество A^{38} должно быть пренебрежимо мало ($\mathcal{E}^{38} \ll \mathcal{E}^{38} + \mathcal{E}^{40}$).

Это уравнение остается верным и для в) $K'_3 > K'_B$ ($B > B_{кр}$), причем здесь величина ошибки не зависит от разбавления.

При $B > B_{гр}$ $K'_3 > 1$ и измеряется $M'_3 = 1/K'_3$ и

$$\beta = \frac{M'_3(K'_B - K'_1)}{K'_B(1 - K'_2 M'_3)}, \quad (38')$$

а

$$\psi = \Delta K \left(\frac{2}{K'_B - K'_2} - \frac{1}{K'_B} + \frac{1}{M'_3} - \frac{M'_3 - K'_2}{1 - K'_2 M'_3} \right). \quad (39')$$

С ростом M'_3 ψ уменьшается и при $M'_3 = 1$ ($B = B_{гр}$)

$$\psi_0 = \Delta K \left(\frac{2}{K'_B - K'_2} - \frac{1}{K'_B} \right). \quad (40')$$

Таким образом, применение моноизотопа A^{38} дает наименьшую ошибку

$$\psi_m = \frac{\Delta K}{K'_B} \frac{K'_B + K'_2}{K'_B - K'_2} = \frac{\Delta K}{K'_B} (1 + 2\Gamma) \sim 0,016 + 0,032\Gamma. \quad (42)$$

Сравнение этой формулы с аналогичным выражением (32) первого варианта ($p \gg 1$) показывает, что второй вариант, даже при применении моноизотопа A^{38} , дает \sim в 5 раз большую ошибку.

В этой связи представляется любопытным определить ту степень обогащенности эталона A^{38} , при которой получится такая же ошибка, что и для применения моноизотопа A^{38} .

Так как для $K_1 < 2K_B - K_2$ оптимальная ошибка определяется по формуле (22), то с учетом того, что

$$\frac{K'_2}{K_2} = \frac{B^{38}/(B^{40} + X)}{B^{36}/(B^{40} + X)} = \frac{B^{38}}{B^{36}} = K''_B,$$

из условия $\psi_m = \psi_0$ получаем

$$\frac{8}{K_1 - K_2} = \frac{1}{K_B} + \frac{K_B + K_2}{K_B K''_B (K_B - K_2)} = \frac{K''_B + \frac{K_B + K_2}{K_B - K_2}}{K_B K''_B},$$

$$K_1 = K_2 + \frac{8K_B K''_B}{K''_B + \frac{K_B + K_2}{K_B - K_2}},$$

$$p = \frac{K_2}{K_B} + \frac{8}{1 + \frac{1}{K''_B} \frac{K_B + K_2}{K_B - K_2}}.$$

Минимальное значение p находится легко. Обозначая

$$\frac{K_2}{K_B} = r, \text{ имеем}$$

$$p = r + \frac{8}{1 + \frac{1}{K_B''} \frac{1+r}{1-r}}$$

$$\frac{dp}{dr} = 1 - \frac{16K_B''}{[1 + K_B'' + r(1 - K_B'')]^2} = 0,$$

$$1 + K_B'' + r(1 - K_B'') - 4\sqrt{K_B''} = 0,$$

$$r_0 = \frac{4\sqrt{K_B''} - 1 - K_B''}{1 - K_B''} \sim \frac{0,541}{0,813} \sim 0,665$$

и $p_0 = 1,26$.

Таким образом, точность которую дает применение моноизотопа A^{38} при измерениях вторым вариантом метода изотопного разбавления не больше точности, получаемой при применении эталона с обогащенностью A^{36} $p = 1,26$ при использовании первого варианта.

Что касается третьего варианта метода изотопного разбавления, то он основан на последовательном измерении A^{38}/A^{36} и A^{38}/A^{40} отношений, осуществляемом с помощью предложенного Л. Л. Шаниным скачкообразного переключения ускоряющего напряжения.

При этом измеряются следующие изотопные отношения: на образце атмосферного аргона —

$$K_B' = \frac{B^{38}}{B^{40}}, \quad K_B'' = \frac{B^{38}}{B^{36}}, \quad (43)$$

в эталоне —

$$K_1' = \frac{\mathcal{E}^{38}}{\mathcal{E}^{40}}, \quad K_1'' = \frac{\mathcal{E}^{38}}{\mathcal{E}^{36}}, \quad (44)$$

и в «смеси» аргона, выделенного из минерала, с эталоном \mathcal{E} —

$$\mathcal{E} = \mathcal{E}^{36} + \mathcal{E}^{38} + \mathcal{E}^{40}, \quad (45)$$

$$K_3' = \frac{B^{38} + \mathcal{E}^{38}}{B^{40} + \mathcal{E}^{40} + X}, \quad K_3'' = \frac{B^{38} + \mathcal{E}^{38}}{B^{36} + \mathcal{E}^{36}}. \quad (46)$$

Решение полученной системы уравнений дает следующее выражение,

$$X = \mathcal{E}\beta = \frac{\mathcal{E}}{K_1' + K_1'' + K_1' K_1''} \times \frac{K_1' K_B' K_3'' (K_1'' - K_B'') + K_1'' K_3' (K_1' K_B'' - K_1'' K_B') + K_1' K_B'' K_3' (K_B' - K_1')}{K_B' K_3' (K_3'' - K_B'')} \quad (47)$$

Анализ этого выражения в общем виде представляет довольно сложную и трудоемкую задачу.

Мы ограничимся исследованием третьего варианта для наиболее интересного с практической точки зрения применения в качестве эталона моноизотопа A^{38} .

В этом случае, как нетрудно видеть, выражение для β определяется как предел уравнения (47) при $K'_1 \rightarrow \infty$ и $K''_1 \rightarrow \infty$

$$\beta = \frac{K'_B K''_3 - K''_B K'_3}{K'_B K'_3 (K'_3 - K''_B)} \quad (48)$$

При этом, конечно, $K''_3 < 1$, что выполняется для всех

$$B < B_{гр1} = \frac{K'_B}{K''_B} (1 - K''_B) \Gamma \sim 0,00275 \Gamma, \quad (49)$$

где Γ — степень загрязненности рассчитывается теперь по двум величинам K'_3 и K''_3 .

$$\Gamma = \frac{K''_B K'_3}{K'_B K''_3 - K''_B K'_3} \quad (50)$$

При определении ошибки $\Delta\beta/\beta$ следует различать два случая:

1. $K'_3 > K'_B$, когда

$$B > B_{кр} = K'_B \sim 0,00063, \quad (51)$$

2. $K'_3 < K'_B$, когда $B < B_{кр}$.

Первый случай может иметь место если $B_{кр} < B_{гр1}$, что возможно только, как нетрудно видеть, для

$$\Gamma > \Gamma_{кр} = \frac{K''_B}{1 - K''_B} \sim 0,23. \quad (52)$$

При этом

$$\psi = \Delta K \left(\frac{K''_3 + K'_3 + K''_B + K'_B}{K'_B K''_3 - K''_B K'_3} - \frac{2}{K''_3 - K''_B} + \frac{1}{K'_3} - \frac{1}{K'_B} \right) \quad (53)$$

Исследование этого уравнения показывает, что наименьшие значения ψ получаются при $M''_3 = 1$ ($B = B_{гр1}$), когда

$$\begin{aligned} \psi_0 &= \frac{\Delta K}{K'_B} \left[2K''_B + (1 + K''_B) \Gamma + \frac{K''_B}{\Gamma} \right] \sim \\ &\sim 0,0060 + 0,019 \Gamma + \frac{0,003}{\Gamma}. \end{aligned} \quad (54)$$

Эта зависимость ψ_0 от Γ изображается кривой 4 на рис. 2.

Для $K'_3 < K'_B$, т. е. при $B < B_{кр}$

$$\psi = \Delta K \left(\frac{K''_3 - K'_3 + K''_B - K'_B}{K'_B K''_3 - K''_B K'_3} + \frac{2}{K''_3 - K''_B} + \frac{1}{K'_3} - \frac{1}{K'_B} \right) \quad (55)$$

Здесь при $B_{кр} > B_{гр1}$, т. е. для $\Gamma < \Gamma_{кр}$, наименьшие значения определяются уравнением (54), когда $K_3 = 1$ ($B = B_{гр1}$).

Для $B_{кр} < B_{гр1}$, т. е. $\Gamma > \Gamma_{кр}$ при $K'_3 = K'_B$ ($B = B_{кр}$),

$$\psi_0 = \frac{\Delta K}{K'_B} (1 + 2\Gamma) \sim 0,016 + 0,032 \Gamma. \quad (56)$$

На рис. 2 эта зависимость изображена прямой 3.

Когда $B > B_{гр1}$, $K''_3 > 1$ и измеряется обратная величина $M''_3 = 1/K''_3$.
В этом случае, заменяя в уравнении (48) K''_3 на $1/M''_3$, имеем

$$\beta = \frac{K_{в'} - K_{в''} K'_3 M''_3}{K_{в'} K'_3 (1 - K_{в''} M''_3)} \quad (57)$$

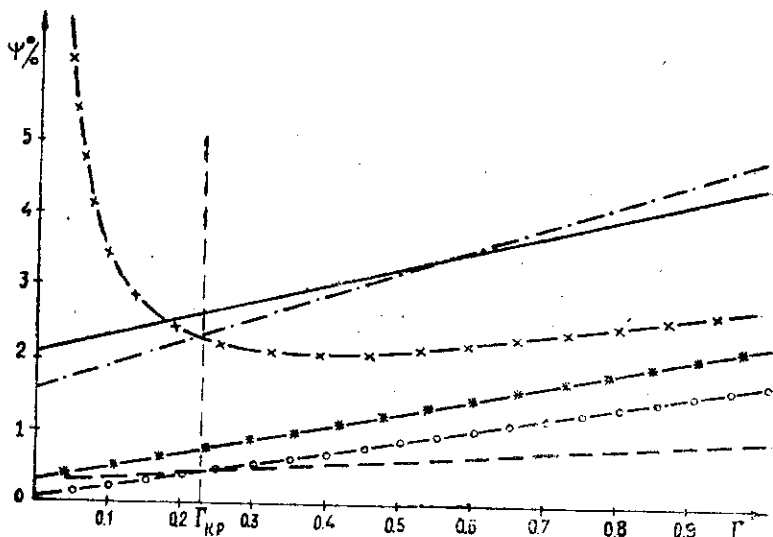


Рис. 2. Зависимость относительной ошибки ψ_0 от степени загрязненности Γ
Метод изотопного разбавления

Первый вариант	Третий вариант
1 ——— $B = B_0$ ($p=1$)	3 -.-.- $B = B_{кр}$ (A^{86})
2 - - - $B = B_{кр}$ ($p > 1$)	4 -x-x- $B = B_{гр1}$ (A^{86})
Второй вариант	5 -o-o- $B = B_0$ (A^{86})
3 -.-.- $B = B_{кр}$ (A^{86})	6 -*-*- $B = B_{гр2}$ (A^{86})
2 - - -	Объемный метод

Так как, при этом $K'_3 < 1$, то B должно удовлетворять следующему условию

$$B < B_{гр2} = 1 + (1 - K'_{в'})\Gamma \sim 1 + \Gamma, \quad (58)$$

где

$$\Gamma = \frac{K_{в''} K'_3 M''_3}{K_{в'} - K_{в''} K'_3 M''_3} \quad (59)$$

Здесь так же имеют место два варианта:

1. $K'_3 < K_{в'}$, когда $B < B_{кр} = K_{в'}$, при этом, конечно, должно выполняться $B_{кр} > B_{гр1}$, что возможно для $\Gamma < \Gamma_{кр}$ и
2. $K'_3 > K_{в'}$, когда $B > B_{кр}$.

Для первого варианта

$$\psi = \Delta K \left(\frac{1 + K_{в''} M''_3 - K'_3 M''_3 - K_{в''} K'_3}{K_{в'} - K_{в''} K'_3 M''_3} + \frac{1}{K'_3} - \frac{1}{K_{в'}} \right) \quad (60)$$

и так как ϕ убывает с уменьшением M''_3 , то ϕ_0 определяется при $B = B_{кр}$ $\left(M''_3 = \frac{1}{K_B''} \frac{\Gamma}{\Gamma + 1} \right)$ уравнением (56).

Во втором случае $K'_3 > K_B'$ ($B > B_{кр}$)

$$\phi = \Delta K \left(\frac{1 + K_B'' M''_3 + K'_3 M''_3 + K_B'' K'_3}{K_B' - K_B'' K'_3 M''_3} + \frac{1}{K'_3} - \frac{1}{K_B'} \right). \quad (61)$$

Эта функция, как нетрудно убедиться, имеет минимум в точке

$$M''_3 = \sqrt{\frac{K_B'}{K_B''}} \frac{\Gamma}{\Gamma + 1} \sim 0,0581 \frac{\Gamma}{\Gamma + 1},$$

что даёт условие оптимального разбавления

$$B = B_0 = \sqrt{\frac{K_B'}{K_B''}} [\Gamma(1 - \sqrt{K_B' K_B''}) + 1] \sim \sim 0,0581(1 + 0,989\Gamma). \quad (62)$$

При этом

$$\phi_0 = \frac{\Delta K}{K_B'} \left[\Gamma \left(1 + \frac{K_B'}{K_B''} + 2\sqrt{K_B' K_B''} \right) + 2\sqrt{K_B' K_B''} \right] \sim \sim 0,0004 + 0,0164\Gamma \sim 0,0164\Gamma. \quad (63)$$

Эта зависимость изображена на рис. 2, кривой 5.

Наконец, при $B > B_{гр2}$, когда $K'_3 \geq 1$ и измеряется $M'_3 = 1/K'_3$, имеем

$$\beta = \frac{K_B' M'_3 - K_B'' M''_3}{K_B'(1 - K_B'' M''_3)}, \quad (64)$$

$$\phi = \Delta K \left(\frac{M'_3 + M''_3 + K_B'' + K_B'}{K_B' M'_3 - K_B'' M''_3} - \frac{1}{K_B'} \right). \quad (65)$$

Легко заметить, что последнее выражение убывает с ростом M''_3 и при $M''_3 = \frac{K_B' \Gamma}{K_B''(\Gamma + 1)}$, т. е. $B = B_{гр2}$

$$\phi_0 = \frac{\Delta K}{K_B'} \left[\Gamma \left(1 + K_B'' + \frac{K_B'}{K_B''} + K_B' \right) + K_B'' + K_B' \right] \sim \sim 0,003 + 0,019\Gamma, \quad (66)$$

где

$$\Gamma = \frac{K_B' K_B'' M'_3 M''_3}{K_B' M'_3 - K_B'' M''_3}. \quad (67)$$

Функция (66) представлена на рис. 2 прямой 6.

Таким образом, проведенное исследование, результаты которого для удобства обозрения сведены в табл. 1, определило, как и следовало ожидать, оптимальную степень разбавления, при которой погрешность минимальна. При этом, так же как и в первом варианте, величина $\Delta\phi$, обусловленная возможными отклонениями ΔB от оптимальной величины B_0 , очень мала

$$\Delta\phi = \frac{1}{2} \Delta K \sqrt{\frac{K_B''}{K_B'} (\Gamma + 1)} \left(\frac{\Delta B}{B_0} \right)^2 \sim (\Gamma + 1) \cdot 10^{-4} \left(\frac{\Delta B}{B_0} \right)^2. \quad (68)$$

Это обстоятельство позволяет при применении метода изотопного разбавления пользоваться разбавлениями, отличающимися в широких пределах, от оптимальной величины.

Таблица 1
Результаты исследования третьего варианта метода изотопного разбавления

B	о	$(B_{кр})^*$ ф. 51	$B_{гр_1}$ ф. 49	$(B_{кр})^{**}$	B_0 ф. 62	$B_{гр_2}$ ф. 58	
K'_2	о	$(K_B')^*$	$\frac{K_B' \Gamma}{K_B'' \Gamma + 1}$	$(K_B')^{**}$	$\sqrt{\frac{K_B'}{K_B''}}$	1	—
M'_2	—	—	—	—	—	1	о
K'_4	K_B''	$(K_B'' \frac{\Gamma + 1}{\Gamma})^*$	1	—	—	—	—
M'_3	—	—	1	$(\frac{1}{K_B''} \frac{\Gamma}{\Gamma + 1})^{**}$	$\sqrt{\frac{K_B' \Gamma}{K_B'' \Gamma + 1}}$	$\frac{K_B' \Gamma}{K_B'' \Gamma + 1}$	о
ϕ_0	—	$(\phi. 56)^*$ л. 3	$\phi. 54$ л. 4	$(\phi. 56)^{**}$ л. 3	$\phi. 63$ л. 5	$\phi. 66$ л. 6	
β		$\phi. 48$		$\phi. 57$		$\phi. 64$	
ψ		$\phi. 55$ ($\phi. 53$)*		$(\phi. 60)^{**}$ $\phi. 61$		$\phi. 65$	

Примечания:

1. Величины, заключенные в скобки со значком *, учитываются, когда $\Gamma \geq \Gamma_{кр}$.
2. Величины, заключенные в скобки со значком **, учитываются, когда $\Gamma \leq \Gamma_{кр}$.
3. Число с буквой ϕ . обозначает номер соответствующей формулы в тексте.
4. Число с буквой л. обозначает соответствующую кривую на рис. 2.

Объемный метод. Как известно, объемный метод определения количества радиогенного A^{40} , детально разработанный благодаря широко известным исследованиям Э. К. Герлинга, заключается в измерении объема выделенного из минерала аргона и внесении масс-спектрометрической поправки на содержание в нем нерадиогенного аргона.

В работе [3], посвященной вопросу применения объемного метода, нами показано, что наилучшие результаты получаются при определении масс-спектрометрической поправки по отношениям A^{36}/A^{40} , измеренным на двулучевом масс-спектрометре компенсационным методом.

При этом количество радиогенного $A^{40} - X$ определяется следующим образом

$$X = \alpha Q = \frac{K_B - K_2}{K_B(1 + K_2)} Q \quad (69)$$

или приближенно с относительной ошибкой $\sim K_2 < 0,3\%$

$$X = \frac{K_B - K_2}{K_B} Q, \quad (70)$$

где Q — суммарное количество аргона, а α — масс-спектрометрическая поправка, определяемая по отношениям A^{36}/A^{40} в аргоне естественного изотопного состава — K_B для корректировки масс-спектрометра и K_2 — в аргоне, выделенном из минерала.

Относительная ошибка определения масс — спектрометрической поправки α , как показано в работе [3], рассчитывается по формуле

$$\frac{\Delta\alpha}{\alpha} = \frac{\Delta K}{K_B} \frac{K_B + K_2}{K_B - K_2} = \frac{\Delta K}{K_B} (1 + 2\Gamma) \sim 0,003 + 0,006\Gamma. \quad (71)$$

На рис. 2 эта зависимость изображена прямой 2.

Суммарное количество аргона $Q = B + X$ определяется, как известно, с помощью манометра Мак-Леода, измеряющего давление газа P в известном объеме V

$$Q = PV = cN^2V, \quad (72)$$

где N — отсчет уровня ртути (метод квадратичной шкалы).

Методика этих измерений довольно полно освещена в монографии [5].

Относительная ошибка $\frac{\Delta Q}{Q}$ складывается из двух частей

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \delta + \varphi. \quad (73)$$

Первый член, связанный с ошибками градуировки объема системы, объема шара манометра и площади поперечного сечения капилляра, представляет некоторый, постоянный для данной установки, вклад в погрешность.

Что касается члена φ , то его величина определяется количеством измеряемого газа.

$$\varphi = 2 \frac{\Delta N}{N} = 2\Delta N \sqrt{\frac{c}{Q}} = 2\Delta N \sqrt{\frac{c}{B+X}}, \quad (74)$$

где c — градуировочная константа установки, а ΔN — абсолютная ошибка измерения уровней ртути.

Это выражение было получено в работе [3], где для простоты рассматривался случай одного измерения. Обычно же измеряется набор пар N_1 и N_2 — разностей уровней ртути в основном и вспомогательном капиллярах, что позволяет исключить ряд систематических

ошибок, могущих возникнуть в связи с неоднородностью величины поперечного сечения капилляра, загрязненностью ртути и т. д.

Тогда H^2 определяется как среднее серии произведений $(H_1 \cdot H_2)_i$, измеренных на разных участках капилляра

$$H^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (H_1 H_2)_i, \quad (75)$$

где n — число измерений.

Оценкой получающегося при этом разброса, как известно, является величина σ — среднеквадратичная ошибка серии

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta H_i^2)^2}{n-1}}, \quad (76)$$

где $\Delta H_i^2 = H^2 - (H_1 H_2)_i$.

Этот параметр является наиболее эффективной и надежной оценкой точности измерения величины H^2 , если, как показано в работе [4], выполнено условие

$$a/\sigma < 0,2, \quad (77)$$

где a — цена деления.

В этом случае

$$\varphi = \frac{\sigma}{\sqrt{n} H^2}. \quad (78)$$

Полученные результаты оказываются пригодными и для метода изотопного разбавления, где необходимо с высокой точностью знать количество напускаемого эталона.

Следует отметить в виду, что при измерении малых количеств аргона возрастает ошибка определения суммарного количества аргона Q (для объемного метода) или количества напускаемого эталона \mathcal{E} (для метода изотопного разбавления).

В этом отношении наиболее благоприятным является первый вариант метода изотопного разбавления с применением в качестве эталона воздушного аргона. Это связано с тем, что согласно условию оптимального разбавления (18), необходимо напускать сравнительно большие количества $\mathcal{E} = B + X$, и если к тому же мерный объем достаточно мал, то измеряются довольно высокие величины давлений P .

Как указано в работе [2], при соответствующем выборе сечения капилляра и объема шара манометра Мак-Леода, а также применении оптической системы с нониусным отсчетом (при этом условии (77) выполняется), величина относительной ошибки $\Delta \mathcal{E}/\mathcal{E}$ в этом случае может быть сведена для широкого диапазона дозировки эталона до $\sim 1\%$.

Положение несколько усложняется при применении эталона, обогащенного A^{36} , так как при малых содержаниях радиогенного аргона — X необходимо измерять малые количества эталона

$$\mathcal{E} \sim \frac{K_B}{K_1 - K_B} (1 + K_1) X.$$

То обстоятельство, что \mathcal{E} убывает с ростом K_1 , тогда как ошибка φ , начиная с $p \sim 3-5$, мало зависит от K_1 , заставляет отдавать пред-

почтение эталону с не очень высокой степенью обогащенности.

В случае применения моноизотопа A^{38} , когда согласно условию (62) приходится измерять очень малые количества эталона

$$\mathcal{E} \sim 0,058 (X + B)$$

из-за резкого роста ошибки измерения на манометре Мак-Леода, для определения количества эталона используется сам метод изотопного разбавления эталона, с применением в качестве вторичного эталона — воздушного аргона.

В этой связи, применение моноизотопа A^{38} представляется целесообразным только в случае измерения очень малых количеств радиогенного аргона. При этом у третьего варианта появляются определенные преимущества перед первым, связанные с тем, что в этом случае не измеряется величина K_2 и тем самым устраняются систематические ошибки, которые появляются и играют существенную роль при определении малых количеств аргона из-за неконтролируемой величины потери аргона при измерении этого коэффициента.

При измерении более высоких содержаний радиогенного аргона, предпочтение следует отдавать первому варианту метода изотопного разбавления с применением эталона, обогащенного A^{36} .

Что касается применения объемного метода, то как показано в работе [3], имевшая место неуверенность в степени чистоты и сохранности аргона, подвергающегося при измерении объемным методом длительному процессу химической очистки, поглощению охлажденным до температуры жидкого азота углем с последующей откачкой гелия, оказалась несостоятельной.

В этой связи объемный метод представляется достаточно точным и полезным в случае измерения не очень малых содержаний аргона в минералах.

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить искреннюю благодарность М. М. Рубинштейну, за руководство и помощь при работе над темой, Э. К. Герлингу и Л. Л. Шанину, чьи полезные беседы и советы стимулировали и во многом облегчили эту работу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Амирханов Х. И., Брандт С. Б., Определение абсолютного возраста пород по радиоактивному превращению калия 40 в аргон 40. Махачкала, 1956.
2. Гельман О. Я., Исследование погрешностей определения содержания A^{40} в минералах методом изотопного разбавления (с использованием A^{36}). Сообщения АН ГССР, 1960, т. 25, № 4, 399—406.
3. Гельман О. Я., К вопросу применения объемного метода для определения содержания радиогенного аргона в минералах. Радиохимия, 1961, т. III, № 2, 215—224.
4. Гельман О. Я., О влиянии дискретности измерительной шкалы на оценку точности результатов измерений. Сообщения АН ГССР, 1961, т. 26, № 4, 513 — 520.
5. Старик И. Е., Ядерная геохронология, Изд. АН СССР, Москва — Ленинград, 1960.

М. М. РУБИНШТЕЙН

АБСОЛЮТНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКАЯ ШКАЛА

На основании анализа многочисленных отечественных и зарубежных материалов определения абсолютного возраста геологически хорошо датированных слюд и некоторых ураниновых минералов предлагается уточненный вариант абсолютной геохронологической шкалы. Высказываются критические соображения по поводу использования полученных для глауконитов цифр возраста в качестве опорных при составлении шкалы. Исходя из данных абсолютной геохронологии дана попытка приближенной оценки длительности орогенических фаз.

Геохронологические шкалы, опубликованные в течение последних двух лет А. Холмсом (1), Дж. Л. Калпом (2) и Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при ОГГН АН СССР (3), знаменуют существенный прогресс в развитии абсолютной геохронологии. Однако уже с момента появления этих шкал стала очевидной неизбежность внесения в них в самом непродолжительном будущем существенных уточнений. Это объясняется, в первую очередь, тем, что в шкалах Холмса и Калпа недостаточно использованы данные геохронологических исследований, проведенных в СССР, тогда как шкала Комиссии 1960 года составлена исключительно на основании данных, полученных отечественными лабораториями. Помимо этого, в шкале Комиссии широко использованы цифры возраста глауконитов, потеря аргона которыми, как будет показано ниже, является обычно весьма значительной, что не могло не сказаться на степени достоверности оценки численного значения соответствующих возрастных рубежей. При сравнении зарубежных и отечественной шкал следует иметь в виду, что цифры возраста, полученные в СССР агроновым методом, рассчитаны по константе $\lambda_k = 0,577 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, американскими и английскими исследователями используется значение $\lambda_k = 0,584 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, а канадскими — близкая к последней величина $\lambda_k = 0,589 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹.

Разница в константах ведет к тому, что соответствующие цифры возраста, рассчитанные по константам, принятым в СССР, в постдокембрийской части геохронологической шкалы в среднем на 3—5% больше, нежели цифры, рассчитанные по константам, используемым за рубежом. Поэтому полное совпадение численных значений для целого ряда возрастных границ, бросающееся в глаза при сопоставлении зарубежных шкал с отечественной, основанной целиком на данных аргонового метода, является в некоторой степени условным.

В связи с изложенным нами предпринята попытка критического анализа опорных точек как отечественных, так и зарубежных, причем наряду с данными уже принявшимися ранее во внимание при составлении соответствующих шкал, использованы все оказавшиеся до-

ступными новейшие цифры. С целью унификации значения возраста пересчитаны по константам, используемым ныне большинством англо-американских исследователей — $\lambda_{\beta} = 4.72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ и $\lambda_{\alpha} = 0,584 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹, а в качестве опорных использованы в основном данные, полученные для слюд аргоновым и частично стронциевым методами, а также несколько цифр, полученных свинцовым методом. Всего было рассмотрено около 95 определений возраста.

Кембрий ((600?) — 490 млн. лет)

Не касаясь пока что нижней границы кембрия, поскольку здесь встает наряду с вопросом о соответствующей ей цифре возраста и не менее сложная проблема ее стратиграфической и в частности биостратиграфической интерпретации, в которой остается много неясного, можно избрать в качестве начала временного отсчета для абсолютной геохронологической шкалы любой стратиграфический уровень кембрия, для которого с достаточной определенностью установлен его абсолютный возраст. Калп считает (1), что таким горизонтом могут явиться обогащенные ураном битуминозные линзы кольма квасцовых сланцев верхнего кембрия Вестерготланда (зона *Peltura* — подзоны *P. minor* и *P. scarabaeoides*), для которого в 1947 году Холмсом была принята в качестве наиболее вероятного значения возраста цифра в 440 млн. лет на основании анализа Нира для одного образца (по отношению Pb/U 207/235). Впоследствии Кобб и Калп (4) исследовали около 20 образцов кольма, после чего Калп пришел к выводу, что минимальный возраст кольма составляет около 500 ± 10 млн. лет, причем эта цифра по его мнению близка к истинному возрасту. Олдрич, Везерилл, Девис и Тилтон (5) получили свинцовым и стронциевым методами для циркона и биотита из интрузивного комплекса *Wichita Mts.* Оклахомы, несогласно перекрываемого низами верхнего кембрия, возраст в 520 ± 20 млн. лет. На основании этих данных Калп оценивает границу между верхним и средним кембрием в 510 млн. лет. Однако следует учесть, что для биотита из постсреднекембрийского гранита *Boisdale Hills* в Новой Шотландии Фэйрберн, Хюрли, Пинсон и Кормье (6) приводят аргоновый возраст в 518 млн. лет, а рубидиевый — в 470 млн. лет, и хотя истинный возраст гранита оценивается ими на основании этих данных в 500 млн. лет, но по-видимому, нет никаких оснований считать аргоновую цифру завышенной. Поэтому кажется достаточно вероятным, что границе верхнего и среднего кембрия должно соответствовать несколько большее значение абсолютного возраста, порядка 520 — 530 млн. лет. Не противоречат этому допущению и данные Н. И. Полевой (3), согласно которым биотит из сиенито-диорита мартайгинского комплекса восточного склона Кузнецкого Алатау, секущего карбонатную толщу нижнего кембрия с фауной археоциат, датируется в 543 млн. лет. Таким образом, имеющиеся пока что материалы позволяют допустить следующие возрастные значения для основных стратиграфических рубежей кембрия: граница в кембрий-ордовик — 490 млн. лет, граница ср. кембрий — в кембрий — 525 млн. лет, и, приняв продолжительность среднего кембрия равной продолжительности верхнего, граница нижний кембрий — средний кембрий — 560 млн. лет. Максимальная погрешность определения этих рубежей по-видимому не превышает ± 15 млн. лет.

Ордовик (490 — 430 млн. лет) и силур (430 — 400 млн. лет)

Для ордовика имеется уже довольно значительное количество цифр возраста, однако при этом наблюдаются и некоторые расхождения между ними, причины которых подлежат выяснению. Это, с одной стороны, результаты многочисленных определений возраста эвгедральных цирконов и биотитов (как стронциевым, так и аргоновым методами) из бентонитов среднего ордовика Теннесси, произведенных Адамсом, Осмондом, Эдвардсом и Хенле (7), дающие в среднем 447 ± 10 млн. лет. Для биотита и санидина из бентонитов карадока формации Хасмопс Швеции Фоллинсби, Баадсгаардом и Липсоном (8) получена цифра того же порядка — 452 ± 10 млн. лет. Эти значения кажутся несколько заниженными, учитывая их близость, к данным, полученным нами (19) и ВСЕГЕИ (10) для глауконитов низов среднего ордовика Эстонии. С другой стороны, для биотитово-амфиболовой фракции Крик-кудукского массива Северного Казахстана, по новейшим данным А. И. Семенова и Ю. М. Шувалова — позднелландейлского или быть может несколько более древнего (11), Л. В. Комлевым (12) получено значение возраста около 480 млн. лет (± 15 млн. лет). Таким образом, до получения более подходящих опорных точек для середины ордовика разумно принять промежуточное значение для трех упомянутых выше цифр — 460 ± 10 млн. лет. Правда, именно эта цифра приводится Лонгом в качестве минимального значения для конца ордовика (13), но это результат единичного определения стронциевым методом возраста мусковита из метаморфической формации Dutchess County штата Нью-Йорк, в остальном показывающей значительно меньшие цифры, и принимать его во внимание пока что не приходится. Поскольку нижней границе ордовика соответствует возраст в 490 млн. лет, а его середине — 460 млн. лет, то естественно оценить его верхнюю возрастную границу, конечно, весьма приближенно, в 430 ± 10 млн. лет. Казалось бы, что в резком противоречии со всем изложенным находятся данные по биотиту из слюдисто-глинистого граптолитового сланца аренига Ю. Урала, приводимые Л. Н. Овчинниковым (3, 14) — 430 ± 10 млн. лет. Однако в этом случае аутигенность биотита не доказана и соответствующую цифру с достаточным основанием можно считать соответствующей времени позднейшего проявления метаморфизма.

Что касается силура, то вполне надежных данных, позволяющих установить абсолютный возраст каких-либо определенных его стратиграфических горизонтов, насколько нам известно, не имеется, если не считать довольно многочисленных цифр по ряду казахстанских интрузивных массивов. Однако степень определенности стратиграфической привязки последних оставляет желать лучшего; не говоря уже о гибридном характере многих из них. Как известно, здесь выделяют три каледонских интрузивных комплекса — крик-кудукский, чингизский и боровский. Первый из них, как уже указывалось, является среднеордовикским. Чингизский комплекс, несколько более молодой, по-видимому, весьма близок к нему по возрасту, и уж во всяком случае не выходит за пределы ордовика. Граниты же боровского комплекса прорывают крик-кудукский комплекс, а галька их встречается в нижне-среднеордовикских конгломератах. Таким образом, соответствующие цифры возраста для биотитов из боровского комплекса порядка

400—420 млн. лет, приводимые Л. В. Комлевым (12), а также А. И. Ивановым, Г. Ф. Ляпичевым и Н. И. Замятиним (3, 15), могут являться силурийскими. Что же касается абсолютного возраста верхней границы силура, то следует отметить, что по биотиту из додевонского гранита Каунитца А. П. Виноградовым и А. И. Тугариновым (16) получено значение возраста в 402 ± 10 млн. лет, тогда как биотит из диоритовой интрузии Зап. Саян, секущей осадочную толщу венлока, охарактеризованную фауной табулат (3, 17), дал цифру возраста в 396 ± 10 млн. лет. Помимо этого, биотит гранитов, интрузирующих позднесилурийские — нижежединские (?) слои вблизи Кале в Мэйне и несогласно перекрытых верхним девонем, показал по Фаулу (18) возраст в 404 ± 8 млн. лет. Совокупность этих данных позволяет считать цифру в 400 ± 10 млн. лет определенной с большой степенью надежности для границы между силуром и девонем.

Девон (400 — 350 млн. лет)

Девон можно считать хорошо датированным в абсолютном летоисчислении. Так, по Калпу, Лонгу и др. (19) биотит из гранита Криктаун в Шотландии, поственлокского и доверхнедевонского, дал цифру в 386 ± 8 млн. лет, биотит из гранита Лейнстер (Ирландия, вблизи Дублина), постордовикского и также доверхнедевонского — 356 ± 6 млн. лет, а биотит из адамеллита Шэп в Вестморленде, постлудловского и донинжекарбонowego, — ту же цифру 385 ± 10 млн. лет. Наконец, биотит из совершенно неметаморфизованных бентонитов верхней части нижнекобленцкого подъяруса формации Гранд Грэв Квебека в Канаде, по Смити, Баадсгаарду, Фоллинсби и Липсону (20), показал возраст в 388 ± 15 млн. лет. На основании этих данных цифру в 385 млн. лет можно было бы считать опорной для середины кобленцкого яруса, однако тоже значение возраста — 385 млн. лет получено Хюрли, Фэйрберном и Пинсоном (21) для ряда интрузий Мэйна и прилегающих областей, которые считаются несколько более молодыми — постранныесреднедевонскими. Все же цифру 385 ± 5 млн. лет можно, по-видимому, считать опорной для границы нижнего и среднего девона. Слюды из постверхнелудловских интрузий сиенитов Тагило-Кушвинского района Среднего Урала дают согласно Л. Н. Овчинникову (14) 364 ± 10 млн. лет. Аналогичные цифры возраста (365 ± 20 млн. лет) получены Фейрберном, Хюрли, Пинсоном и Кормье для слюд из 27 постнижедевонских гранитов Новой Шотландии (6), а по биотиту из постнижедевонского кварцевого монзонита Джэкмена в Мэйне Хюрли, Буко, Албе, Фаул, Пинсон и Фэйрберн получили значение возраста в 360 ± 10 млн. лет (22). Возраст серицита Сибайского колчеданного месторождения на Южном Урале оказался по Л. Н. Овчинникову (14) равным 354 ± 12 млн. лет; этот серицит определенно послезейфельский, но ограничение времени его образования низами верхнего девона нельзя считать исчерпывающе аргументированным. Особо важное значение для абсолютной датировки верхнего девона имеют битуминозные сланцы формации Чатануга в Теннесси. Коббом и Калпом (23) их вероятный возраст оценивается по отношению $Pb\ 206/U\ 238$ в 350 ± 10 млн. лет. По биотиту бентонитов этих же сланцев Калп и Томас получали аргоновым методом цифру в 340 ± 7 млн. лет, а Адамс, Эдвардс и др. (18) — стронциевым методом — 385 ± 40 млн. лет. Таким образом возраст в 350 ± 10 млн. лет весьма вероятен для этого горизонта, который Калп считает самыми верхами девона. Однако совсем недавно Кларк отметил (24), что в

стратиграфическом отношении мы имеем здесь дело либо с верхами нижней части верхнего девона, либо с низами средней части верхнего девона, т. е. с горизонтом большого стратиграфического значения, соответствующим *Platyclumena Stufe* Германии. На этом основании он предлагает оценить верхнюю границу девона не в 350 млн. лет, как это делает Калп, а примерно в 360 млн. лет. Это предложение вряд ли целесообразно принять, в первую очередь потому, что имеются определенные основания считать саму цифру в 350 млн. лет установленной в радиологическом отношении с некоторым занижением (как свинцовым, так и аргоновым методами). С другой стороны, совсем недавно Эвернденом, Кертисом, Обрадовичем и Кистлером (43) по биотиту из риолита, залегающего вблизи кровли в. девона *Spobs Creek* (Виктория, Австралия), получено значение возраста 344 ± 10 млн. лет. Поэтому при всех обстоятельствах значение возраста в 350 ± 10 млн. лет может быть с достаточной уверенностью принято как характеризующее границу девон-карбон. Логическим следствием отсюда является оценка границы средний девон — верхний девон цифрой 365 ± 10 млн. лет. Таким образом, приходится считать заниженными и в связи с этим не подходящими в качестве опорных, данные по слюдам ряда интрузивных и метаморфических образований Северного Кавказа (326 — 345 млн. лет), трактовка геологического возраста которых вызывает в ряде случаев сомнения (3), а также данные по Марининско-Андреевской интрузии Ю. Урала (345 — 369 млн. лет), считающейся досреднедевонской (3).

Карбон (350 — 285 млн. лет) — пермь (285 — 240 млн. лет)

К сожалению, с абсолютной датировкой верхнего палеозоя дело обстоит значительно хуже — для слюд из многочисленных поствизейских сленитовых и гранитных массивов Среднего и Южного Урала Л. Н. Овчинников приводит среднее из 18 определений — 302 ± 8 млн. лет (14). Близкие цифры получены Фаулом (18) для вогезских гранитов, интрузирующих турнейские образования — 298 — 324 млн. лет. Он же указывает, что граниты Шварцвальда дают в среднем возраст в 320 млн. лет (18). Таков же абсолютный возраст большей части гранитов Центрального массива Франции (18), некоторые из которых поствизейские и достефанские. Согласно Эверндену, Кертису, Обрадовичу и Кистлеру (43) биотит из посткульмского и достефанского гарцбургского габбро (Гарц) показал возраст в 327 ± 10 млн. лет. Наконец, А. П. Вимоградовым и А. И. Тугариновым приведен ряд данных по биотитам из постнижнекарбонных и донижнепермских массивов Саксонии и Чехословакии (16). Соответствующие цифры характеризуются значительным разбросом — 302 — 347 млн. лет, в связи с чем нельзя считать исключенной возможность объединения здесь двух несколько отличающихся по возрасту групп постнижнекарбонных гранитоидов. В среднем же на основании этих данных для постнижнекарбонных и донижнепермских образований Центральной Европы можно принять значение возраста 325 ± 20 млн. лет. В то же время по Калпу, Лонгу и др. (19) биотит из постпоздневестфальского гранита в Корнуолле показал возраст в 275 ± 5 млн. лет. Кстати сказать, Фаул приводит для того же гранита несколько большую цифру — 290 млн. лет (18). По региональным данным возраст его не может быть древнее позднестефанского или пермского; к тому же, поскольку обломочный материал этого гранита в пермских брекчиях неизвестен, отнесение его именно к нижней перми, а

не к позднему карбону, решающих геологических возражений не встречает. Слюды гранитоидов калбинского комплекса юго-западного Алтая и Калбы, определенно постсреднекарбоновые, по данным Н. И. Полевой дают в среднем значение возраста 271 ± 10 млн. лет (17). Верхняя возрастная граница этих образований весьма неопределенна, но во всяком случае исключать возможность их нижнепермского возраста, по-видимому, не приходится. Таким образом создается впечатление, что значение абсолютного возраста границы S_3 —Р должно быть несколько большим, нежели 270 млн. лет, как это принимают Холмс и Калп (1, 2). Существенным подтверждением этого вывода является то обстоятельство, что биотит и циркон из гранита и нордмаркита, интродуцирующих в районе Осло нижнепермские осадки, коррелируемые с мертвым красным лежнем Германии, дали по Фаулу (18) сходящиеся цифры в 260 ± 10 млн. лет. Иными словами, нижняя пермь не может быть моложе 260 млн. лет. Вполне согласуется с этим и цифра в 249 ± 10 млн. лет, полученная А. П. Виноградовым и А. И. Тугариновым для циннвальдита из грейзена Циннвальда, образовавшегося по эффузивам мертвого красного лежня (16). Таким образом, учитывая, что для заведомо до-нижнепермских образований не было получено меньших цифр возраста, нежели 300 млн. лет, тогда как цифра возраста в 275 млн. лет и меньше относится, по-видимому, уже к перми, значение абсолютного возраста, соответствующее границе между этими периодами можно принять равным 285 ± 15 млн. лет. Кстати сказать, близкая цифра возраста (около 300 млн. лет) была уже предложена Л. В. Комлевым (12) для этой границы карбон-пермь на основании многочисленных свинцовых и аргоновых цифр возраста, полученных для ряда позднегерцинских интрузий аляскитовых гранитов Центрального Казахстана — в первую очередь, Акчатауской. Не менее сложен и вопрос о верхней границе перми. Как уже отмечалось выше, цифры возраста в интервале 250 — 270 млн. лет заведомо являются пермскими, в том числе 250—260 — постнижнепермскими. С другой стороны, большое значение представляют данные Иванова, Ляпичева и Замятина (25) по биотиту из анортотлазовых гранит-порфиров Тениз-Куржункульской мульды Центрального Казахстана, безусловно постнижнепермских и секущих базальты, которые обычно датируют пермтриасом или даже нижним триасом. Поэтому полученная ими цифра в 240 ± 10 млн. лет вполне может быть отнесена к низам триаса, и, до получения более надежных данных, принята за определяющую возраст границы пермь-триас.

Триас (240—195 млн. лет)

Надежный триасовых цифр возраста, полученных аргоновым методом, в нашем распоряжении, к сожалению, почти не имеется. Так, Н. И. Полевая (17) приводит цифры возраста в 182 — 210 млн. лет по биотиту из постпалеозойских гранитоидов хесанского комплекса Сев. Кореи, секущих верхний палеозой, верхняя возрастная граница которых неясна. Известно лишь то, что они перекрываются эффузивными образованиями нижнего мезозоя, точнее не датированными. В шкале Комиссии 1960 года приводятся в качестве досреднетриасового возраст в 191 млн. лет, полученный для биотита из кварцевого диорита г. Ятыргарты на Сев. Кавказе, а также цифра в 182 млн. лет как дотриасовая для биотита Даховского массива. Учитывая весьма существенные явле-

ния «омоложения», наблюдаемые в породах кристаллического субстрата Большого Кавказа, эти цифры, с нашей точки зрения, не могут быть использованы в качестве опорных для установления границы триаса, поскольку соответствующие значения возраста могут интерпретироваться лишь как минимальные. Зато заслуживают большого внимания данные Фоллинсби, Баадсгаарда и Липсона — 187 ± 10 млн. лет, полученные ими для биотита из Гуичонского батолита Британской Колумбии, для которого установлен сравнительно узкий стратиграфический диапазон — это посткарнийский и добайосский интрузив, и притом скорее всего нижнеюрский (18). Эти данные, а также результаты определения возраста средне- и верхнеюрских образований, о которых речь будет идти ниже, позволяют считать цифру в 195 ± 10 млн. лет наиболее подходящей для границы триас-юра. Не противоречат этому выводу и данные Н. И. Полевой — 174 — 188 млн. лет (17) по кыринскому комплексу гранитоидов Забайкалья, секущему осадочные образования перми и галька которого обнаружена в конгломератах верхней юры. Некоторые основания для подтверждения принятой нами датировки триасового периода дают результаты, полученные свинцовым методом. В свое время Мэйн, Ламберт и Йорк (26) использовали цифру порядка 210 млн. лет, полученную Миллером и Калпом для урановой смолки верхнего триаса плато Колорадо. Однако в дискуссии с этими авторами Калп, Кобб, Лонг и Миллер (27) подчеркивают, что полученная ими цифра не может быть уверенно отнесена к истинному времени осадконакопления. Зато Дэвидсон (28) ссылается на исключительно хорошо сходящиеся цифры возраста 228, 228 и 230 млн. лет, полученные по отношениям $Pb\ 206/U\ 238$, $Pb\ 207/U\ 235$ и $Pb\ 207/Pb\ 206$ для уранинита триаса Нью-Джерси. При всех обстоятельствах ни одна из этих двух североамериканских цифр не противоречит возрастным рубежам, принятым нами для триаса. С другой стороны, Эрикссон и Калп опубликовали недавно (44) результаты определения абсолютного возраста биотита из диабазового силла Нью-Джерси, залегающего в верхнем триасе. Полученная ими цифра 190 ± 5 млн. лет также согласуется с принятым нами значением верхней возрастной границы триаса.

Юра (195 — 135 млн. лет)

Для юры имеется уже достаточно данных, позволяющих уверенно датировать этот период. Келасурский, Гумистинский и Хевисджварский гранитоидные интрузивы Западной Грузии — бесспорно постбайосские и донижнемеловые, причем весьма вероятен их батский возраст. Результаты наших многочисленных измерений (29, 30) дали в среднем цифру в 162 ± 5 млн. лет, которая может быть принята в качестве опорной для границы между средней и верхней юрой. Вполне согласуется с нашими данными и цифра в 172 ± 10 млн. лет, полученная Н. И. Полевой для биотита из посттриасового гранита р. Жиндо в Бурятской АССР, а также возраст биотита из постнижнеюрского Шахтаминского массива — 160 ± 10 млн. лет (31). К тому же Эвернден, Кертис, Обрадович и Кистлер (43) опубликовали цифру 169 ± 5 млн. лет, полученную ими для биотитово-роговообманковой фракции диорита Аляски, секущего фаунистически охарактеризованную н. юру (плинсбах?) и перекрываемого оксфордом. По-видимому, верхнеюрскими являются некоторые интрузивы, возраст которых также определялся в лаборатории ВСЕГЕИ (17) — это будут послетриасовые гранитоиды танченского комплекса

Сев. Корей (137—152 млн. лет), граниты посттоарского Ольдондинского и Дурулгуевского массивов (140 ± 10 млн. лет), а также постнижнеюрские гранитоиды Халзанского массива цаган-олуевского комплекса Забайкалья (126 — 140 млн. лет). Основанием для этого вывода служат данные Кертиса, Эверндена, Липсона (32), дающие в среднем 139 ± 4 млн. лет для гранитоидов Сиерра-Невады, секущих кимеридж. Из числа этих многочисленных калифорнийских верхнеюрских гранитоидов Фаул особо выделяет батолит Шата Бэлли, который перекрыт обломочными образованиями, синхронизируемыми с валанжином (18). Однако соответствующая цифра возраста в 127 млн. лет может оказаться несколько заниженной из-за частичной хлоритизации биотита. При всех обстоятельствах, оценка границы юра — мел в 135 ± 5 млн. лет, как это делают Холмс и Калл, особых возражений не вызывает, хотя возможность в дальнейшем некоторого уменьшения этой цифры не следует считать исключенной. Поскольку продолжительность верхней юры составляет около 25 — 30 млн. лет и учитывая, что нет никаких оснований считать ее большей, нежели суммарная продолжительность нижней и средней юры, становится очевидной реальность цифры в 195 ± 10 млн. лет, принятой нами для нижней границы юры.

Мел (135 — 70 млн. лет)

В отношении мела необходимо отметить в первую очередь наличие ряда цифр, полученных Фоллинсби, Баадсгаардом и Липсоном (8) для стратиграфически хорошо привязанных слоев бентонитов Канады. Эти бентониты образовались за счет вулканического пепла, от которого сохранились чешуйки биотита и зерна санидина. При этом биотит часто гидратизирован, переходя в обедненный калием вермикулит. Абсолютный возраст биотита и санидинов должен дать возраст материнского вулканического пепла, хотя некоторую потерю ими аргона нельзя, по-видимому, считать исключенной. Результаты определений сводятся к следующему: для биотита из среднего альба (формация Ft. St. John) получено 118 млн. лет, а для санидина из нижнего сеномана (формация Crownsnest) — 95 млн. лет; несколько цифр имеется для кампана — санидин из формации Bearpaw (в. кампан) дал 83 млн. лет, биотит отсюда же — 71 млн. лет, тогда как биотит из формации Belly River кампана показал больший возраст, нежели предыдущий — 82 млн. лет; наконец, гидратизированная слюда и санидин из маастрихта (формация Edmonton), дали, соответственно, цифры в 75 — 80 и 67 млн. лет. Аналитическая погрешность каждого из этих измерений, по-видимому, не меньше, чем ± 5 млн. лет. Эвернден, Кертис, Обрадович и Кистлер (43) получили для биотита из бентонита Калифорнии, датированного самими верхами сеномана (под зоной *Inoceramus labiatus*), цифру возраста 96 ± 4 млн. лет. Вполне удовлетворительно, согласуются с этими цифрами и данные, полученные для слюд из меловых интрузивов. Так, в частности, ряд гранитов Калифорнии (Coast Range) считают внедрившимися в середине позднего мела, во всяком случае в некоторых местах они несогласно перекрываются осадками верхней части верхнего мела. Цифры, полученные для восьми биотитов из этих гранитов Кертисом, Эвернденом и Липсоном (32), дают в среднем 80 ± 4 млн. лет. Лепидолит из, по-видимому, несколько более древнего пегматита,

который располагается в пределах Южно-Калифорнийского батолита, относимого к низам верхнего мела, по данным Олдрича и др., Рейнольдса и Баадсгаарда и др. (18), дал возраст в 91 ± 5 млн. лет, а монацит из постальбского и домастрихтского диорита Калифорнии 115 млн. лет (18).

Сравнение приведенных выше цифр позволяет считать, хотя и весьма приближенно, что границе нижнего и верхнего мела (альб-сеноман) должно соответствовать значение возраста около 110 — 155 млн. лет, а кампану — около 80 — 85 млн. лет.

Что же касается границы мела с третичной системой, то учитывая, с одной стороны, приведенные выше результаты, полученные для маастрихта (в интервале 70 — 80 млн. лет), а с другой стороны — цифру в 61 ± 5 млн. лет по ураниниту Central City Колорадо (одна из пяти опорных точек Холмса в его шкале 1947 года), для которого согласно Т. Ловерингу и А. Кнопфу устанавливается более или менее определенно позднепалеоценовый возраст, приходится, в согласии с Холмсом и Калпом, датировать ее в примерно 70 ± 5 млн. лет.

Третичный период (70 — 1 млн. лет)

Более или менее надежных опорных точек, позволяющих уверенно подразделить третичный период, имеется пока что мало. Одна из попыток подразделения третичного периода принадлежит Эверндену, Кистлеру и Кертису (33), которые, используя данные аргонного метода, полученные ими по санидинам, биотитам, вулканическому стеклу и глауконитам, предложили следующую кайнозойскую геохронологическую шкалу для Западного побережья США: начало палеоцена — 55 — 60 млн. лет, начало эоцена — 48—50 млн. лет, начало верхнего эоцена — 36 млн. лет, начало миоцена — 25 — 27 млн. лет и, наконец, начало плиоцена — 12 — 13 млн. лет. Эта схема, подробные данные об опорных точках которой, насколько нам известно, не были опубликованы, была несколько видоизменена в недавней работе (43). В новом варианте этой схемы границе монского и датского ярусов соответствует цифра в 67 млн. лет, границе палеоцена и эоцена — 55 млн. лет, границе эоцена и олигоцена — 33 млн. лет, границе миоцена и олигоцена — 25 млн. лет и, наконец, границе плиоцена и миоцена — 12 млн. лет. Данная схема основывается на определениях возраста глауконитов, отчасти скорректированных несколькими цифрами по биотитам и одному санидину. По-видимому, и этот вариант шкалы не может быть принят безоговорочно, если исходить в основном из результатов, полученных не для глауконитов.

Выше уже отмечалось, что за начало палеоцена должна быть принята цифра в 70 млн. лет. По данным самих Эверндена, Кертиса, Обрадовича и Кистлера (43) биотит из вулканогенного глауконитового песчаника Калифорнии, по-видимому, верхнепалеоценового, дал возраст в 59 ± 3 млн. лет. Помимо этого, биотит постратнеоценового карбонатита из штока Роску Воу в Монтане, который считают средне- или позднеэоценовым, по данным Фаула (18) показал возраст в 52 ± 2 млн. лет. Нами получено значение в 35 ± 4 млн. лет для биотита из постсреднеэоценового и доолигоценового пегматоида Вакис-Джвари Гурии (29, 34). Аналогичные цифры, в среднем 38 ± 5 млн. лет, были получены затем Г. П. Багдасаряном для биотитов из ряда интрузивов Армении — Тежсарского щелочного массива, секущего вулканогенную толщу лютета-оверза и перекрываемого пирокластиче-

скими осадками в миоцена — н. плиоцена, постлютетского Базумского гранитоидного интрузива и Ахавнадзорского гранитоидного интрузива, постсреднеэоценового и доверхнемиоценового (3). В этой связи возраст в 33 ± 3 млн. лет, полученный Эвернденом, Кертисом, Обрадовичем и Кистлером (43) для санидина из риолитового туфа Техаса, залегающего вблизи границы эоцена с олигоценом, кажется несколько заниженным. Это предположение находит известное подтверждение в том, что те же авторы приводят для биотита из туфолавы биотитового риолита Невады, по-видимому, нижнеолигоценового, практически ту же самую цифру 32 ± 3 млн. лет. Наконец, Бассетт, Кэпп, Шеффер и Стенер (35), определив абсолютный возраст среднетретичных — донеогеновых образований Мэрисвейла в штате Юта, получили для санидина из развитой здесь вулканогенной серии, перекрывающей фаунистически охарактеризованный олигоцен, цифру возраста около 28 миллионов лет, а для биотита из внедрившихся в эти образования кварцевых монзонитов — 25 — 28 млн. лет. Вулканическое стекло из неогеновой эффузивной серии, несогласно перекрывающей предыдущие формации, дало цифры возраста в 15—19 млн. лет. Таким образом, в грубом приближении за начало эоцена следует принять цифру в 60 ± 5 млн. лет, за начало олигоцена — 36 ± 4 млн. лет и за начало миоцена — 29 ± 2 млн. лет.

Для верхнего миоцена (Barstovian) Эвернденом и др. (43) получены две полностью согласующиеся цифры в 15 ± 2 млн. лет по биотитам из витрокластического риолитового и дацитового туфов, а для границы миоцен-плиоцен также две — по биотиту из туфа биотитового риолита н. плиоцена Невады — 12 ± 1 млн. лет и по биотиту из трахиандезитовой туфолавы н. плиоцена Калифорнии — 11 ± 1 млн. лет. Таким образом границе миоцен-плиоцен по-видимому соответствует возраст порядка 12 ± 1 млн. лет.

Что же касается верхней границы плиоцена, то в этом отношении чрезвычайно важными являются результаты, полученные Кэртисом, Липсоном и Эвернденом (36) для позднеплиоценовых экструзивных образований долины Сакраменто в Калифорнии. Развитые здесь штоки риолитов внедрились в серию осадков от позднемиоценовых до раннеплиоценовых. Как сами риолиты, так и вмещающие их осадки подверглись воздействию эрозии, а вслед за этим последовало излияние андезитовых лав. Прецизионные определения возраста биотитов из риолита ($1,69 \pm 0,1$ млн. лет) и андезита ($1,57 \pm 0,24$ млн. лет) дали практически одинаковые цифры возраста, которые можно считать опорными для плио-плейстоцена. На основании этих данных принимаемую обычно продолжительность четвертичного периода в примерно 1 млн. лет можно считать реальной. Однако Г. Д. Афанасьевым (31) получено для верхов верхнего плиоцена значительно большее значение возраста — $3,7 \pm 0,4$ млн. лет (по биотиту из постапшеронских игнимбритов района Нальчика). Таким образом и этот вопрос нуждается в дальнейшем существенном уточнении.

Предлагаемый вариант геохронологической шкалы, сопоставленный со шкалами Холмса, Калпа и Комиссии 1960 года, приведен в таблице.

Итак, резюмируя вышеизложенное можно следующим образом сформулировать основные выводы, естественно вытекающие из анализа рассмотренного фактического материала.

Периоды, эпохи		Шкалы							
		1961*)		Холмс (1960*)		Калп (1959*)		Комиссия (1960)**)	
		Начало	Продол- жительность	Начало	Продол- жительность	Начало	Продол- жительность	Начало	Продол- жительность
Q			I		I		I		I
N	Pl	(1) 12±1	11	I	10	I	11	(10)	9
	Me	29±2	17	25	14	23	11	(25)	15
Pg	Ol	36±4	7	40	15	35	12	(40)	15
	Ec	60±5	24	60	20	55	20		
	Pe	70±5	10	70±2	10	70	15	(70)	30
Cr	Cr ₂	110—115	65		65		65	(100)	70
	Cr ₁	135±5		135±5		135		(140)	
J	J ₃	(162)							
	J ₂		60		45		45		45
	J ₁	195±10		180±5		180		(185)	
T		240±10	45		45		40	(225)	40
P		285±10	45	225±5	45	220	50	(270)	45
C		350±10	65	270±5	80	270	80	(320)	50
D	D ₃	(365)							
	D ₂	(385)	50		50		50		80
	D ₁	400±10		400±10		400		(400)	
S		430±10	30		40		30	(420)	20
O		(460) 490±15	60	440±10	60	430	65	(480)	60
Cm	Cm ₃	525±15	35	500±15		490		(480)	
	Cm ₂	560±15	35		100		110		90
	Cm ₁	((600))		600±20		((600))		(570)	

*) При расчете аргоновых цифр возраста опорных точек использованы константы $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ и $\lambda_{\kappa} = 0,584 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹.

**) При расчете аргоновых цифр возраста опорных точек использованы константы $\lambda_{\beta} = 4,72 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹ и $\lambda_{\kappa} = 0,557 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹.

1) За начало кембрия можно условно принять цифру порядка 600 млн. лет, учитывая при этом возможность значительного ее изменения, в зависимости, с одной стороны, от стратиграфического решения вопроса об ее положении, а с другой стороны — от получения соответствующих цифр абсолютного возраста. При всех обстоятельствах, цифра в 570 млн. лет, приводимая в шкале Комиссии 1960 года, явно занижена.

2) Продолжительность среднего и верхнего кембрия может быть принята равной примерно 35 млн. лет, а границы н. кембрий — ср. кембрий, ср. кембрий — в. кембрий и в. кембрий — ордовик следует датировать соответственно в 560, 525 и 490 млн. лет.

3) Продолжительность ордовика (60 млн. лет), перми (45 млн. лет), триаса (45 млн. лет) и мела (65 млн. лет) в предлагаемом варианте шкалы остается практически той же самой, что и в шкалах Холмса, Калпа и Комиссии.

4) Намечаемая шкалой Комиссии 1960 года продолжительность силура в 20 млн. лет является заниженной, а девона в 80 млн. лет — завышенной. Вместо этих цифр следует, соответственно, принять значения в 30 и 50 млн. лет, как это было уже предложено Калпом.

5) Продолжительность карбона в шкалах Холмса и Калпа (80 млн. лет) завышена, но сокращение ее до 50 млн. лет, как это было сделано в шкале Комиссии 1960 года, является чрезмерным, и ее следует считать равной 65 млн. лет. В то же время продолжительность юры в 45 млн. лет, принимаемая всеми предыдущими шкалами, явно преуменьшена, и ее мы считаем равной 60 млн. лет.

6) Даже учитывая грубо приближенный характер подразделения третичного периода бросается в глаза значительная разница между продолжительностью некоторых эпох и веков в предлагаемом варианте шкалы по сравнению с предыдущими шкалами; это касается, в первую очередь, продолжительности олигоцена (7 млн. лет вместо 12 — 15 млн. лет) и миоцена (17 млн. лет вместо 11—15 млн. лет). Этот вопрос, безусловно, нуждается в дальнейшей ревизии.

7) Анализ фактических данных показывает, что основные усилия исследователей, работающих над уточнением геохронологической шкалы, должны быть направлены на получение в ближайшее время цифр по опорным точкам, стратиграфически точно привязанным к кембрию, отчасти к ордовику, но особенно к силуру, верхам карбона, перми, триаса и неогену.

* * *

Перейдем к вопросу об использовании глауконитов для составления геохронологической шкалы по данным аргонового метода. Нами уже неоднократно отмечалось (9, 29), что систематическая потеря аргона глауконитами заставляет подходить с большой осторожностью к использованию соответствующих данных при геохронологических исследованиях. И при всей привлекательности этих обычно великолепно стратифицированных образований нельзя закрывать глаза на реальную возможность получения для разновозрастных глауконитов резко различающихся цифр возраста. Иными словами, если использование слюд интрузивных образований с целью получения опорных точек шкалы затрудняется, как правило, широкой возрастной вилкой, то для разновозрастных глауконитов опасен большой разброс цифр, связанный с различной степенью потери ими аргона. В настоящее время для пост-кембрийских глауконитов имеется большое число определений, приведенных в работах Липсона (37), Казакова и Полевой (10), наших (9) и др., а особенно — Хюрли, Кормье, Хауэра, Фэйрберна и Пинсона (38) и Эвердена, Кертиса, Обрадовича и Кистлера (43). Анализ более чем 140 цифр возраста, произведенный нами, показал

существенное занижение данных, получаемых по глауконитам, по сравнению с данными для слюд — в интервале от кембрия по юру включительно нет ни одного случая, когда бы цифры возраста глауконитов были бы равны, а тем более большими, нежели цифры для синхроничных им слюд. У более молодых образований единичные такие случаи имеются, и в этом нет ничего удивительного, поскольку относительная аналитическая погрешность в определении возраста этих образований значительно больше, чем у более древних минералов. Простейшая обработка этих данных, путем определения средневзвешенных отклонений от принимаемой нами шкалы, показывает, что цифры возраста для глауконитов в среднем на 16—17% меньше, нежели значения возраста геологически синхроничных им слюд, обычно варьируя для допалеогеновых образований в пределах 10—35%. В связи с большой величиной отклонения от среднего, превышающего, например, у нижнедевонских и нижнепермских глауконитов 40 млн. лет и близкого, таким образом, к продолжительности, скажем, перми или триаса, становится очевидной необоснованность использования единичных цифр, полученных по глауконитам, для уточнения геохронологической шкалы. Только при определении возраста многочисленных образцов, взятых из разных районов и разрезов, можно рассчитывать на то, что полученные при этом максимальные значения возраста глауконитов будут лишь на 5—10% меньше истинного. Но и здесь имеется опасность уже другого порядка — возможность завышения возраста за счет мельчайших терригенных примесей в образцах. При всех обстоятельствах, такая работа должна быть проведена, и в первую очередь, с нашей точки зрения, на глауконитах третичного возраста. Особую осторожность вызывают попытки использования глауконитов для целей датирования осадочных докембрийских образований (39). Нет никаких оснований считать, что докембрийские глаукониты могут вести себя в отношении потери аргона и разброса соответствующих цифр возраста иначе, нежели более молодые глаукониты, в связи с чем возникает опасение, что благополучие с датировкой отдельных горизонтов докембрия по глауконитам является в действительности в значительной мере иллюзорным.

* * *

В заключение необходимо коснуться совершенно иных аспектов абсолютной геохронологии, а именно — использования ее данных для геологических целей. Результаты определения абсолютного возраста уже весьма широко используются геологами, в первую очередь для решения вопросов магматической геологии, а также для установления времени проявления процессов метаморфизма. Однако, нам кажется, что теоретическая геология далеко еще не использовала все те возможности, которые предоставила ей геология изотопов.

Эта проблема, требующая специального рассмотрения, а сейчас следует остановиться лишь на одном кардинальном вопросе — вопросе длительности орогенических фаз. Теория орогенических фаз претерпела со времени своего появления в 1923 году существенные изменения — вначале это было представление о кратковременных, почти мгновенных революционных этапах развития земной коры, затем стало ясным, что фазы не могут не обладать определенной длительностью, причем большая заслуга в конкретизации этого представления принадлежит А. И. Джанелидзе (40), впервые показавшему,

что орогеническая фаза должна датироваться не последующей трансгрессией, а синхроничной самой фазе регрессией. Многолетняя дискуссия, принимавшая нередко крайние формы, привела к тому, что сам Штилле вынужден был признать длительность орофаз, допуская, что они могут длиться до 500000 лет. Ряд тектонистов, и в частности де Ситтер (41), утверждает, что орофазы являются более продолжительными. Попробуем рассмотреть этот вопрос на конкретном примере мезозоя, проведя несколько сугубо ориентировочных расчетов. Длительность триаса равна 45 млн. лет, а подразделяют его обычно на 6 веков (принимая деление скифского века на сейсский и кампильский); допустив, конечно в весьма грубом приближении, что длительности эти веков одинаковы, получим среднюю продолжительность века в триасе $\approx 7,5$ млн. лет. Юрскую эпоху, как известно, подразделяют на 15 веков, а при продолжительности ее в 60 млн. лет средняя длительность века составит 4 млн. лет. Аналогичным образом для мела (65 млн. лет), в котором выделяют 12 веков, средняя продолжительность века несколько превысит 5 млн. лет. Таким образом, допущение средней длительности века в мезозое равной 5 млн. лет не будет преувеличенным.

В Западной Грузии, благодаря работам А. И. Джанелидзе и его учеников (40, 42), хорошо изучен характер предкелловейской орогенической фазы, которая начинается во второй половине байоса и длится, по меньшей мере, в течение первой половины бата. Именно с этой фазой связано внедрение ряда интрузий (Келасурской и др.), о которых речь шла ранее. Таким образом, имеется полное основание считать, что предкелловейская фаза во вполне конкретном геологическом регионе — Западной Грузии длится не менее чем один век, в связи с чем продолжительность ее должна оцениваться цифрой порядка 5 млн. лет, т. е. по меньшей мере в 10 раз большей, нежели это считал Штилле. Необходимо снова подчеркнуть, что речь идет о весьма ориентировочных расчетах, позволяющих судить лишь о порядке величин. Аналогичные расчеты необходимо провести и для других отрезков геохронологической шкалы, основываясь опять-таки на конкретной геологической обстановке, но уже сейчас совершенно очевидно, что продолжительность фазы складчатости соизмерима с периодами относительного тектонического спокойствия, а в нашем примере продолжительность предкелловейской орофазы примерно в 5 раз превышает продолжительность четвертичного периода.

ЛИТЕРАТУРА

1. A Holmes, A revised geological time-scale. Trans. Edinb. Geol. Soc., v. 17, N 3, pp. 183-216, 1960.
2. J. L. Kulp, The geological time scale. Report of the XXI Session of the Intern. Geol. Congr., Norden, p. III, Pre-quaternary absolute age determination, pp. 18-27, Copenhagen, 1960.
3. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, стр. 17—19, 1960.
4. J. C. Cobb, and J. L. Kulp, Isotopic geochemistry of uranium and lead in the Swedish kolm. Geoch. et Cosmoch. Acta, 1960.

5. L. T. Aldrich, G. W. Wetherill, G. L. Davis, and G. R. Tilton, Radioactive ages of micas from granitic rocks by the Rb-Sr and K-A methods. *Trans. Am. Geoph. Union*, v. 39, pp. 1124-1134, 1958.
6. H. W. Fairbairn, P. M. Hurley, W. H. Pinson, and R. F. Cormier, Age of the granitic rocks of the Nova Scotia. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 71, N 4, pp. 399-414, 1960.
7. J. A. S. Adams, J. K. Osmond, G. Edwards, and W. Henle, Absolute dating of the Middle Ordovician. *Nature*, v. 188, N 4751, pp. 636-638, 1960.
8. R. E. Folinsbee, H. Baadsgaard, and J. Lipson, Potassium-argon time scale. Report of the XXI Session of the Intern. Geol. Congr., Norden, p. III, Pre-Quaternary absolute age determination, pp. 7-17, Copenhagen, 1960.
9. М. Рубинштейн, Б. Г. Чикваидзе, А. Л. Хуцаидзе и О. Я. Гельман. К использованию глауконита для определения абсолютного возраста осадочных пород аргоновым методом. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, № 12, стр. 77-83, 1959.
10. Н. И. Полевая, Г. А. Казаков, Г. А. Мурина. Глаукониты, как индикатор геологического времени. *Герхимия*, № 1, стр. 3-9, 1960.
11. А. И. Семенов и Ю. М. Шувалов. О возрасте Крик-Кудукской интрузии в Северном Казахстане. *ДАН СССР*, т. 137, № 2, стр. 397 - 399, 1961.
12. А. В. Комлев. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени. *Межд. Геол. Конгресс, XXI сессия, Опред. абс. возраста дочетвертичных формаций*, стр. 208 - 221, АН СССР, Москва, 1960.
13. L. E. Long, Isotopic ages from Dutchess County, New York, and adjacent areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 71, N 12, part 2, p. 1919, 1960.
14. Л. Н. Овчинников. Уральские материалы к абсолютной геохронологической шкале. *Труды IX сессии Комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций М.-Л.*, 1961.
15. А. И. Иванов, Г. Ф. Ляпичев и Н. И. Замятин. К вопросу об абсолютном возрасте каледонских интрузий хр. Ченгиз (Восточный Казахстан). *Труды IX Сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций М.-Л.*, 1961.
16. А. П. Виноградов и А. И. Тугаринов. Некоторые опорные определения абсолютного возраста (к мировой геохронологической шкале), *ДАН*, т. 134, № 5, стр. 1158-1161, 1960.
17. Н. И. Полевая. Шкала абсолютной геохронологии. *ДАН*, т. 134, № 5, стр. 1173-1176, 1960; *Труды IX сессии Комиссии по опред. абсол. возраста геологических формаций М.-Л.*, 1961.
18. H. Faul, Geologic time scale. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 71, N 5, pp. 637-644 1960.
19. J. L. Kulp, L. E. Long, C. E. Giffin, A. V. Miller, R. St. Lambert, B. J. Giletti, and R. W. Webster, Potassium-argon and rubidium-strontium ages of some granites from Britain and Eire, *Nature*, v. 185, N 4712, pp. 495-497, 1960.
20. D. G. W. Smith, H. Baadsgaard, R. E. Folinsbee, J. Lipson, K/A age of Lower Devonian bentonites of Gaspé, Quebec, Canada. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 72, N 1, pp. 171-174, 1961.
21. P. M. Hurley, H. W. Fairbairn, and W. H. Pinson, Intrusive and metamorphic Rock ages in Maine and surrounding areas. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 69, N 12, part 2, p. 1591, 1958.
22. P. M. Hurley, A. J. Boucot, A. L. Albee, H. Faul, W. H.

- Pinson and H. W. Fairbairn, Minimum age of the Lower Devonian slate near Jackman, Maine. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 70, N 7, pp. 947-950 1959.
23. J. C. Cobb and J. L. Kulp, U-Pb age of the Chattanooga shale. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 71, N 2, pp. 223-224, 1960.
24. D. L. Clark, U-Pb age determination and Upper Devonian biostratigraphy. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 72, N 1, pp. 163-166, 1961.
25. А. И. Иванов, Г. Ф. Ляпичев и Н. И. Замятин. Абсолютный возраст анортоклазовых гранит-порфиров из Гениз-Коржункульской муавды (Центр. Казахстан). Труды IX сессии Комиссии по опред. абс. возр. геол. формаций. М.-Л., 1961.
26. K. J. Maune, St. J. Lambert, and D. York, The geological time-scale. *Nature*, v. 183, N 4656, pp. 212-214, 1959.
27. J. L. Kulp, J. C. Cobb, L. E. Long, and D. S. Miller, The geological time-scale. *Nature*, v. 184, N 4688, pp. 62-63, 1959.
28. C. F. Davidson, The geological time-scale. *Nature*, v. 184, N 4695, pp. 1310, 1959.
29. М. М. Рубинштейн. К пересмотру абсолютной геохронологической шкалы, *ДАН СССР*, т. 129, № 5, стр. 1117—1119, 1959.
30. М. М. Рубинштейн. О продолжительности юрского периода. *ДАН СССР*, т. 136, № 6, стр. 1432—35, 1961.
31. Н. И. Полевая и Н. И. Тихомиров. Возраст некоторых интрузивных комплексов Забайкалья по геологическим и радиологическим данным. Труды IX сессии Ком. по опред. абс. возр. геол. формаций. М. Л. 1961.
32. G. H. Curtis, J. F. Evernden, and J. Lipson, Age determination of some granitic rocks in California by the potassium-argon method. *Geol. Surv. Bull.*, 1086-D, *Geoph. Abstr.*, 175, Oct.-Dec., 1959. **Washington, 1959.**
33. J. F. Evernden, G. H. Curtis, and J. Lipson, Potassium-argon dates for Tertiary rocks of California, Nevada and Gulf Coast. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 69, p. 1684, 1958.
34. М. М. Рубинштейн, И. Г. Григорьев, С. Я. Гельман, Б. А. Лашин, Э. Д. Узнадзе, А. Л. Хуцаидзе и Б. Г. Чикваидзе. Материалы к составлению абсолютной геохронологической шкалы. Труды IX сессии Ком. по опред. абс. возр. геол. формаций. М.-Л., 1961.
35. W. A. Bassett, P. F. Kerr, O. A. Schaeffer and R. W. Stoenner, K-A ages, Marysvale, Utah-Tertiary volcanic rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 71, N 12, part 2, pp. 1822-1823, 1960.
36. G. H. Curtis, J. Lipson, and J. Evernden, Potassium-argon dating of Pleistocene intrusive rocks. *Nature*, v. 178, N 4546, p. 1360, 1956.
37. J. Lipson, Potassium-argon dating of sedimentary rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 69, N 2, pp. 137-150, 1958.
38. P. M. Hurley, R. F. Cormier, J. Hower, H. W. Fairbairn, and W. H. Pinson, Reliability of glauconite for age measurement by K-A and Rb-Sr methods. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geolog.*, v. 44, N 11, pp. 1793-1808, 1960.
39. Н. И. Полевая и Г. А. Казаков. Новые данные по геохронологии позднего докембрия. *ДАН СССР*, т. 135, № 1, стр. 162 — 165, 1960.
40. А. И. Джанглидзе. К вопросу об орогенетических фазах. *Советская геология*, № 1/2, стр. 172—174, 1940.
41. Л. У. де-Ситтер. Структурная геология. Перевод с англ., И. Л., Москва, 1960.
42. А. И. Джанелидзе. Геологические наблюдения в Окрибе и в смежных частях Речи и Лачхуа. *Грузфил. АН СССР. Тбилиси*, 1940.

-
43. J. F. Evernden, G. H. Curtis, J. Obradovich, and R. Kistler, On the evaluation of glauconite and illite for dating sedimentary rocks by the potassium-argon method. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, v. 23, N 1/2, pp. 78-99. 1961.
 44. G. P. Erickson and J. L. Kulp, Potassium-argon measurements on the Palisades sill, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 72, N 4, pp. 649-652, 1961.
-

Д. М. ШЕНГЕЛИЯ

О ГЕНЕЗИСЕ ДАРЬЯЛЬСКИХ ГРАНИТОИДОВ

В результате процесса метасоматической гранитизации происходит преобразование кристаллических сланцев осадочного происхождения и древних габброидов в Дарьяльские гранитоиды в следующей последовательности: кристаллические сланцы → порфиробластовые кристаллические сланцы → гнейсовидные породы → гранитоиды и габброиды → окварцеванные габбро-диориты, роговообманковые и биотит-роговообманковые диориты → биотитовые диориты, биотитовые кварцевые диориты → гранитоиды.

Рассмотрены изменения среднего молекулярного состава главных элементов пород на различных стадиях процесса гранитизации, а также отличительные признаки, гранитоидов, образовавшихся за счет сланцев осадочного происхождения и основных магматических пород.

Дарьяльские гранитоиды, образующие два сравнительно крупных массива — Дарьяльский и Гвелетский, находятся на северном склоне Большого Кавказа. Значительная часть этих массивов расположена в Казбегском районе Грузинской ССР.

Геология и петрография Дарьяльского массива с давних пор привлекали внимание исследователей. До последнего времени эти гранитоиды рассматривались как магматические образования, и лишь Г. Д. Афанасьев (1) впервые указал на их микроклинизированный характер — по его мнению породы субстрата были представлены плагиогранитами, подвергшимися разгнейсованию и микроклинизации, в результате чего образовались порфиробластовые гранитогнейсы.

Проведенные нами исследования дали возможность внести некоторые изменения в представления о генезисе этих гранитоидов.

Дарьяльский кристаллический массив сложен из кристаллических сланцев, гнейсов, гранитоидов, древних метаморфических основных пород, амфиболитов, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, диабаз-порфиритов и др.

Среди кристаллических сланцев встречаются преимущественно кварц-соссюрит-серицитовые и кварц-хлоритовые разновидности, содержащие роговую обманку и эпидот-цоизит; реже встречаются кварц-амфибол-эпидот-цоизитовые сланцы. Структура пород лепидогранобластовая или grano-лепидобластовая, частью зубчатая.

Большой частью наблюдается чередование полос богатых кварцем, слюдой, роговой обманкой и хлоритом или соссюритом.

В некоторых случаях появление плагиоклаза придает породам порфиробластовую структуру. Из аксессуаров в кристаллических сланцах содержатся: турмалин, апатит, циркон, изредка — в хлорит-роговообманковых разновидностях — сфен. Данные химических анализов кристаллических сланцев приведены в табл. I (три первых анализа).

Кристаллические сланцы с возрастанием количества порфиробластов плагиоклаза переходят в порфиробластовые кристаллические сланцы. Структура породы преимущественно либо порфиробластовая, либо пойкилобластовая и ситовидная, с гранолепидобластовой основной тканью.

Текстура — сланцевато-очковая. Порфиробласты представлены плагиоклазом, изредка микроклином и кварцем. Порфиробласты плагиоклаза иногда слегка удлиненные, местами совпадающие со сланцеватостью. Вокруг порфиробластов нередко наблюдается раздвигающее слюдяной массы; встречаются ясно выраженные треугольные участки — дворики растяжения, ориентированные вдоль сланцеватости породы, заполненные кварцем.

Пойкилобластовый плагиоклаз включает реликтовые минералы исходной породы — биотит, серицит, рудный минерал. Нередко мельчайшие включения придают плагиоклазу ситовидный облик. Порфиробласты калишпата встречаются изредка; он представлен преимущественно свежим, решетчатым микроклином, метасоматически замещающим плагиоклаз, редко-кварц и минералы основной ткани. Калишпат характеризуется зазубренными контурами, окаймляет и включает зерна плагиоклаза и кварца. Кварц и биотит являются главными составными минералами основной ткани. Первый из них образует микрогранобластовые скопления или жилкообразные тела. Биотит вместе с серицит-мусковитом расположен по сланцеватости. К слюдяным участкам приурочены микровкрапленники зерен рудного минерала, апатита и циркона. Привлекает внимание зарождение в серицито-мусковитовых участках основной ткани тончайшей пленки тускло-коричневатого биотита с едва заметным плеохроизмом. При интенсивном развитии процесса биотитизации биотит принимает характерный для него вид. В последнем случае он свежий, с ясным плеохроизмом в светло-коричневых тонах. Обычно с новообразованным биотитом ассоциируется кроме названных аксессуариев турмалин. Химические анализы этих пород см. табл. I (анализы 4—5).

Порфиробластовые кристаллические сланцы незаметно сменяются гнейсовидными породами. Местами порода одновременно похожа как на кристаллический сланец, так и на гнейс. В гнейсовидных породах господствующее место занимают крупные порфиробласты полевых шпатов; им подчинены мелкозернистые, мелкопластинчатые и чешуйчатые минералы, представляющие собой реликтовые минералы основной ткани кристаллических сланцев, поэтому эти породы не отвечают типичным гнейсам. Более распространенными являются биотит-плагиоклазовые гнейсовидные породы, подчиненную роль играют биотит-микроклиновые их разновидности. Структура гнейсовидных пород большей частью лепидогранобластовая с пойкилобластовой структурой полевых шпатов, нередко — гломеробластовая, реже — ситовидная. В состав гнейсовидных пород входят минералы порфиробластовых кристаллических сланцев. В гнейсовидных породах наблюдается увеличение содержания плагиоклаза и калишпата и уменьшение количества всех остальных минералов, не считая биотита и аксессуариев. Пойкилобласты (порфиробласты) величиной в несколько миллиметров представлены плагиоклазом и микроклином. Они почти ни чем не отличаются от порфиробластов кристаллических сланцев и разница заключается в том, что они в

некоторых случаях более очищены от пойкилитовых включений. Химический состав гнейсов приведен в табл. I (анализы 6, 7, 8 и 9).

Таблица 1

№№ п. п.	№№ образцов	О к с л ы													п.пл.	Сумма
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	H ₂ O		
1	1009	65.76	0.50	15.98	1.01	4.87	0.10	1.17	3.25	1.26	2.90	0.24	0.14	0.41	2.20	99.71
2	1004	64.63	0.61	16.84	1.00	4.31	0.10	1.73	4.30	2.36	1.52	0.27	0.16	0.36	2.00	100.08
3	52	65.73	0.60	15.08	0.68	5.04	0.13	1.21	3.08	2.48	2.40	0.28	0.16	0.34	2.14	100.15
4	130	65.24	0.40	16.37	1.11	3.68	0.11	1.51	3.32	3.11	3.42	0.59	0.17	0.40	0.68	100.31
5	216	66.66	0.42	15.03	1.31	3.55	0.12	1.58	3.00	2.71	3.70	0.63	0.16	0.42	0.65	99.96
6	101	63.75	0.34	15.81	0.15	3.24	0.07	1.65	3.95	3.60	4.30	0.68	0.14	—	2.20	99.88
7	7	64.33	0.42	15.81	0.87	3.78	0.07	2.34	3.08	3.45	3.80	0.54	0.16	0.14	0.68	99.47
8	109	66.88	0.39	15.46	1.07	2.66	0.05	0.96	1.75	3.22	5.20	0.72	0.15	—	1.21	99.72
9	324	70.42	0.24	14.96	1.49	1.44	0.07	0.77	1.61	3.40	3.60	0.58	0.09	0.06	0.54	99.27
10	257	70.08	0.30	14.79	0.12	2.70	0.03	0.77	2.94	3.90	2.00	0.65	0.18	—	1.48	99.96
11	273	73.90	0.15	13.00	0.31	1.71	0.08	0.85	1.70	3.00	3.75	0.55	0.09	—	0.84	99.94
12	281	71.26	0.26	14.16	1.43	1.36	0.07	0.43	2.05	3.40	3.55	сл	0.37	—	0.78	99.74
13	999	46.83	1.54	14.35	1.70	8.86	0.21	10.35	9.37	1.56	1.21	0.40	0.10	0.39	2.74	99.66
14	997	47.43	1.31	15.02	4.25	7.56	0.20	9.80	8.41	1.70	0.69	0.13	0.14	0.02	2.48	99.96
15	995	59.41	0.34	17.56	1.13	7.27	0.12	2.47	5.46	2.85	0.83	0.35	0.17	0.46	1.49	99.86
16	356	55.46	1.24	12.10	2.25	10.30	0.59	5.18	8.73	0.89	2.32	0.06	0.24	0.36	0.56	100.18
17	665	61.08	0.30	17.06	1.35	5.70	0.19	1.28	6.26	5.25	0.86	0.13	0.12	0.13	1.28	100.14
18	209	57.01	1.17	16.83	2.26	6.69	0.15	2.75	5.55	3.30	2.65	0.23	0.19	0.19	0.87	99.84
19	809	58.48	1.22	18.70	0.82	5.40	0.17	2.00	5.28	3.20	3.40	0.80	0.26	—	0.16	99.89
20	661	61.12	1.07	15.47	2.58	5.40	0.14	2.26	4.72	3.70	2.25	0.30	0.18	0.48	0.29	99.96
21	304	59.55	0.76	16.92	1.85	5.85	0.17	1.90	4.41	3.35	3.25	0.76	0.23	0.06	0.93	99.89
22	405	65.89	0.49	15.64	0.39	3.42	0.07	1.93	3.23	3.70	3.40	0.52	0.14	0.14	0.82	99.78
23	203	65.27	0.51	15.92	2.40	2.72	0.11	1.51	3.80	4.29	2.07	0.07	0.46	0.48	0.96	100.32
24	264	66.08	0.31	15.73	1.34	2.02	0.05	1.28	4.07	3.40	3.55	0.58	0.13	—	0.71	99.70
25	270	67.84	0.27	15.37	1.74	1.58	0.07	1.00	3.71	3.48	3.98	0.14	0.27	0.28	0.46	100.19

Гнейсовидные породы незаметно сменяются гранитоидами, по минералогическому и химическому составу отвечающими плагиогранитам и биотитовым гранитам. Структура гранитоидов в большинстве случаев либо гломмеробластовая, либо порфиробластовая, изредка пойкилобластовая и гломмерокристаллическая с некоторым идиоморфизмом полевых шпатов сравнительно с кварцем. В гранитоидах обычно в том или ином количестве содержатся минералы основной ткани кристаллических сланцев, кроме того, последние наблюдаются в виде включений в порфиробластах. Гранитоиды имеют тот же минеральный состав, что и гнейсы; различие лишь в количественных соотношениях минералов. Особенно наглядным является возрастание роли полевых шпатов.

Из аксессуарных минералов наибольший интерес вызывает турмалин, количество которого от кристаллических сланцев до гнейсов в целом увеличивается. В подавляющем большинстве случаев он приурочен к слюдяным массам. Возникает вопрос о первоисточнике бора — привносился ли он гранитообразующими растворами или содержался в материнских породах? Нам кажется более вероятным второе предположение, так как в гранитизированных габброидных породах турмалин отсутствует. Возникновение турмалина совпадает со временем образования биотита за счет светлых слюд, с которыми он обычно ассоциирует. Данные химических анализов гранитоидов приводятся в табл. I (анализы 10, 11 и 12).

Химический и минеральный состав кристаллических сланцев — не порфиروبластовых и порфиروبластовых — дает возможность говорить об их осадочной природе. Во всех анализах кристаллических сланцев, гнейсов и гранитоидов молекулярное количество глинозема меньше такового щелочей и кальция, за исключением породы № 101. В изверженных породах в большинстве случаев наблюдаются обратные соотношения (2). Взаимоотношения гнейсовидных и негнейсовидных гранитоидов с кристаллическими сланцами указывают на их генетическую связь.

Полевые наблюдения и микроскопическое изучение образцов соответствующих разрезов указывает на следующую последовательность метасоматического преобразования сланцев осадочного происхождения: кристаллические сланцы → кристаллические сланцы с полевошпатовыми порфиробластами → гнейсовидные породы → гранитоиды.

Сравнение химических анализов этих пород подтверждает стадийность метасоматического породообразования. В таблице 2 приведены среднемолекулярные количества в процентах окислов семи главных элементов. Из таблицы видно, что при преобразовании кристаллических сланцев в результате привноса элементов происходит постепенное увеличение молекулярного количества Si_2O и Na_2O . Содержание K_2O заметно увеличивается от кристаллических сланцев до гнейсов, а в гранитах оно уменьшается; такое поведение K_2O объясняется тем, что подвергшийся анализу образец относится к плагиограниту. Поэтому здесь следует рассмотреть сумму щелочей. Уменьшается средний молекулярный процент железа (окисного и закисного), магния, кальция и алюминия.

Одновременно с гранитизацией сланцев осадочного происхождения имеет место метасоматическая гранитизация древних габброидов. Здесь нет возможности детально охарактеризовать ход этого процесса. Полевые и микроскопические исследования дают возможность установить последовательность преобразования древних габброидов; габброиды → окварцеванные габбро-диориты, роговообманковые диориты, биотит-роговообманковые диориты → биотитовые диориты, биотитовые кварцевые диориты → граниты.

Таблица 2

Окислы Средн. молек. процент (×100)	Группы пород			
	Кристаллические сланцы без порфиروبластов	Кристаллические сланцы с порфиробластами	Гнейсовидные породы	Гранитоиды (плагиограниты)
CaO	7.15	5.7	4.65	4.0
FeO + Fe ₂ O ₃	7.1	5.8	5.55	3.05
MgO	3.8	3.8	3.7	1.7
Al ₂ O ₃	15.6	15.4	15.2	13.7
Na ₂ O	4.1	4.7	5.5	5.6
K ₂ O	3.2	3.75	4.5	3.3
SiO ₂	108.6	109.8	110.5	119.4

Химический состав гранитизированных габброидов приведен в таблице 1 (анализы 13—25).

Сопоставление минерального состава для различных стадий преобразования метасоматически гранитизированных пород приводится в табл. 3.

Таблица 3
Стадийное изменение минералогического состава при метасоматической
гранитизации древних габброидов

№ п/п	Породы	Главные минералы		Второстепенные минералы		Аксессуары	
		Типичные	не типичные	Типичные	Могут отсутствовать	Типичные	Могут отсутствовать
1.	Габброиды	Амфибол (актинолит-тремолит и обыкн. бурая роговая обманка), плагиоклаз, хлорит	Соссюритовое вещество	Цоизит-клиноцоизит; реликты пироксена (смесь лейкокса на, хлорита и цоизита).	Эпидот, пренит, серицит	Рудный минерал (титано-магнетит)	Сфен, лейкоксен
2	Окварцованные габбродиориты, роговообманковые диориты и биотитово-роговообманковые диориты	Плагиоклаз, обыкнов. зеленая (редко бурая) роговая обманка	Актинолит-тремолит, кварц, биотит, хлорит	Эпидот-цоизит, соссюрит, серицит.	Кварц, калишпат, хлорит	Сфен, апатит	Циркон, рудный минерал
3	Биотитовые диориты, биотитово-кварцевые диориты, плагиограниты	Плагиоклаз, биотит	Кварц, обыкновенная зеленая роговая обманка	Эпидотцоизит, соссюрит. вещество, серицит.	Обыкн. роговая обманка, калишпат, хлорит.	Апатит, циркон, сфен	Ортит, рудный минерал
4	Гранитоиды (монцонитовые граниты, акеритовые граниты)	Кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит		Соссюрит, серицит.	Эпидот-цоизит, роговая обманка.	Циркон, апатит, ортит, сфен	Рудный минерал, монацит

Алюмосиликаты гранитоидов возникли в результате химического взаимодействия растворов и минералов исходных пород. Плагиоклаз в ряде случаев формируется заново; он деанортитизируется и количество его постепенно возрастает. Калишпат, метасоматически замещающий плагиоклаз, впервые появляется в диоритах. Замещение плагиоклаза калишпатом сопровождается привнесением наряду с калием и кремния, так как замещенные плагиоклазы беднее кремнием, нежели новообразованные полевые шпаты. Метасоматическое замещение плагиоклаза калишпатом начинается с возникновения пертитовых, мirmekитовых и др. структур. Кварц гранитизированных габброидов является привнесением; биотит, замещающий роговую обманку, является главным породообразующим минералом трех последних стадий преобразования (см. таб. 3). Из аксессуарных минералов вызывает наибольший интерес ортит, не встречающийся в гранитизированных осадочных породах. При биотитизации роговых обманок и микроклинизации плагиоклазов за счет высвободившихся веществ образуются эпидотовые минералы, наряду с которыми в благоприятных условиях развивается ортит. Церий привносится вместе с кремниевыми растворами. Наши данные подтверждают мнение, высказанное Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (3), об образовании ортита

при метасоматической гранитизации основных дайковых магматических пород в стадии замещения роговой обманки биотитом.

Последовательность изменения химизма основных магматических пород при метасоматической гранитизации приводится в табл. 4, составленной аналогично табл. 2. Из таблицы видно, что при метасоматической гранитизации древних основных пород происходит увеличение молекулярного процента SiO_2 , Na_2O и K_2O и уменьшение железа (окисного и закисного), MgO и CaO .

Таблица 4

Группа пород	Средн. молек. процент ($\times 100$)						
	CaO	$\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$	MgO	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	SiO_2
Габброиды	15.85	14.6	25.0	14.4	2.6	1.0	78.4
Окварцеванные габбро-диориты, роговообманковые и биотито-роговообманковые диориты	13.2	11.9	7.4	15.3	4.85	1.43	97.1
Биотитовые диориты, биотитовые кварцевые диориты, плагиограниты	7.9	8.1	4.76	16.1	5.49	3.11	103.0
Гранитоиды	6.6	3.3	2.5	15.1	5.6	4.2	112.9

Таблица 5

Гранитизированная осадочная порода		Гранитизированная основная магматическая порода	
Характеризует только гранитизированные осадочные породы	Характеризует гранитизированные осадочные породы, возможны отклонения	Характеризует только гранитизированные основные породы	Характер. преимуществ. гранитизированных основных пород, возможны отклонения
1. Турмалин	1. Фигуративная точка чисел Ниггли проектируется в IV сечении тетраэдра в поле распространения осадочных пород	1. Ортит, сфен	1. Биотит и плагиоклаз более крупных размеров, нежели в гранитизированных осад. породах.
2. $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (молекулярные количества)	2. Горные породы, отвечающие минералогическим составом гранитоидам, химически равновесные и обычно не соответствующие типу магм (пород) Ниггли	2. $\text{Al}_2\text{O}_3 < \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (молек. количества)	2. Плагиоклаз сильнее сосюритизирован и более основной, нежели в гранитизированных кристаллических сланцах.
3. $\text{Al} > 2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ (атомные количества)		3. $\text{Al} < 2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$ (атомные количества)	

Гранитоиды, образовавшиеся путем метасоматической гранитизации сланцев осадочного происхождения, нетрудно отличить от основных магматических пород, возникших в результате тех же процессов, по их минеральному и химическому (см. табл. 5) составу.

О геологическом происхождении дарьяльских гранитоидов

Первичная природа кристаллических пород Дарьяльского массива нередко маскируется явлениями катаклаза и влиянием послелейазовых кварц-плагиоклаз-роговообманковых жил (4), имеющих широкое развитие.

ЛИТЕРАТУРА

Д., Геология магматических комплексов Северного Кавказа, связанной с ними минерализации. Тр. ин-та геол. рудн. м-ий, вып. 20, 1958.

1. Афанасьев, В. И. и Татришвили Н. Ф., Магматизм Грузии и связанные с ним метаморфизм, Ленинград 1959.

2. Н., Кварц-роговообманково-плагиоказовые жилы Дарьяльского массива. Докл. АН Груз. ССР, т. XXVII, № 6, 1959.

ბაქ. სსრ მეც. აკად. Ⴀ
 Академия наук ГССР

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ И БАРИТ-СВИНЦО УСЛОВИЯХ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГРУЗИИ

Рассматриваются данные о минерализации и особенностях скрытого медносурьмяно-барит-свинцово-цинкового оруденения юго-восточной части Грузии. Рекомендуются критерии поисков скрытых рудных тел в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны.

Введение

Геологическим институтом АН ГССР и Геологическим управлением при СМ ГССР в течение ряда лет проводились совместные исследования, позволившие выявить закономерности размещения скрытых рудных тел и признаки их отыскания, которые легли в основу дальнейших поисково-разведочных работ в этом районе.

В предлагаемой статье мы намерены ознакомить читателя с некоторыми вопросами эндогенной минерализации и с установленными критериями поисков скрытых рудных тел в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны.

Геологическое положение района

Юго-восточная Грузия охватывает восточную часть Арвино-Болнисской глыбы и узкую полосу Аджаро-Триалетской складчатой системы. Древние породы, слагающие Храмский и Локский массивы, являются обнаженной частью кристаллического субстрата и представлены различными по составу кристаллическими сланцами и гранитоидами. На размытой поверхности палеозойских образований трансгрессивно залегают сланцы и песчаники лейаса и вулканогенная толща байоса. Наиболее широким распространением в районе пользуется вулканогенно-осадочная толща верхнего мела, представленная вулканогенно-карбонатными образованиями нижнего сеномана, вулканогенными — верхнего сеномана — нижнего кампана и карбонатными — верхнего кампана-дата. Последние развиты в районе Храмского массива, где они переходят кверху в мергели палеоцена. Все эти об-

в
 ис
 в.
 1)
 ле
 ки
 эд
 ору
 ныс

ны
 ным
 уроч
 дору.
 ми а.
 на вб
 пирит.
 С
 зой свз
 барит-м
 скую св

зования несогласно перекрываются —
цена.

И---

Ю. И. Назаров

в этой фазе намечается многостадийная эндогенная минерализация, обусловленная, по всей вероятности, перманентным приоткрыванием рудоподводящих трещин, в результате последовательных тектонических деформаций и возобновления движения в полостях новых порций минерального вещества иного состава. Как отмечает В. И. Смирнов [8], новая рудная генерация, выполняющая внутрирудные нарушения, обычно смещается несколько в сторону и лишь отчасти перекрывает контуры более ранней генерации. Примерно такая картина наблюдается на Маднеульском месторождении, где горизонтальная зональность минеральных ассоциаций, принадлежащих разным стадиям рудообразования, выражена в достаточной мере отчетливо (фиг. 1).

Перечень основных типов рудных образований, связанных с различными стадиями предверхнеэоценовой металлогенической фазы, приводим в порядке последовательности их формирования и предполагаемого падения температуры рудообразующих растворов:

1. Барит-сфалерит-галенитовый тип оруденения (Маднеульское месторождение). Главнейшие рудослагающие минералы: барит, кварц, сфалерит, шприт, галенит, реже — халькопирит. В процессе формирования рудных тел в близповерхностных условиях широкое участие принимали коллоидные растворы, о чем свидетельствуют факты распространения колломорфных образований минералов в первичных рудах. Согласно А. Г. Бетехтину [1], они могли возникать в результате резкого пересыщения растворов в условиях малого внешнего давления и резкого спада температуры.

2. Халькопирит-пиритовый тип оруденения (Маднеульское, Цител-сопельское, Квемо-Болнисское, Абульмульское, Маднискледисское месторождения и рудопроявления). Главнейшие рудослагающие минералы: кварц, халькопирит, пирит, реже, сфалерит и гипс. В местах перекрывания барит-свинцово-цинковых и медносульфидных рудных тел разрывные структуры, послерудные для первых, являются дорудными для вторых. Кроме того, в штучных образцах сложного минералогического состава, во всех случаях совместного нахождения, прожилки халькопирита секут барит-сфалерит-галенитовую руду. Такая же картина взаимоотношения наблюдается и в аншлифах.

3. Барит-марганцевый тип оруденения (Давид-Гареджское и Мушеванское месторождения). Главнейшие рудослагающие минералы: кварц, барит, окислы марганца, реже, пирит и гематит. Метасоматические рудные тела линзообразной формы расположены в туфах и микро-туфобрекчиях, изолированных со всех сторон ороговикованными туфобрекчиями.

Рудообразовательным процессам триалетской металлогенической фазы предшествовал широко развитый гидротермальный метаморфизм приповерхностной части вулканогенной толщи верхнего мела, выразившийся в формировании горизонта вторичных кварцитов. Все известные в этом районе медносульфидные и барит-свинцово-цинковые рудные тела залегают в пределах этого горизонта. Наиболее благоприятными для рудоотложения, видимо, являлись брекчированные участки, где интенсивность оруденения, по всей вероятности, контролировалась степенью раздробленности вторичных кварцитов.

Как установлено структурным анализом рудных полей, не менее локализации оруденения принадлежало разрыв-

цитов. Благодаря широко развитым процессам замещения и заполнения межбрекчиевых полостей, форма рудных тел в большинстве случаев неправильная (пластообразная). На примере изученных месторождений можно убедиться, что необходимым условием для формирования метасоматически-гидротермальных месторождений является благоприятное сочетание структурных и литологических факторов. При отсутствии одного из них возможность образования промышленных концентраций руд становится сомнительной. Необходимо также отметить, что в концентрации привносимых минеральных веществ немаловажная роль принадлежала рудозкранирующему барьеру, представленному рассланцованными витрокластическими туфами. Эта смятая уплотненная туфогенная порода, по всей вероятности, образовалась вследствие горизонтального тектонического перемещения пластичных пород кровли на контакте с хрупкими вторичными кварцитами. Рудозкранирующая порода, в зависимости от минерального состава рудного тела, часто содержит пылевидную вкрапленность пирита, сфалерита, халькопирита и галенита.

Из складчатых структур второго порядка наиболее благоприятными для локализации оруденения, видимо, являлись меридиональные складки, поперечные к структурам первого порядка. Факт нахождения маднеульских рудных тел в куполе Зураб-Набакребской брахиантиклинальной меридиональной складки подтверждает высказанное предположение.

Учитывая ведущую роль вторичных кварцитов в процессе формирования практически интересных рудных тел Маднеульско-Поладаурской рудной зоны, остановимся несколько подробнее на описании их природы.

Вторичные кварциты и их роль в формировании медносульфидных и барит-свинцово-цинковых рудных тел

Гидротермально-метаморфизованные вулканогенные породы — вторичные кварциты — кроме кварца и рудных минералов содержат серицит, каолинит, хлорит, гидрогематит, эпидот и остаточные минералы первоначальной породы.

Во вторичных кварцитах часто наблюдается реликтовая структура и текстура материнских пород — туфов, лавовых брекчий, лав и экструзивов. Преобладающая форма породообразующих минералов — псевдоморфозы замещения первичных минералов. Четкие псевдоморфозы замещения полевых шпатов (в кварцитах медносульфидных месторождений) переходят в менее четкие, неясные, расплывчатые и, наконец, утерявшие связь с первичными минералами (в кварцитах барит-свинцово-цинкового месторождения).

Группа минералов кремнезема во вторичных кварцитах объединяет кварц в виде зернистых агрегатов нескольких генераций, горный хрусталь, халцедон, опал и яшмовидный скрытокристаллический кварц сургучно-красного цвета. В последнем случае хромофором, окрашивающим кварц, является тонкодисперсная окись железа.

Для получения некоторого представления о характере окварцевания рудовмещающих пород, приведем данные химических анализов (таблица I) в различной степени гидротермально измененных вулканогенных образований, от относительно мало измененного туфа (среднего состава) до почти мономинерального кварцита.

На основании этих данных можно допустить, что на первом этапе гидротермального метаморфизма вулканогенных пород кислого и среднего состава, одновременно с выщелачиванием некоторых породообразующих минералов, они обогащались SiO_2 и, возможно, частично Al_2O_3 . В ходе дальнейшей реакции замещения, по всей вероятности, выносился и глинозем, уступая место кварцу. Привнос и вынос остальных компонентов, в процессе формирования вторичных кварцитов, видимо, имели относительно второстепенное значение.

Как известно, большую роль в образовании вторичных кварцитов играют первичный химический состав пород и их проницаемость (пористость), режим поступления гидротермальных растворов, степень кислотности последних и пр.

В настоящее время является общепризнанным, что на ход химических реакций, вызывающих отложение минералов из гидротермальных растворов, решающее влияние, помимо литологического состава вмещающих пород, оказывают такие факторы как режим кислорода [1] в окружающей среде, а также режим углекислоты, сероводорода и других летучих компонентов в самих рудоносных растворах.

Таблица 1

Наименование породы и место взятия образца	Туф, Демурсу	Витрокладистский туф, Цители-Сопели	Вторичный кварцит, Маднеули	Вторичный кварцит, Цители Сопели	Вторичный кварцит, Цители Сопели	Монокварцит, Маднеули	Монокварцит, Цители Сопели
Аналитики	Ш. Беридзе	В. Кобиашвили	В. Кобиашвили	В. Кобиашвили	В. Кобиашвили	В. Кобиашвили	В. Кобиашвили
Комп. вес. %							
SiO_2	66,20	68,81	77,23	85,27	93,46	97,08*	97,34
TiO_2	0,24	0,24	0,09	0,11	0,07	0,05	0,21
Al_2O_3	10,03	12,59	12,11	11,03	3,56	1,80	0,88
Fe_2O_3	6,16	1,13	1,49	0,06	0,30	0,12	0,18
FeO	2,83	3,28	0,82	0,06	0,37	0,34	0,10
CaO	1,90	0,07	0,30	0,15	0,23	сл.	0,07
MgO	4,36	2,87	0,89	0,07	0,43	0,21	0,07
MnO	1,15	сл.	0,03	сл.	0,01	0,02	сл.
BaO	0,10	нет	нет	не опр.	нет	сл.	не опр.
K_2O		2,56	1,58	2,17	0,72	сл.	0,79
Na_2O	1,35	1,94	2,85	сл.	0,16	сл.	сл.
SO_3	1,25	не опр.	не опр.	сл.	не опр.	не опр.	сл.
P_2O_5	0,06	0,04	сл.	0,01	сл.	сл.	сл.
H_2O	1,05	0,53	0,92	0,09	0,17	0,12	0,04
П. п. п.	2,81	6,13	1,85	1,24	0,63	0,43	0,16
Cu	0,01	не опр.	не опр.	не опр.	нет	не опр.	не опр.
Pb	0,01	не опр.	не опр.	не опр.	нет	не опр.	не опр.
Сумма	99,51	100,19	100,16	100,20	100,10	100,17	99,77

* Частично химически активный.

Н. И. Наковник [7] отмечает, что развитие вторичных кварцитов преобладает среди кислых и средних поверхностных и приповерхностных изверженных пород, и что их образование происходит при избытке кислорода и невысокой температуре, что возможно только на небольшой глубине. Эти положения находят подтверждение на примере

Маднеульско-Поладаурской рудной зоны. Здесь вторичные кварциты развиты преимущественно в вулканогенных породах альбитофирового состава, вблизи от поверхности.

Материалы изучения месторождений Маднеульско-Поладаурской рудной зоны подтверждают целесообразность постановки поисков скрытых медносульфидных и барит-свинцово-цинковых руд на участках развития и возможного нахождения (под кровлей видоизмененных вулканогенных пород) вторичных кварцитов серицитовой и, в меньшей степени, каолинитовой фации.

Как было сказано, кроме гематитовых, рудные тела остальных минеральных формаций приурочены к горизонту вторичных кварцитов. Занимая определенное положение в вулканогенной толще верхний сеноман—нижнего кампана; вторичные кварциты распространяются до глубины 500 м от современного эрозионного среза, но при этом все же не являются стратифицированными, в прямом смысле этого слова, так как они охватывают различные пачки слоев этой мощной (1,6—1,8 км) свиты. Мощность пологозалегающих рудоносных вторичных кварцитов достигает 200—250 м, при этом степень окварцевания с глубиной значительно понижается и они постепенно переходят в слабоокварцованные туфы. Расположенные в кварцитах рудные тела локализуются рудоконтролирующими разрывными структурами.

Гидротермальный гипс, как индикатор скрытого медносульфидного оруденения

Одним из индикаторов скрытого медносульфидного оруденения, в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны, является гидротермальный гипс. Скопления гипса в виде секущих прожилков и гнезд встречаются в породах кровли Маднеульского медносульфидного тела. Наиболее гипсоносными являются туфы и микротуфобрекчии в местах их пересечения рудоконтролирующими разрывными структурами. Гипс, видимо, выделялся из остаточных рудоносных растворов, выносился за пределы уже сформированных рудных тел и концентрировался в боковых породах. В редких случаях гипс встречается в зальбандах халькопиритовых прожилков внутри рудного тела. Помимо Маднеульского месторождения наличие гипса нами было установлено и на Квемо-Болнисском медносульфидном рудопроявлении. Здесь скопления гипса встречаются также над рудоносными вторичными кварцитами в туфах и туфобрекчиях кровли.

Присутствие гипса в вулканогенных породах кровли медносульфидных рудных тел послужило нам индикатором при поисках скрытых залежей в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны [6]. При использовании этого критерия было вскрыто не имеющее выхода на дневную поверхность Цителсопельское медносульфидное рудное тело. Рудоносный горизонт вторичных кварцитов залегает здесь на глубине 150 м, под гипсоносными туфами.

Гипс Маднеульского и Цителсопельского месторождений имеет мелкозернистую и реже плотную алебастровую текстуру. В трещинах кливажа туфогенных пород иногда наблюдаются параллельно-волокнистые массы селенитовой разновидности гипса с шелковистым блеском и расположением волокон перпендикулярно к стенкам трещин. Ок-

раска гипсовых агрегатов различная, от белого до бледно-розового цвета. Ветвистые жилы гипса иногда содержат редкую вкрапленность халькопирита, пирита и частицы вмещающих пород.

Условия залегания рудных тел Маднеульско-Поладаурской рудной зоны

Структурно-геологическим анализом установлено, что наиболее значительные рудные тела Маднеульско-Поладаурской рудной зоны встречаются в верхнемеловой вулканогенной толще, до глубины 400 м от поверхности. Все известные в этом районе месторождения приурочены к широкой полосе гидротермально измененных пород, протягивающейся в широтном направлении в пределах зоны влияния глубинного разлома. Как неоднократно подчеркивалось, практически интересные эндогенные рудные тела связаны с вторичными кварцитами. Приводим краткое описание условий залегания наиболее характерных рудных тел халькопирит-пиритовой, барит-галенит-сфалеритовой и барит-марганцевой формуляций.

Основное рудное тело Маднеульского барит-свинцово-цинкового месторождения морфологически подразделяется на два неравных и несколько различных по литологическому составу участка — центральный и западный. Остальные рудные тела небольшой мощности расположены к востоку и к северу от основного.

Барит-свинцово-цинковое рудное тело центрального участка в горизонтальном сечении имеет более или менее хорошо выраженную овальную форму. Тектонические элементы, придающие рудному телу в плане эллиптическую форму, являлись основными каналами, подводившими гидротермы, из которых отлагались барит и сульфиды цветных металлов. Контур рудного тела центрального участка мог образоваться в результате слияния взаимопересекающихся трещин под действием повторных подвижек вдоль их плоскостей. Кроме того, здесь играли роль физико-химические свойства пород — хрупкие кварциты, расположенные внутри овального контура, находились в тектоническом контакте с более податливыми туфогенными породами, окаймляющими рудное тело. Кварциты подвергались сильному раздроблению (брекчированию), что, в свою очередь, благоприятствовало циркуляции гидротермальных растворов в этом горизонте. Сплошная и густо-вкрапленная барит-свинцово-цинковая руда во всех случаях залегает во внутреннем контуре тектонически нарушенного участка. Как правило, за плоскостями дорудных разломов эти рудные тела обрамлены ореолом рассеяния вкрапленных сульфидных руд.

Маднеульское медносульфидное месторождение расположено к югу от центрального участка барит-свинцово-цинкового месторождения, но не имеет выхода на поверхность, т. е. является скрытым рудным телом. Три сброса, огибающих это рудное тело с севера, запада и юго-востока, придают ему в плане форму треугольника. Широтный сброс, ограничивающий медносульфидное рудное тело с севера, пересекает южную периферическую часть барит-свинцово-цинкового оруденения (фиг. 1). Этот сброс является одним из основных структурных элементов, по которому циркулировали рудоносные растворы в процессе формирования медносульфидного месторождения.

Широтный сброс, видимо, образовался одновременно со сбросом, секущим барит-свинцово-цинковое рудное тело на центральном участке. Об этом говорит вкрапленность халькопирита, наблюдаемая в кернах скважин, расположенных вдоль плоскости сброса, за пределами медносulfидного месторождения. В некоторых кернах прожилки халькопирита секут барит-свинцово-цинковую руду. Около сбросов, оконтуривающих богатое медносulfидное рудное тело с запада и юго-востока, в кернах буровых скважин также наблюдается убогая вкрапленность халькопирита в туфах.

Скрытое медносulfидное рудное тело залегает почти горизонтально на глубине 25—85 м от поверхности. Его кровлей служит выветрелый на поверхности слой туфов, покрытый наносами. Мощность рудного тела достигает 150 м. Оно представлено оруденелыми брекчированными, трещиноватыми и окварцованными туфами и туфобрекчиями, часто преобразованными во вторичные кварциты. Верхней границей служит слой рассланцованных витрокластических туфов, являющийся экранирующей плоскостью для растворов.

Наиболее обогащена халькопиритом верхняя часть рудного тела мощностью от 50 до 110 м. С глубиной окварцевание и интенсивность оруденения постепенно уменьшаются и в 200 — 250 м от поверхности почти полностью исчезают. Для верхней части рудного тела характерна сплошная, брекчиевидная и густовкрапленная халькопиритовая руда. Помимо этого, отмечается неравномерная вкрапленность халькопирита в кварцитовидных туфах, развитая в основном в низах рудного тела.

Месторождение почти совершенно не затронуто процессами окисления и значительно менее, чем барит-свинцово-цинковое, нарушено послерудной тектоникой. В рудах наблюдаются текстуры замещения и выполнения пустот.

Оба месторождения, видимо, возникли в результате процессов, с которыми одновременно были связаны и внедрения дацитовых тел. Ряд факторов (субвулканический характер дацитовых интрузий, разветвленная трещиноватость в породах при отсутствии мощных молодых отложений над месторождениями, мелкозернистость всех типов руд, тесное срастание минералов, наличие колломорфных текстур, характер изменения боковых пород и др.) указывает на небольшую глубину образования месторождений. Весь комплекс рудослагающих минералов является низкотемпературным [5].

Выводы о неглубоком распространении рудной минерализации халькопирит-пиритовой и барит-галенит-сфалеритовой формации подтвердились данными структурных скважин. Таким образом, можно считать установленным, что предполагаемая глубина нахождения аналогичных скрытых рудных тел в юго-восточной Грузии не должна превышать 500 м, т. е. предельную глубину распространения вторичных кварцитов.

В районе Цителсепельского рудного тела под рыхлыми четвертичными отложениями были пересечены узорчатые (декоративные) туфы, которые на глубине 125 м сменились пиритизированными пелитоморфными туфами с прожилками и гнездами гидротермального гипса. Учитывая присутствие гипса, принимаемого нами за индикатор наличия

Абульмульское медносульфидное и барит-цинковое рудопроявление находятся к северо-западу от Маднеульского месторождения. Выходящие на поверхность вторичные кварциты содержат мелкие, различно ориентированные прожилки халькопирита с пиритом и небольшие гнезда барита со сфалеритом, в редких случаях содержащие галенит. В зоне окисления, наряду с окислами железа, встречаются вторичные минералы меди.

Проводя параллель между Маднеульским месторождением и Абульмульским рудопроявлением можно прийти к выводу, что выходящие на поверхность кварциты Абульмулька соответствуют таковым, установленным на нижних горизонтах барит-свинцово-цинковых и медносульфидных рудных тел Маднеули. При таком представлении не лишено основания предположение, что обогащенная часть рудной залежи на Абульмульском месторождении эродирована и ее надо искать в закрытых структурах, развитых на соседних участках, в пределах Зураб-Набакребской антиклинальной складки меридионального направления.

Давид-Гареджинское и Мушеванское барит-марганцевые месторождения находятся к северу от Маднеули. Три близрасположенных линзообразной формы рудных тела приурочены к горизонту окварцованных агломератовых туфов и микротуфобрекчий. Этот благоприятный литологический горизонт, как было отмечено, со стороны кровли и почвы изолирован ороговикованным туфобрекчиями. На участке Давид-Гареджи подстилающие ороговикованные породы содержат вертикальные барит-кварцевые жилы, которые кверху сливаются с пластообразным рудным телом, состоящим из баритизированных туфов с линзами сплошной барит-марганцевой руды. Трещины, полости которых выполнены барит-кварцевой массой, видимо, служили рудо-подводящими каналами для пластообразной барит-марганцевой рудной залежи.

Аналогичной формы рудные тела халькопирит-пиритовой и других формаций встречаются и на других участках Маднеульско-Поладаурской рудной зоны.

В ы в о д ы

1. Из установленных в юго-восточной части Грузии рудных формаций практическую ценность представляют халькопирит-пиритовая и барит-галенит-сфалеритовая, проявленные в виде многочисленных скрытых и выходящих на поверхность рудных тел, преимущественно сосредоточенных в Маднеульско-Поладаурской, рудной зоне.

2. Среди мощной вулканогенно-осадочной толщи верхнего мела благоприятными в литологическом отношении являются вулканогенные отложения среднего и кислого состава, датирующиеся верхним сеноманом нижним кампаном.

3. Из развитых в районе складчатых структур второго порядка благоприятными в смысле нахождения скрытых рудных тел, по-видимому, являются послемеловые меридиональные брахиантиклинали в местах их воздымания.

4. Предполагаемая парагенетическая связь медносульфидных и барит-свинцово-цинковых рудных тел с третичными дацитами, выраженная в их совместном нахождении в пределах зоны влияния глубинного разлома, должна быть учтена при поисках новых скрытых рудных тел в этом районе.

5. При глубинных поисках и разведке скрытых рудных тел в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны, необходимо учитывать следующие основные поисковые признаки:

- а) наличие вторичных кварцитов на поверхности и на глубине;
- б) наличие в гидротермально измененных окварцованных вулканогенных образованиях осветленных участков баритизированных, серицитизированных и каолинизированных пород;

в) присутствие жильного гипса в гидротермально измененных вулканогенных образованиях, указывающего на возможность нахождения скрытых медносульфидных рудных тел на глубине;

г) при детальном изучении структур рудных полей особое внимание должно быть уделено рудоконтролирующим разрывным нарушениям и брекчированным участкам, так как их роль в размещении рудных тел, в пределах вторичных кварцитов, является ведущей.

6. С учетом глубины распространения вторичных кварцитов рекомендуемая глубина поисков скрытых медносульфидных и барит-свинцово-цинковых рудных тел в пределах Маднеульско-Поладаурской рудной зоны может быть принята равной 400—500 м.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г., Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб. Осн. проб. в уч. о магматоген. руд. месторожд. Изд. АН СССР, 1953.
2. Гамкрелидзе П. Д., Объяснительная записка к тектонической карте Груз. ССР, Географический атлас АН ГССР, 1961 (в печати).
3. Загю Т. Н., К вопросу образования гематита Поладаурского месторождения. Труды Груз. политехн. ин-та им. В. И. Ленина, № 1 (67), 1960.
4. Надирадзе В. Р., и Назаров Ю. И., Карта полезных ископаемых юго-восточной Грузии. Межведомственная Комиссия по закономерностям размещения экзогенных месторождений. Информацион. бюллетень, № 2, 1960.
5. Назаров Ю. И., Особенности отложения барита и сульфидов цветных металлов в месторождении Маднеули. Геология рудных месторождений, № 6, 1959.
6. Назаров Ю. И., Жильный гипс, как поисковый критерий скрытого медноколчеданного оруденения в условиях Болнисского рудного района. Труды Груз. политехн. ин-та им. В. И. Ленина, № 1 (67), 1960.
7. Наковник Н. И., Вторичные кварциты. Труды ВСЕГЕИ, Гостехиздат, 1954.
8. Смирнов В. И., Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Международн. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геол., Гостехиздат, 1960.

საგანგებო — ОГЛАВЛЕНИЕ

1. ე. კ. ვეზირიშვილი. Пегматиты Вакиджвари (Гурия) .	5
2. შ. ი. ჯავახიშვილი. Метаморфическая свита Локского массива	15
3. გ. მ. ზარიძე, ნ. ფ. ტატიშვილი და ი. ი. ხმალაძე. Петрография верхнемеловых вулканогенных образований Южной Грузии	27
4. შ. ა. ადამია, კ. გ. მაцхонаშვილი, ო. დ. ხუციშვილი. Геология постпалеогеновых континентально-вулканогенных образований восточной части Южной Грузии	73
5. ბ. სხირტლაძე და ო. ჩეჩელაშვილი. ტყვარჩელის ქვანახშირის საბადოს ჩრდილო ზოლის (IV და V ფართობები) ნახშირიანი წყების ლითოლოგია	107
* ნ. ი. სხირტლაძე, ი. დ. ჩეჩელაშვილი. Литология угленосных отложений северной полосы Ткварчельского каменноугольного месторождения	134
6. ი. ი. კიკნაძე. Петрохимические особенности молодых интрузивных пород верховьев р. Цхенис-цхали (Нижняя Сванетия)	137
7. თ. ბათიაშვილი, სოფ. ბეჩინევის ასბესტის მინერალოგიური დახასიათება	145
* ტ. ვ. ბათიაშვილი. Минералогическая характеристика асбеста с. Бжиневы	145
8. ო. ი. გელმან. О точности калий — аргонového метода определения абсолютного возраста минералов и горных пород	153
9. მ. მ. რუბინштейн. Абсолютная геохронологическая шкала	173
10. დ. მ. შენგელია. О генезисе дарьяльских гранитоидов	191
11. ი. ი. Назаров. Поисковые признаки скрытых медносulfидных и барит-свинцово-цинковых рудных тел в условиях юго-восточной части Грузии	199

დაიბეჭდა საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის
სარედ.-საგამომც. საბჭოს დადგენილებით

*

რედაქტორი მ. რუბინშტეინი
გამომცემლობის რედაქტორი ელ. ბათიაშვილი
ტიპრედაქტორი ნ. ბოკერია
კორექტორი ც. ჯიმშელეიშვილი

გადაცა წარმოებას 14.5.1961; ანაწყოების ზომა 7×12 ;
ხელმოწერილია დასაბეჭდად 24.3.1962; ქაღალდის ზომა $70 \times 108^{1/16}$;
ქაღალდის ფურცელი 6,7; საბეჭდი ფურცელი 18,4; საავტორო
ფურცელი 16,89; საალრიცხო-საგამომცემლო ფურცელი 17,29;
შეკვეთა 724; უფ 02847; ტირაჟი 500
ფასი 1 მან. 43 კაბ.

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გამომცემლობის სტამბა
თბილისი, გ. ტაბიძის ქ. № 3/5