

# გეოლოგიური ინსვიზუვის ურობები

მინერალოგიურ-პეტროგრაფიული სერია

ტომი III

9496

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР

**ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА**

Минералого-петрографическая серия

Том III

Издательство Академии Наук Грузинской ССР

Тбилиси

1953



Т. В. ИВАНИЦКИЙ

## К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД НА ПРОЦЕСС ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООТЛОЖЕНИЯ

### Предисловие

Исследователями рудных месторождений уже давно придается большое значение выяснению характера околорудных изменений вмещающих пород при гидротермальных процессах.

Характер околорудных изменений в различных породах представляет большой интерес в деле познания факторов, способствующих локализации рудного вещества. Для понимания процесса рудоотложения изучение околорудных изменений не менее важно, чем изучение самого рудного тела и вещественного состава руды. Это вполне понятно, так как здесь нам знаком, как исходный материал (свежая неизменная порода), так и конечный продукт процесса.

Учитывая значение околорудных изменений, акад. С. С. Смирнов, проф. А. Г. Бетехтин и К. Н. Озеров обращали внимание исследователей на необходимость систематического изучения этих вопросов. В настоящее время, советские геологи, исследователи рудных месторождений, в своих работах систематически освещают вопросы околорудных изменений, способствуя этим созданию современной теории рудообразования.

Имеющийся у нас фактический материал по околорудному изменению пород порфиритовой свиты и неизменности контактирующих с последней известняков послужил основой для настоящей работы. Излагаемый ниже фактический материал не должен быть лишен интереса, тем более, что он касается околожильных изменений вмещающих пород полиметаллического месторождения с типичными рудами колломорфной и метаколлоидной текстуры.

Оруденение связано с разломом, проходящим в крыле пологой антиклинальной складки, сложенной породами порфиритовой свиты. Разлом в большей своей части проходит по породам порфиритовой свиты, где к нему приурочено полиметаллическое оруденение, а местами он захватывает и известняки, налегающие на порфириты. Руда в этих местах выклинивается, вновь появляясь лишь при переходе разлома в порфириты.

В качестве конкретного объекта рассмотрения были взяты на различных горизонтах как неизменные вмещающие породы, так и околорудные, измененные.

Методика исследования заключалась в отборе характерных образцов и в их дальнейшем микроскопическом, химическом и спектральном исследовании.

Микроскопическим изучением неизменных вмещающих пород установлено, что они представлены в основном спилитами, андезитовыми порфиритами, лабрадоровыми порфиритами и, в меньшей степени, диабазпорфиритами и туфами порфиритов. Однако необходимо отметить, что макроскопически отдельные породы порфиритовой свиты не могут быть выделены, за исключением порфиритовых туфов.

### Характер околорудных изменений

Изучение околорудных измененных пород выявило их интенсивное изменение под воздействием гидротермальных растворов. Имеют место следующие процессы изменения: 1. карбонатизация, 2. хлоритизация и серпентинизация, 3. серицитизация и 4. оруденение.

Одновременно с названными процессами, в пределах разлома околорудные измененные породы претерпели механическое измельчение и перетираение.

Все перечисленные изменения ясно проявляются во вмещающих породах с обеих сторон рудного тела. Разница заключается лишь в том, что породы одной стороны в тоже время сильно рассланцованы и развальцованы, вследствие чего приобретают сланцеватую текстуру. В совокупности, указанные изменения вмещающих пород отвечают процессу пропилитизации, что вполне согласуется с литературными данными.

1. Карбонатизация. Карбонатизация является наиболее широко развитым процессом. Вмещающие породы, вне зависимости от своего первоначального минерального состава, интенсивно карбонатизированы.

Кроме карбоната, развивающегося по породообразующим минералам в качестве одного из продуктов их разложения, в околорудных измененных породах имеются многочисленные прожилки карбоната, изучение которого иммерсионным методом ( $N'_0 = 1.662, N'_w = 1.503, N'_0 - N'_w = 0.159$ ) показало, что он представляет собой кальцит с примесью молекулы  $MgCO_3$ .

Как уже отмечалось, карбонат образует в породах многочисленные прожилки и миндалины, а также псевдоморфозы замещения по пироксену и плагиоклазу, что и дает основание для установления процесса карбонатизации. Кальцит жилок по крупности зерен изменчив; наблюдаются как очень крупнозернистые, так и мелкозернистые пелитоморфные кальциты.

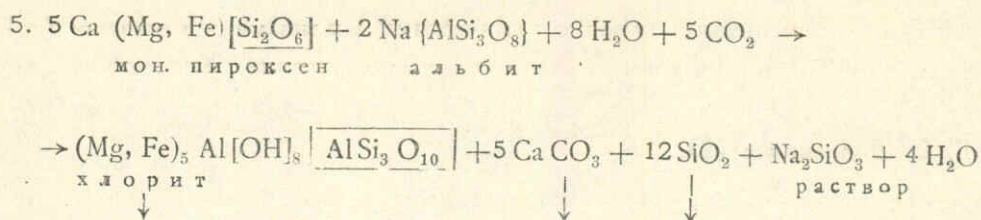
Аналогичные процессы кальцитизации, но выраженные менее интенсивно, — с образованием псевдоморфоз по плагиоклазу и пироксену, вследствие автометаморфизации пород, — описаны Г. С. Дзоценидзе (2), который кальцитизацию считает одним из видов метаморфизма породообразующих минералов пород порфиритовой свиты.

Этот же исследователь подчеркивает, что процессы кальцитизации особенно сильно развиты в местах проявления полиметаллического оруденения. Несомненно, что часть кальцита в кальцитизированных породах образовалась вследствие изменения пироксенов и плагиоклазов; при этом, в процессе метаморфизма (карбонатизации) должна была иметь место фиксация некоторой части окислов  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $MgO$  и  $FeO$  в виде новообразований. Это осуществлялось образованием хлорита, который находится в тесном парагенезисе с кальцитом и халцедоном (кварцем) — заполняет совместно с ними миндалины или же образует псевдоморфозы замещения (см. стр. 7, уравнение 5). С другой стороны, большое количество секущих прожилков карбоната, неправильные метасоматические тела в стекловатом базисе, а также часть кальцитовых миндалин являются следствием привноса вещества в процессе рудообразования, на что также с достаточной убедительностью указывает исключительное богатство руды карбонатом.

2. Хлоритизация и серпентинизация. Эти два процесса изменения мы рассмотрим совместно, ввиду того, что они являются аналогичными, протекают одновременно и конечные их продукты часто образуют промежуточные хлорито-серпентиновые агрегаты. Как хлорит, так и серпентин, в основном развиваются по стекловатому базису породы, по пироксену и, более редко, по плагиоклазам. Часто пироксены нацело превращены в хлорит. Хлоритизация пород порфиритовой свиты наблюдается в более слабой степени и на участках, удаленных от рудного тела. Повсеместная хлоритизация и серпентинизация порфиритов в районах развития порфиритовой свиты отмечается и другими исследователями. Особенно интенсивная хлоритизация и серпентинизация в околорудных измененных породах бесспорно является следствием воздействия активных термальных растворов, которые, вероятно, наряду с привносом хлорит-слагающих компонентов, активизировали процессы автометаморфизма пород (см. стр. 7, уравнение 5).

3. Серицитизация. Процесс серицитизации полевых шпатов пород порфиритовой свиты не только широко проявляется в околорудных измененных породах, но и вообще характерен для всей свиты в целом. Разница заключается лишь в интенсивности этого процесса. В околорудных измененных породах степень серицитизации достигает своего максимального значения. Часто фенокристаллы плагиоклазов нацело замещены агрегатом серицита, карбоната и пелитового вещества. Местами серицитовые чешуй укрупняются до мелких пластинок, приобретая вид мусковита. Серицити-





Исследование показало, что степень серицитизации в околорудных измененных породах весьма высокая. Поэтому, нам кажется, что причисление серицитизации к гидротермальному метаморфизму пород при интенсивном привносе калия растворами (см. табл. 1 и 2) не должно вызывать возражения, тем более, что гидролитическое разложение плагиоклазов в активных термальных растворах должно было протекать интенсивнее.

4. Оруденение. Орудененность околорудных измененных пород проявляется весьма сильно. Все без исключения породы порфиритовой свиты, независимо от своего минерального состава, интенсивно оруденены. В характере оруденения наблюдается закономерность, выражающаяся в преобладании крупнокристаллического пирита в полосе сильно рассланцованных пород, в то время как измененные породы другого бока рудного тела более богаты колломорфными разновидностями  $\text{FeS}_2$ . Дисульфиды железа, в особенности пирит, часто образуют псевдоморфозы замещения по плагиоклазам, интенсивно замещая также пироксены и всю хлоритизированную массу породы (см. стр. 6, реакцию 3). Реликты замещения часто беспорядочно разбросаны в сплошных выделениях дисульфидов, многочисленные же прожилки последних придают измененным породам сетчатую текстуру.

Весьма интересным с точки зрения возрастных взаимоотношений является замещение хлорита и кальцита (в миндалинах менее измененных пород) колломорфными дисульфидами железа. Отмеченное явление ясно указывает на сравнительно поздний характер выделения колломорфных дисульфидов железа по сравнению с кальцитом и хлоритом. Аналогичные картины замещения наблюдаются также во взаимоотношениях сфалерита и галенита с породообразующими минералами.

Для уточнения характера изменений общего химического состава околорудных измененных пород, связанного с привносом и выносом главных петрогенных элементов, нами были произведены химические анализы трех образцов, являющихся наиболее характерными. Сопоставление химических

анализов неизмененных пород с химическими анализами измененных (см. табл. 1 и 2) дает наглядную картину метаморфизации. Химические анализы неизмененных (образцы № 1 и 2) пород заимствованы из работы Г. С. Дзоценидзе (2).

Таблица 1

Окислы	Образец № 1		Образец № 2		Образец № 3	
	Весовые %/%	Пересчет на сухое вещество	Весовые %/%	Пересчет на сухое вещество	Весовые %/%	Пересчет на сухое вещество
SiO <sub>2</sub>	51,36	52,39	34,36	35,05	39,54	40,33
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,03	0,19	0,19	0,53	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,46	18,83	12,44	12,69	9,74	9,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,97	5,07	4,22	4,30	3,60	3,67
FeO	4,80	4,90	1,83	1,87	0,98	1,00
MnO	0,24	0,24	0,21	0,21	0,14	0,14
MgO	4,53	4,62	1,16	1,18	1,22	1,24
CaO	8,28	8,44	21,32	21,75	20,57	20,98
BaO+SrO	не опре дел.		0,36	0,36	0,23	0,23
Na <sub>2</sub> O	2,17	2,21	1,55	1,58	0,65	0,66
K <sub>2</sub> O	1,07	1,09	3,25	3,31	2,16	2,20
SO <sub>3</sub>	0,16	0,16	0,38	0,38	1,59	1,62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,41	0,41	0,004	0,004	0,003	0,003
Pb	не опре дел.		нет	—	нет	—
Zn	"	"	нет	—	нет	—
H <sub>2</sub> O 110°	2,24	—	1,39	—	2,06	—
П. п. пр.	1,52	1,55	16,73	17,06	17,10	17,44
	100,24	—	99,39	—	100,11	—

Аналитик: Р. Накашидзе  
Хим. лаб. Инст. Геол. и  
Мин. АН ГССР

Аналитики: Т. Абесадзе  
Т. Мацаберидзе  
Хим. лаб. Груз. Отд. ВИМС

Образец № 1 представляет собой лабрадорový порфирит. Образцы №№ 2 и 3 являются значительно осветленными, типичными околорудными измененными породами, которые в удалении от рудного тела сменяются лабрадоровыми порфиритами.



Таблица 2

Окислы	Образец № 4		Образец № 5	
	Весовые %	Пересчет на сухое вещество	Весовые %	Пересчет на сухое вещество
SiO <sub>2</sub> . . . . .	49,47	49,96	21,68	22,43
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,02	0,02	0,39	0,40
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,50	20,70	9,19	9,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	3,44	3,47	3,36	3,46
FeO . . . . .	6,42	6,48	5,42	5,58
MnO . . . . .	0,41	0,41	0,34	0,34
MgO . . . . .	4,82	4,87	1,05	1,08
CaO . . . . .	3,89	3,93	19,50	20,08
BaO+SrO . . . . .	не определ.		0,42	0,43
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,98	3,00	0,62	0,64
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,55	0,55	1,73	1,78
SO <sub>3</sub> . . . . .	0,19	0,19	15,03	15,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,07	0,07	0,04	0,04
Pb . . . . .	не определ.		нет	—
Zn . . . . .	"	"	0,79	0,81
H <sub>2</sub> O <sub>110°</sub> . . . . .	1,36	—	1,22	—
П. п. пр. . . . .	6,00	6,06	17,90	18,44
	100,23		98,70	

Аналитик: Д. Цвєрава  
Хим. лаб. Инст. Геол.  
и Минер. АН ГССР

Аналитики: Т. Абєсадзе  
Т. Мацаберидзе  
Хим. лаб. Груз. Отд. ВИМС

Образец № 4 представляет собой неизменный спилит, а образец № 5 — околорудный измененный спилит.

Сопоставление данных химических анализов, в совокупности с результатами микроскопического исследования, дает возможность сделать некоторые выводы.

1. Резкое повышение количества CaO в околорудных измененных породах есть результат его привноса и фиксации в виде кальцита в процессе минерализации, в полном соответствии с чем находится и большая потеря при прокаливании, наблюдающаяся у измененных пород. Основная часть потери при прокаливании приходится на CO<sub>2</sub>; как показали подсчеты, весь весовой процент потерь при прокаливании связывается с CaO в кальцит.

2. Намечается обеднение околорудных измененных пород молекулами SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, по сравнению с неизменными породами, что, возможно, является результатом выноса этих элементов в процессе гидротермального метаморфизма пород (то же самое можно предположить и в отношении Na<sub>2</sub>O и MgO).

3. Повышение содержания  $K_2O$  в околорудных измененных породах указывает на ее привнос в процессе минерализации.

Ввиду малого количества анализов, полученные данные вряд ли могут считаться исчерпывающими, но все же они, повидимому, выявляют главные направления химического перерождения рудовмещающих пород.

Спектральным анализом в околорудных измененных породах обнаружены Si, Al, Mg, Fe, Ca, Mn, Ti, Pb, Zn и некоторые другие. Из перечисленных элементов основная масса Ca привнесена растворами, что же касается остальных петрогенных элементов, то они непосредственно связаны с вмещающими породами.

Наличие в околорудных измененных породах свинца, цинка и других металлических элементов мы считаем следствием привноса их рудообразующими растворами, тем более, что микроскопическое изучение измененных пород установило наличие в них мелких выделений дисульфидов железа, сфалерита и галенита.

Таким образом, в процессе рудообразования вмещающие породы частично обогащались металлическими элементами, что подтверждается так же микроскопическим исследованием. Вероятно, одновременно происходило выщелачивание из вмещающих пород некоторых элементов, которые улавливались коллоидным осадком рудных минералов.

Что касается околорудных изменений известняков, то они выражены весьма слабо и в основном представлены проникновением в последние прожилков кальцита.

Известняки изменены, главным образом, под воздействием тектонических процессов, которые они претерпевали многократно в ходе формирования структуры, в частности, и в ходе самой минерализации (межминерализационные подвижки).

Известняки рассланцованы, местами перекристаллизованы, содержат включения порфиритов, а в контакте с гидротермальной зоной брекчированы и сцементированы безрудной массой зоны. Изучение прозрачных и полированных шлифов известняков, находящихся в непосредственном контакте с зоной (которая, как ни странно, при прохождении в известняках становится безрудной), не обнаружило галенита и сфалерита. Однако местами известняки весьма незначительно импрегнированы рудными минералами.

Спектральное исследование слабоизмененных известняков позволило выявить наличие в них следующих элементов (см. табл. 3).

Таблица 3

Элементы	Si	Al	Mg	Ca	Fe	Mn	Ti	Cu	Zn	Pb
Образцы №№										
1 . . . . .	есть	мало	оч. мн.	чрезм. мн.	мн.	мн.	сл.	сл.	сл.	сл.
2 . . . . .	есть	мн.	оч. мн.	чрезм. мн.	мн.	есть	мало	сл.	сл.	сл.
3 . . . . .	мн.	есть	оч. мн.	чрезм. мн.	мн.	мн.	нет	сл.	сл.	сл.
4 . . . . .	есть	есть	оч. мн.	чрезм. мн.	м.	есть	есть	сл.	нет	нет

Как видно из приведенных анализов, свинец и цинк, главные элементы руд, в известняках присутствуют в виде следов. Са, Mg, часть Fe и Mn являются первичными для известняков, то же самое можно предположить и в отношении некоторых других элементов.

Таким образом, в итоге проведенных исследований устанавливается незначительное изменение известняков и почти полное отсутствие в них оруденения.

### Некоторые выводы

Принято считать, что пропилитизация обычно не локализуется только около рудных жил, но захватывает большие площади, в пределах которых располагаются рудные жилы. Поэтому, пропилитизация, по целому ряду авторов, как правило, не является типичным окolorудным изменением вмещающих пород. На этом основании большинство исследователей, как на это указывает Коутс, считают пропилитизацию процессом, предшествовавшим образованию рудных жил, но не связанным с рудоотложением. Относительно происхождения пропилитизации большинство исследователей склоняется к мнению, что она представляет результат поствулканической деятельности. Образование же рудных жил происходило позже, в уже пропилитизированных породах. При этом пропилиты подвергаются обычно весьма интенсивному изменению, превращаясь большей частью в кварцево-серицитовые или кварцево-каолинитовые породы.

В отличие от сказанного, как на участке настоящего рудопроявления, так и в смежных с последним районах, пропилитизация пород порфиритовой свиты в удалении от рудных проявлений развита слабо, а иногда и

вовсе не отмечается (на это обстоятельство справедливо указывает также и Г. С. Дзоценидзе, 2). Напротив, в непосредственной близости от рудопроявлений интенсивность этого процесса сильно возрастает.

Исходя из этого, нам кажется, что процессы пропилитизации в настоящем случае непосредственно связаны с процессами рудной минерализации.

Интересно отметить, что к такому же заключению приходят А. Н. Заварицкий и В. А. Заварицкий, которые для некоторых колчедановых месторождений Южного Урала установили, что пропилитизация основных пород имеет место только в районе месторождений; последнее обстоятельство дает основание считать ее одновременной и тесно связанной с рудоотложением.

В заключение остановимся еще на некоторых вопросах рудоотложения.

Как мы уже отмечали, на первый взгляд представляется весьма аномальным незначительное оруденение известняков и интенсивное разубоживание рудной зоны в непосредственной близости от них (напомним, что известняки являются дорудными). Естественно возникает вопрос: если порфириты, при своей малой активности, способствовали рудоотложению, то почему столь благоприятные боковые породы, какими являются вообще известняки, остались безрудными?

В результате длительного опыта твердо установлено, что боковые породы оказывают значительное влияние на богатство рудных жил. В зависимости от этого боковые породы делят на две группы: благоприятные и неблагоприятные.

Таким образом, на исследованном месторождении неблагоприятные породы — порфириты — в действительности оказываются благоприятными. Пересмотр литературы показывает, что имеется целый ряд месторождений (среди них много полиметаллических), на которых отмечаются факты безрудности известняков при концентрации оруденения в других, теоретически менее благоприятных породах. Так, например, на руднике Ньюман Хилл Рико (Колорадо, США), жилы, пересекающие толщу перемежающихся темных глинистых сланцев, песчаников и светлых известняков нижнего карбона, содержат богатую золото-серебряную руду только в породах темного цвета, резко обедняясь при переходе в светлоокрашенные породы.

Чрезвычайно интересным является пример, приведенный Ирвингом из серебряно-свинцовых месторождений округа Аурей (Колорадо, США). Крутопадающие жилы, мощностью от нескольких см до 2,5 м, пересекают горизонтально лежащую серию переслаивающихся осадков — от каменноугольного до мелового возраста — песчаников, конгломератов, известняков, кварцитов и глинистых сланцев. Руда наиболее обильна и очень

высокосортна там, где вмещающие породы представлены кварцитами, и отсутствует или низкосортна при переходе жилы в другие породы.

Можно было бы назвать еще целый ряд аналогичных примеров, но мы ограничимся вышеприведенными.

Исключительное разнообразие гидротермальных месторождений, т. е. и рудоносных растворов, наряду с разнообразием рудовмещающих пород, вполне понятно, заставляет исследователя каждый конкретный случай рассматривать особо. Поэтому аномальное на первый взгляд явление при тщательном анализе фактов становится вполне нормальным.

Имеющийся в нашем случае фактический материал заставляет предположить, что рудное вещество переносилось в ионно-дисперсной форме и лишь в момент выпадения вещества происходил переход его в коллоидно-дисперсное состояние, причем это повторялось многократно в ходе процесса рудообразования. А. Г. Бетехтин предполагает, что перенос вещества в процессе рудогенеза происходит в ионно-дисперсном состоянии, образование же золь и их коагуляция, или образование кристаллических минеральных масс (что связано со степенью пересыщения), по всем данным происходит при наступлении тех или иных реакций обменного разложения, в результате которых нерастворимые продукты химических реакций выпадают, а растворимые уносятся или диффундируют. Примерно аналогичную мысль высказывает в своей работе Смит (6), «... коллоидное состояние возникает или во время осаждения минералов, или после него...»

Сульфиды металлов, как показали результаты лабораторных исследований (5), могут переноситься в растворенном виде только при условии присутствия в растворе некоторого количества сульфидов щелочных металлов. Опытами, произведенными С. Робинсоном (4) с различными растворителями —  $\text{Na}_2\text{S}$ ,  $\text{K}_2\text{S}$  и  $\text{CaS}$ , доказано, что из этих трех сульфидов  $\text{Na}_2\text{S}$  и  $\text{K}_2\text{S}$  являются, по видимому, растворителями одинаковой эффективности, в то время как  $\text{CaS}$ , как растворитель сульфидов металлов, относительно индифферентен. Доказано также, что сульфиды щелочей охотно образуют с сульфидами металлов растворимые комплексные двойные сульфиды.

Как это следует из предыдущего изложения (см. табл. 1 и 2), при повышенном содержании  $\text{K}_2\text{O}$  в околожильных измененных породах, по сравнению с неизменными, логичным будет допустить, что рудоносные растворы в нашем случае содержали щелочный сульфид  $\text{K}_2\text{S}$  или гидросульфид  $\text{K}(\text{HS})$ .

При большом парциальном давлении ионов серы в рудообразующих растворах рассматриваемого месторождения (что следует из наблюдаемого парагенезиса минералов в рудах) должно было происходить также свободное растворение переносимых сульфидов, как это установлено результатами экспериментов С. Робинсона (4).

Отложение минералов из растворов должно было определяться природными факторами, которые все без исключения учесть невозможно. К числу наиболее существенных факторов относятся:

1. Воздействие минералов боковых пород на циркулирующие по трещинам растворы, и
2. Выделение из растворов сероводорода, в условиях резкого понижения давления, приводившее к понижению концентрации ионов серы.

Влияние первого фактора выразалось, вероятно, во взаимодействии наиболее активного компонента растворов — щелочного сульфида  $K_2S$  или гидросульфида  $K(HS)$  с продуктами разложения минералов вмещающих пород, вследствие чего происходила пиритизация и сопряженная с ней серцитизация околорудных измененных пород.

Со вторым фактором, вероятно, также частично связываются процессы пиритизации вмещающих пород. Вследствие отмеченных явлений происходило уменьшение концентрации  $K_2S \cdot K(HS)$  и  $H_2S$ , одновременно с чем происходило падение растворимости сульфидов. Процесс удаления из раствора  $K_2S$ ,  $K(HS)$  должен быть рассмотрен как реакция двойного обмена между комплексным растворенным сульфидом типа  $K_2S \cdot MeS$  и породообразующими минералами или продуктами их разложения, с чем связано разрушение комплекса и выпадение осадка.

Вследствие понижения растворимости начиналась конденсация растворенного вещества до размеров коллоидных частичек. После перехода части (излишка) вещества из истинно-растворенной формы в коллоидную и выпадения последнего в осадок, вследствие коагуляции<sup>1</sup>, остаток находился в истинно растворенной форме, пока новая порция  $K_2S$  ( $KHS$ ) и  $H_2S$  не прореагировала бы с породообразующими минералами и не произошло бы их удаление из раствора. Это повлекло бы за собой новую конденсацию рудного вещества до размеров коллоидных частичек и его выпадение в осадок. Таким образом, если основываться на результатах экспериментов (3, 4, 5) и допустить перенос рудного вещества растворами, содержащими сульфиды щелочей, то наблюдаемые колломорфные текстуры минералов и наличие их многочисленных генераций объясняются приведенными соображениями.

<sup>1</sup> Коагуляция золя и выпадение осадка в большинстве случаев, вероятно, происходили под воздействием самих же околорудных измененных пород или электролитов. Роль последних, вполне возможно, играли как подземные воды, смешивавшиеся с рудоносным раствором, так и сам рудоносный раствор. Ход этого сложного процесса остается неясным. Следует отметить, что, как это показал Киношита по отношению к искусственно полученным растворам руд Куромоно, сланцы являются наиболее энергичными коагуляторами (7).

Возвращаясь к вопросу о почти полном отсутствии руды в известняках, мы приходим к выводу, что они в отношении рудоносных растворов исследуемого месторождения в действительности являлись неблагоприятными (инертными). Это вероятно объясняется отсутствием в составе известняков вещества ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и некоторых других окислов), с которым мэг-бы реагировать щелочной сульфид ( $\text{K}_2\text{S}$ ) или гидросульфид ( $\text{KHS}$ ), в результате чего происходило бы удаление его из раствора. Вследствие этого рудоносные растворы в известняках должны были циркулировать без изменения, с сохранением своего полезного груза. С другой стороны, установлено, что рудные растворы были пересыщены ионами  $\text{CO}''_3$  т. е. рудные растворы не могли дополнительно растворять известняки и замещать их рудой, тем более, что известняки не являлись осадителем рудного вещества.

Изложенные соображения с несомненностью указывают на зависимость рудоотложения от характера боковых пород рудопроводящих каналов. Таким образом, мы приходим к заключению, что главным фактором, управляющим отложением рудного вещества из растворов, являлись вмещающие породы.

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. В. И. Вернадский, С. Курбатов. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. Москва—Ленинград, 1937.
2. Г. С. Дзоценидзе. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монографии Института геологии и минералогии. АН Груз. ССР, I, Тбилиси, 1948.
3. В. Песков, Е. Александрова-Прейс. Курс коллоидной химии. Москва—Ленинград, 1948.
4. С. Робинсон. Синтез сульфоантимонидов свинца. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Сборник статей. ИЛ, Москва, 1950.
5. Г. Смит. Щелочосульфидная теория отложения золота. Сборник рефератов, вып. I, Москва—Ленинград, 1946.
6. Ф. Смит. Перенос и отложение несульфидных жильных минералов. Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. Сборник статей, ИЛ, Москва, 1950.
7. Ф. В. Чухров. О возможной роли аэрозолей, гидрозолей и гидрогелей в магматогенном рудообразовании. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1950.
8. W. No 11. Die Mineralbildung vom System  $\text{SiO}_2\text{—Al}_2\text{O}_3\text{—H}_2\text{O}$ , N. Jahrbuch f. Mineralogie..., 1935.





Т. В. ИВАНИЦКИЙ

## О СТРУКТУРАХ И ТЕКСТУРАХ СФАЛЕРИТА И ДИСУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА КОЛЛОИДНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Уже исследователи прошлого столетия Брейтгаупт, Фуке, а впоследствии Корню, Шадэ, Дельтер и др. обратили внимание на роль коллоидов в земной коре. Особенно интересными оказались работы Лизеганга, в области диффузионных явлений и ритмических реакций в природных минеральных гелях.

Большое значение коллоидных растворов в природных минералообразовательных процессах отметили и подробнее осветили В. И. Вернадский, Я. В. Самойлов, С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, Ф. В. Чухров, Л. В. Пустовалов и другие советские ученые, работы которых играют крупную роль в деле познания коллоидных минералообразовательных процессов.

Участие коллоидов в гидротермальных процессах в настоящее время признается многими исследователями рудных месторождений. Несмотря на это, целый ряд вопросов эндогенного коллоидного рудоотложения пока остается неразрешенным.

Приведенные в настоящей статье фактические данные по характерным структурам и текстурам сфалерита и дисульфидов железа коллоидного происхождения, как нам кажется, дополняют имеющийся материал по этому вопросу и смогут оказать некоторую помощь исследователям в деле разрешения вопросов гипогенного коллоидного рудообразования.

**Сфалерит.** Изученный сфалерит является главным рудослагающим минералом. Просмотр большого количества рудных штуфов и полированных шлифов позволяет выделить две его разновидности, резко различающиеся по структурно-текстурным особенностям, и играющие в сложении руды неравноценную роль.

1. Плотные скрытокристаллические метаколлоидные сфалериты, окрашенные в светлые цвета различных оттенков, составляют основную массу сульфида цинка в руде и

2. Почковидные зонально-полосчатые колломорфные сфалериты, также окрашенные в светлые цвета, в которых отмечаются отдельные полоски коричневатого цвета.

2. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. III.

По окраске среди метаколлоидных сфалеритов можно выделить следующие разновидности:

- а) серые, с едва заметным коричневатым оттенком (эта разность является преобладающей среди метаколлоидных цинковых обманок);
- б) желтовато-серые;

можно выделить сле-

ком (эта разность яв-  
овых обманок);

отмеченных разностях  
дности сфалерита ча-

оллоидным сфалерита-  
остей выявляется при  
ом травлении в парах  
гах ясно наблюдаются  
и и коричнегато-жел-  
ктами, а в случае на-  
зонально-полосчатая  
льных полос (табл. II,

и выявляет в колло-  
тонкокristаллическую  
отдельных структур-

вляется обволакивание  
сталлов галенита. Эти  
ие с различной шири-  
2, 3).

ивает на более позднес

ые стяжения также и  
де), которые, в свою  
чкообразных тел.

огочисленных сфериче-  
VI, рис. 1, 2, 3), что  
менного выпадения из

идов цинка и дисуль-  
а местами последова-

По окраске среди метаколлоидных сфалеритов следующие разновидности:

- а) серые, с едва заметным коричневатым оттенком (эта разность является преобладающей среди метаколлоидных цинковых обманок);
- б) желтовато-серые;
- в) светлоричневые (встречающиеся в вышесказанных небольших участках). Все перечисленные разновидности наблюдаются в одном и том же образце.

Резкое различие между колломорфным и метакристаллическим сфалеритом в отношении их структурно-текстурных особенностей выявляется при скрещенных николях, косом освещении и структурном травлении царской водкой. При скрещенных николях в сфалеритах наблюдаются внутренние рефлексы с желтыми, часто белесоватыми (в колломорфных разностях) цветными эффектами. При косом освещении различия колломорфного сфалерита ясно выявляются в виде различной интенсивности окраски отдельных участков (рис. 3).

Структурное травление в парах царской водки в колломорфных сфалеритах перистую или лучистую, радиальную структуру с заметным радиальным расположением отдельных структурных единиц (табл. I, рис. 2, 3).

Характерным для колломорфных сфалеритов является образование почкообразных стяжений вокруг кристаллов галенита. Эти стяжения всегда имеют зонально-полосчатое строение и окраской отдельных полосок (табл. II, рис. 2, 3).

Такое взаимоотношение с галенитом ясно указывает на выпадение колломорфного сфалерита из растворов галенитов.

Колломорфный сфалерит образует почкообразные стяжения вокруг дисульфидов железа (весьма обильных в руде), которые, в свою очередь, нарастают на сфалерит в виде корок и пленок.

Кроме того, часто наблюдаются выделения мелких тел сфалерита в дисульфидах железа (табл. III, рис. 1, 2, 3), что можно объяснить лишь допущением их одновременного выпадения из раствора.

Вполне возможно, что коагуляция золь сульфидов железа местами происходила одновременно с

морфного сфалерита и дисульфидов железа (мельниковит-марказита, мельниковит-пирита и мельниковита) является перекрывающим. С другой стороны, отсутствие стяжений и колломорфно-полосчатых образований дисульфидов железа вокруг кристаллов галенита указывает, что дисульфиды выпадали лишь после выделения первых порций сульфида цинка и перекрывающее отложение  $ZnS - FeS_2$  началось с этого момента.

Междупочечные пространства колломорфных сфалеритов часто заполняются метаколлоидными сфалеритами, при этом переход от одной разновидности к другой является резким (наблюдается только при скрещенных николях или структурном травлении), хотя имеются участки с постепенным переходом.

Часто колломорфные сфалериты разбиты мелкими трещинами «усыхания геля», которые заполняются жильными минералами.

Характерным признаком этих трещин, позволяющим их констатировать, является их ориентация по радиальному направлению почек и отдельных полосок. Такая ориентация трещинок есть следствие растягивающих усилий, возникающих при потере гелем дисперсионной среды, что связано с уменьшением объема первично-выпавшего коллоидного осадка.

В руде встречаются участки, где почкообразные выделения колломорфного сфалерита раздроблены, смещены друг относительно друга и сцементированы агрегатом жильного минерала и метаколлоидного сфалерита (табл. III, рис. 2). Весьма интересной является текстурная картина «углового несогласия» в обломке зонально-полосчатого колломорфного сфалерита (табл. III, рис. 1).

Как уже отмечалось, метаколлоидные сфалериты составляют основную массу сульфида цинка. При структурном травлении в парах царской водки все без исключения разновидности, выделенные по окраске, выявляют кристаллически-зернистую структуру, являются средне- и крупнокристаллическими<sup>1</sup>, с размерами кристаллических индивидов от 0,05 до 0,8 мм, а иногда проявляют полисинтетическое двойниковое строение (табл. III, рис. 3, 4).

В отношении распределения крупно- и мелкозернистых метаколлоидных сфалеритов во многих случаях намечается не совсем ясно выраженная закономерность в локализации более мелкозернистого сфалеритового агрегата по периферии крупнозернистого, ближе к ранее выделенным минералам, напоминая этим крустификационную текстуру (табл. IV, рис. 1).

Текстурные взаимоотношения между крупно- и мелкозернистыми агрегатами метаколлоидного сфалерита дают основание отнести их к различ-

<sup>1</sup> В отношении колломорфного сфалерита, так как размеры кристаллов метаколлоидного сфалерита не превышают 0,8 мм.

ным генерациям метаколлоидного сфалерита. Мелкокристаллическая разность метаколлоидного сфалерита должна представлять собой более раннюю генерацию, что хорошо соответствует общей закономерности, выраженной в выпадении из растворов в начале рудообразования мелкозернистых до субкристаллических минеральных агрегатов.

Метаколлоидный сфалерит образует как сплошные выделения, так и выделения небольших размеров неправильной формы, находясь в тесном сростании с жильными минералами. Так, например, халцедон часто образует со сфалеритом тонкодисперсные смеси (табл. VI, рис. 4).

Взаимоотношения метаколлоидного сфалерита и халцедона изменчивы: местами, повидимому, происходило их одновременное выделение (табл. I, рис. 1; IV, 2; VI, 4). Местами же халцедон выделялся позднее, заполняя пустые пространства между выделениями сфалерита, проникая в его массу и отсекая тонкие корочки (табл. IV, рис. 3).

Кроме халцедона, в метаколлоидный сфалерит по междузерновым пространствам проникает карбонат, образуя мелкие петли (табл. IV, рис. 4).

Сплошь и рядом отмечаются текстуры пересечения сфалерита прожилками кальцита и цементация раздробленных брекчиевидных кусков сфалерита, который, наряду с цементацией, претерпевает частичную коррозию (табл. V, рис. 1, 2).

Взаимоотношения метаколлоидного сфалерита с жильными минералами указывают, что сфалерит выпадал из растворов раньше кальцита и халцедона второй генерации и одновременно с халцедоном первой генерации, который, до совместного выделения с метаколлоидным сфалеритом, выпадал в виде избытка.

Метаколлоидный сфалерит в местах тектонических нарушений рудного тела как бы корродируется гранобластическим галенитом (табл. V, рис. 3).

Отмечаются случаи, когда метаколлоидный сфалерит замещает крупнокристаллический дробленный пирит с образованием псевдоморфоз замещения. Одновременно с замещением сфалерит цементирует раздробленный пирит и образует в массе последнего прожилкообразные тела (табл. I, рис. 4; V, 4).

Как видно из вышеприведенной характеристики сфалеритов, отнесение их к разновозрастным образованиям лишено основания. Несмотря на это, вопрос о генерациях сфалеритов исследуемой руды до настоящего времени оставался открытым. При рассмотрении этого вопроса мы сталкиваемся с необходимостью объяснения происхождения их концентрически-полосчатой текстуры, что даст возможность уверенно говорить о генерациях колломорфного сфалерита.

Образование зонально-полосчатых, колломорфных текстур в гипогенных минералах различными авторами трактуется по-разному, но из литературных данных (4, 5, 7 и др.) видно, что большинство склонно рассматривать их как продукты внутреннего ритма<sup>1</sup>. Возможность образования зонально-полосчатых текстур в результате диффузионных явлений в гелях экспериментально доказана Ватанабе (4), которому удалось получить полосы сульфидов меди, цинка и железа при диффузии сульфатов этих металлов в желатин, пропитанный сернистым натрием.

Линдгрэн (4) описал зонально-полосчатые колломорфные руды из месторождения Тинтик в штате Юта. Они состоят из чередующихся полос сульфидов—сфалерита, галенита и пирита в кварце. Расшифровывая генезис этих руд, Линдгрэн считает, что сначала имело место замещение известняка коллоидным кремнеземом, отлагавшимся в виде геля. В гелевую массу  $\text{SiO}_2$  диффундировали электролиты, реагировавшие с остаточными растворами, что вызывало выпадение ритмических осадков, фиксация которых происходила в виде полос и колец.

В отношении описываемых нами зонально-полосчатых сфалеритов была высказана мысль о возможности причисления их к образованиям типа колец Лизеганга. При такой трактовке вопроса сама собой отпадает необходимость в выделении в колломорфных разностях сфалерита различных генераций.

Объяснение образования колломорфно-полосчатых сфалеритов проявлением внутреннего ритма встречает ряд серьезных возражений, базирующихся на наблюдаемых фактах и основных положениях коллоидной химии.

Кольца Лизеганга образуются при следующих условиях: 1) студни должны быть эластичными (лиофильные коллоидные системы), богатыми дисперсионной средой;

2) дисперсионная среда, которой изобилует структурированный студень, должна содержать вещество, имеющее способность давать нерастворимый осадок с веществом, содержащимся в диффундирующем растворе;

3) как показали многочисленные исследования, главным условием образования концентрических слоев является отсутствие конвекционных токов в жидкости (3).

Нам кажется, что вышеперечисленные необходимые условия образования колец Лизеганга в рассматриваемом процессе минералообразования отсутствовали.

---

<sup>1</sup>Под внутренним ритмом понимается периодическое выпадение осадка в гелях или других (твердых) средах с затрудненной диффузией ионных растворов (кольца Лизеганга)

Сульфид цинка образует гидрофобные коллоиды, вследствие чего выпавший осадок должен содержать лишь незначительное количество дисперсионной среды.

Процесс гидротермальной минерализации без конвекции в растворах не мыслится.

С другой стороны, по вопросу образования многочисленных супергенных минеральных тел, имеющих концентрически-зональные текстуры, мнения различных исследователей в большинстве случаев сходятся, а именно — их считают следствием последовательного выпадения осадков из сильно пересыщенных, во многих случаях коллоидных растворов. Таким образом, в процессе их образования наблюдаются перерывы, что является следствием проявления внешнего ритма<sup>1</sup>. В таком случае каждую концентрически-зональную полоску можно считать отдельной генерацией данного минерала.

А. Г. Бетехтин в одной из своих работ (2) указывает: «Огромное количество генераций возникает при образовании типичных колломорфных выделений с тонким концентрически-зональным строением».

Наличие «углового несогласия» в колломорфных сфалеритах, описанные текстурные взаимоотношения и вышеприведенные соображения дают основание предполагать наличие большого количества генераций колломорфного сфалерита, равного максимальному количеству концентрически-зональных полос. Образование последних есть результат прерывистости отложения вещества в ходе рудообразования.

С целью выявления химического состава сфалеритов нами было произведено несколько химических анализов по возможности чисто отобранных образцов ZnS. Для полноты картины использованы также данные предыдущих анализов.

Результаты химических анализов сведены в нижеследующей таблице 1.

---

<sup>1</sup> Так называют периодическое отложение какого-либо вещества на внешней поверхности этого же или другого вещества.

Таблица 1

Компоненты	1		2		3		4		5		6	
	Данные анализа в %	Атомные количества	Данные анализа в %	Атомные количества	Данные анализа в %	Атомные количества	Данные анализа в %	Атомные количества	Данные анализа в %	Атомные количества	Данные анализа в %	Атомные количества
Zn	55,95	0,8557	49,00	0,7494	52,00	0,7953	46,00	0,7035	54,00	0,8259		
Fe	2,42	0,0433	0,47	0,0084	0,85	0,0153	1,06	0,0171	0,63	0,0112		
Mn	0,16	0,0029	—	—	—	—	—	—	—	—		
Pb	нет	—	нет	—	следы	—	нет	—	нет	0,8289		
S	26,61	0,8300	24,00	0,7485	25,25	0,7875	22,40	0,6986	26,35	—		
SiO <sub>2</sub>	5,96	—	8,25	—	10,15	—	18,78	—	3,12	—		
CaO	7,08	—	16,75	—	11,24	—	10,68	—	15,24	—		
MgO	1,30	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—		

1. Коллоидный (зонально-полосчатый) сфалерит. Хим. лаб. Ин-та Геол. Наук АН СССР.
2. Светлосерый метакристаллический сфалерит. Х-м. лаб. Ин-та Геол. Наук АН СССР.
3. Светлосерый метакристаллический сфалерит. Х-м. лаб. Груз. Огд. ВИМС.
4. Желтоват-серый метакристаллический сфалерит. Хим. лаб. Груз. Огд. ВИМС.
5. Светло-коричневый метакристаллический сфалерит. Хим. лаб. Груз. Огд. ВИМС.
6. Светлосерый метакристаллический сфалерит. Хим. лаб. Груз. Огд. ВИМС.

Приведенные в таблице 1 данные химических анализов сфалеритов показывают, что они содержат незначительное количество железа, содержание которого варьирует от 0.08 до 2.42, что хорошо согласуется с их светлой окраской.

Повышенное же содержание  $\text{SiO}_2$  и  $\text{CaO}$  должно быть результатом наличия тонкодисперсных включений халцедона и кальцита в массе сфалерита, что подтверждается данными минераграфии.

Как на это указывают результаты произведенных нами спектральных анализов, сфалериты как метаколлоидные, так и колломорфные, почти всегда содержат Fe, Mn, Ti, Pb и некоторые другие элементы.

Одну из физических особенностей исследуемых сфалеритов составляет их способность люминесцировать.

Проверке была подвергнута часть образцов, которые, все без исключения, в средневолновой части ультрафиолетовой области спектра с  $\lambda = 3650 \text{ \AA}$ , выявили сильный эффект люминесценции с желтовато-оранжевым цветом свечения.

Следует отметить, что проверка тех же образцов на люминесценцию в различных областях спектра, начиная от коротковолновой части ультрафиолетовой области до длинноволновой видимой части, с  $\lambda = 2500 \text{ \AA}$  и выше до  $7000 \text{ \AA}$ , не установила эффекта люминесценции. Таким образом, следует считать, что максимум эффекта люминесценции для исследуемых сфалеритов наблюдаются при  $\lambda = 3650 \text{ \AA}$ . Вероятно, максимальный эффект люминесценции не только наших сфалеритов, но и других, проявляется при этой длине волны возбуждающего свечения, на что указывает Д. Де Мент (6).

### В ы в о д ы

1. Сфалериты осаждались из растворов в виде коллоидного осадка и представлены светлоокрашенными разностями типа клейофана.

2. По структурно-текстурным особенностям в сфалеритах выделяются две разновидности: колломорфные, с концентрически-зональной текстурой и мелкокристаллической, перистой или радиально-лучистой структурой, и метаколлоидные, плотные, большей частью с изометрической формой отдельных структурных единиц.

3. Среди колломорфных сфалеритов выделяются многочисленные генерации, равные максимальному количеству отдельных концентрически-зональных полюс.

4. Исследование подтверждает теоретически обоснованный А. Г. Бетехтиным факт, что при больших количествах дисульфидов железа (что отвечает высокой концентрации серы в рудообразующих растворах), находящихся в парагенезисе с сфалеритом, сфалериты маложелезисты.



Дисульфиды железа. Среди рудослагающих минералов, наряду со сфалеритом, дисульфиды железа занимают одно из главных мест (табл. VII, рис. 1).

Среди них выделяются следующие разновидности (перечисленные в порядке распространенности):

1. Среднекристаллический, шестоватый, иногда лучистый марказит.
2. Яснокристаллические пириты.
3. Почкообразные стяжения и оолиты мельниковит-марказита<sup>1</sup>.
4. Почкообразные стяжения и оолиты мельниковит-пирита (они аналогичны мельниковит-марказиту, резко отличаясь от него отсутствием анизотропии).
5. Массы землистого мельниковита, структурное травление которого также выявляет колломорфную текстуру.

Как видно из приведенного списка, модификации  $FeS_2$  представлены полностью и, как будет видно из дальнейшего изложения, они находятся между собой в сложных возрастных взаимоотношениях. Выше, при описании текстурных взаимоотношений колломорфного сфалерита с дисульфидами железа, мы отметили факт их перекрывающего отложения. При этом было подчеркнуто, что отсутствие стяжений дисульфидов железа вокруг кристаллов галенита должно указывать на то, что дисульфиды железа выпадали из растворов после выделения первых порций сфалерита.

Таким образом, выпадение дисульфидов железа из растворов начинается после выпадения галенита и первых порций сфалерита (табл. VII, рис. 2).

На основании текстурных взаимоотношений следует заключить, что выпадение дисульфидов железа из растворов происходило длительно, охватывая интервал времени, в продолжение которого выпадала вся масса сульфида цинка.

Характерным признаком для возрастных взаимоотношений между разновидностями  $FeS_2$  является выпадение, в первую очередь, тонкокристаллических агрегатов мельниковит-марказита, мельниковит-пирита и мельниковита, которые в почкообразных телах чередуются в виде концентрически-зональных полос, образуя типичные колломорфные текстуры. Колломорфное сложение почек четко выявляется при структурном травлении ( $HNO_3$  1:1), вследствие легкой протравы мельниковита (табл. VII, рис. 3).

Почкообразные стяжения дисульфидов железа слагают довольно большие участки в руде. На эти почки нарастает среднекристаллический мар-

<sup>1</sup> Под этим названием мы выделяем дисульфид железа, имеющий отражательную способность ниже марказита (визуальная оценка которой  $\approx 46-48$ ); при скрещенных николях он проявляет статическую анизотропию, а при структурном травлении—колломорфную зонально-концентрическую текстуру.

казит, который, не занимая полностью междупочечные пространства, образует жезды, заполненные кварцем и халцедоном (табл. VII, рис. 1, 4). Отмеченные случаи нарастания среднекристаллического марказита на типичные колломорфные образования дисульфидов железа свидетельствуют об уменьшении концентрации растворов в момент выпадения марказита.

Таким образом, намечается закономерность, выраженная в выпадении мелкокристаллических модификаций  $\text{FeS}_2$  раньше крупнокристаллического марказита.

Наряду с этой закономерностью очень часто наблюдается другая, выраженная в насаивании полос колломорфного сфалерита на среднекристаллический марказит, который, в свою очередь, нарастает на мельниковит и мельниковит-пирит (табл. VIII, рис. 1).

Кроме того, среднекристаллический марказит образует раскристаллизованные стяжения в массе метаколлоидного сфалерита, в результате их почти одновременного выпадения (табл. VIII, рис. 2).

Взаимоотношения крупнокристаллического пирита с марказитом постоянны — марказит везде обрастает пирит в виде тонкой оторочки (табл. VIII, рис. 1).

Иногда мельниковит-пирит переслаивается с мельниковитом в почкообразных телах, сложенных только из этих двух модификаций. Дисульфиды железа часто находятся внутри колломорфного сфалерита, который обтекается мелкокристаллическим пиритом, содержащим в себе идеальные сферические выделения сфалерита (табл. VI, рис. 1).

Наличие почкообразных тел  $\text{FeS}_2$  с концентрически-зональной текстурой, представляющих собой чередование полосок мельниковита, мельниковит-пирита и мельниковит-марказита, дает основание предположить ритмичность в процессе их образования, с прерывистостью отложения вещества и образованием множества генераций мельниковита, мельниковит-пирита и мельниковит-марказита.

При таком ходе процесса минералообразования, несомненным становится также периодическое изменение кислотности среды, от слабокислой до слабощелочной (1).

Закономерность, выраженная обычно в более позднем выпадении марказита и пирита (по сравнению с колломорфными разностями  $\text{FeS}_2$ ) указывает на пониженную концентрацию ионов серы ( $\text{S}_2^{-2}$ ) и железа в момент их выпадения из растворов.

Чередование марказита с тонкокристаллическими разностями  $\text{FeS}_2$  свидетельствует о периодическом повышении и понижении концентрации ионов серы и железа в минералообразующих растворах.

Обрастание раннего пирита, наличие в почках марказитовых прослоев и раскристаллизованные стяжения марказита в сфалерите (как в колло-

морфном, так и в метаколлоидном) позволяет выделить две генерации марказита. Время их выпадения из растворов соответствовало пониженной концентрации и слабокислому характеру раствора.

Что касается пирита, то минераграфические исследования устанавливают наличие в руде двух разновозрастных пиритов, различающихся как по структуре, так и по текстурным взаимоотношениям. В раннем пирите структурное травление выявляет крупнокристаллическую структуру с зональным строением отдельных структурных единиц. Иногда в них заметно двойниковое сложение.

Поздний пирит выпадал после метаколлоидного сфалерита и цементировал обломки последнего (табл. II, рис. 1).

Спектральные исследования дисульфидов железа установили их бедность примесями химических элементов по сравнению со сфалеритом.

Одновременно со спектральным исследованием дисульфидов, было произведено несколько химических анализов (табл. 2).

Таблица 2

Компоненты	1		2	
	Данные анализа в %	Атомные количества	Данные анализа в %	Атомные количества
Fe . . . . .	45,12	0,8078	44,63	0,7991
S . . . . .	51,36	1,5019	51,00	1,5907
Mn . . . . .	0,02	0,0003	0,01	0,0001
SiO <sub>2</sub> . . . . .	3,25	—	3,75	—
Сумма . . . . .	99,75		99,39	

Хим. лаб. Груз. Отд. ВИМС

1. Яснокристаллический ранний пирит.
2. Мельниковит-марказит с примесью мельниковит-пирита.

Обнаруженный анализом марганец, повидимому, непосредственно связывается с кристаллической решеткой дисульфидов железа. Что же касается SiO<sub>2</sub>, то его наличие есть результат загрязнения образцов тонкодисперсными включениями халцедона.

Суммируя все вышеотмеченное, можно заключить: 1. дисульфиды железа выпадали в ходе процесса минерализации в течение длительного времени из сильно пересыщенных растворов, концентрация которых несколько раз понижалась; 2. в ходе процесса минералообразования наблюдаются пе-

рерывы, чем и обусловлено возникновение многочисленных генераций мельниковит-марказита, мельниковит-пирита и мельниковита, слагающих почкообразные тела с концентрически-зональной текстурой.

Известно, что процесс коагуляции является необратимым процессом, т. е. начавшаяся коагуляция протекает до конца, с выпадением всего вещества в осадок. Это сильно отличает процесс седиментации в коллоидных растворах от седиментации в истинных растворах, где в ходе седиментации может установиться подвижное равновесие между выпавшим осадком и раствором.

Принимая во внимание эту особенность коллоидных систем и наличие перерывов в ходе процесса минералообразования, что нашло свое выражение в образовании описанных выше многочисленных генераций, мы предполагаем, что растворы были ионными и они периодически резко пересыщались<sup>1</sup> в отношении того или иного компонента, в результате чего происходило выпадение коллоидного осадка.

Взаимоотношения дисульфидов железа с другими минералами, а также между собой, указывают на наличие процессов перекрывания в осаждении мельниковит-марказита, мельниковит-пирита, мельниковита и колломорфного сфалерита. Установлен более поздний характер марказита первой генерации по сравнению с тонкокристаллическими разностями дисульфидов железа; характерна одновременность выпадения марказита второй генерации и метаколлоидного сфалерита (или незначительно более ранний характер первого); пирит второй генерации выпадал позднее марказита второй генерации и метаколлоидного сфалерита, цементируя дробленные участки последнего. Таким образом, выпадение дисульфидов железа заканчивается поздним пиритом.

### В ы в о д ы

1. Выпадение основной массы дисульфидов железа происходило в виде коллоидного осадка и в ходе процесса минералообразования концентрация раствора претерпевала частые резкие изменения.

2. В дисульфидах железа устанавливается наличие всех их разновидностей, а именно — шестоватого, иногда лучистого марказита, пирита, почкообразных стяжений мельниковит-марказита, мельниковит-пирита и землястых масс мельниковита. В последних трех разностях дисульфидов железа выделяются многочисленные генерации.

<sup>1</sup> Пересыщение происходило возможно в результате взаимодействия растворов с вмещающими породами (обменные реакции), окислительно-восстановительных процессов и др.

3. В процессе дисульфидообразования устанавливаются многочисленные перерывы с периодическим изменением кислотности растворов, а в конце процесса растворы становятся слабощелочными и процесс заканчивается выпадением позднего пирита.

4. Установлено, что выпадение дисульфидов железа начинается одновременно (с небольшим запозданием) с колломорфным сфалеритом и продолжается длительное время.

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Н. В. Белов. Некоторые элементарные свойства минералов в свете их тонкой структуры. Зап. Всерос. Мин. Общ., 74, № 2, 1945.
  2. А. Г. Бетехтин. О генерациях рудных минералов. Зап. Всес. Мин. Общ. часть XXVIII, № 3, 1949.
  3. Н. Песков, Е. Александрова-Прейс. Курс коллоидной химии. Москва-Ленинград, 1948.
  4. Ф. В. Чухров. Коллоиды в земной коре. Москва-Ленинград, 1936.
  5. A. Edwards. Texturs of the ore Minerals and their Significance, 1947.
  6. J. Ment de. Fluorochemistry. New-Jork, 1948.
  7. R. Van der Ween. The ore Signifians. Hague, 1924.
-

## ОБЪЯСНЕНИЕ К ТАБЛИЦАМ

### ТАБЛИЦА I

- Рис. 1. Удлиненно-палочкообразные выделения глобулей сфалерита (серые) с дендритами галенита (белые) в массе халцедона (темносерый). X 80.
- Рис. 2 и 3. Радиально-лучистая, перистая структура колломорфного сфалерита, выявленная травлением в парах царской водки. В правой части снимка 2 видно внедрение в сфалерит халцедона (темно-серый) и прожилок кальцита (черный), секущий халцедон. X 150.
- Рис. 4. Раздробленная масса крупнокристаллического пирита (белый), секущаяся прожилком сфалерита (серый), который заполняет пустоты и одновременно замещает пирит с образованием псевдоморфоз. В массе пирита видны червеобразные тела галенита. X 80.

### ТАБЛИЦА II

- Рис. 1. Пирит (белый), цементирующий обломки дробленного метаколлоидного сфалерита (светлосерый). В верхней части снимка виден оолит мельниковит-пирита (белый) и вокруг него неширокая оторочка сфалерита. X 80.
- Рис. 2. Обволакивание крупного кристалла галенита (черный) колломорфным сфалеритом; одновременно видно проникновение сфалерита в массу галенита по трещинкам и цементация рудных минералов поздним молочно-белым кальцитом. Полир. штупф, X 6.
- Рис. 3. Зонально-полосчатая текстура колломорфного сфалерита, обволакивающего галенит (черный). X 44, косое освещение.

### ТАБЛИЦА III

- Рис. 1. Картина «углового несогласия» в обломке колломорфного сфалерита. Хорошо видно несогласное нарастание полос (поздние генерации сфалерита) на обломке колломорфного сфалерита. X 80, косое освещение.
- Рис. 2. Обломок колломорфного сфалерита, сцементированный агрегатом кальцита и метаколлоидного сфалерита. X 80, косое освещение.
- Рис. 3 и 4. Зернистая структура метаколлоидного сфалерита, выявленная травлением в парах царской водки. На рис. 3 местами наблюдается полисинтетическое двойниковое сложение сфалерита. X 150.

### ТАБЛИЦА IV

- Рис. 1. Полосчатость в агрегате метаколлоидного сфалерита, выявленная после травления в парах царской водки и обусловленная параллельным расположением крупно- и мелкозернистых (кристаллических) агрегатов. X 44.
- Рис. 2. Лоскутообразные тела сфалерита (белые) в массе халцедона (серый); картина обусловлена их одновременным выпадением. X 80.
- Рис. 3. Проникновение позднего халцедона (серый) в массу метаколлоидного сфалерита (белый). X 80.
- Рис. 4. Петельчатовидная текстура, обусловленная заполнением и проникновением кальцита в междузерновые пространства сфалеритового агрегата. X 80.

## ТАБЛИЦА V

- Рис. 1. Брекчиевидная текстура, образовавшаяся в результате цементации кальцитом (серый) частично корродированных обломков метаколлоидного сфалерита и марказита (белые). X 80.
- Рис. 2. Проникновение жилок кальцита (серый) в метаколлоидный сфалерит (белый). Намечается частичная коррозия сфалерита. X 80.
- Рис. 3. Внедрение в метаколлоидный сфалерит (серый) гранобластического галенита (белый). Черные участки в массе сфалерита—халцедон. X 150.
- Рис. 4. Деталь рис. 4, табл. I. Замещение пирита (белый) метаколлоидным сфалеритом с образованием псевдоморфоз. Внутри кристалла пирита, в массе сфалерита, видны мелкие реликты пирита. Черная масса представляет собой кальцит. X 300.

## ТАБЛИЦА VI

- Рис. 1. Почки, сложенные мельниквит-пиритом (белый) и мельниквитом (черные полоски), в массе метаколлоидного сфалерита (серый). В верхней части снимка видно белое поле пирита. X 80.
- Рис. 2. Совместное выделение пирита (белый) и сфалерита (серый). Сфалерит в массе пирита образует идеальные сферические тела. Возрастные взаимоотношения пирита и сфалерита понимаются как близкие к одновременному. X 38.
- Рис. 3. Сферические тела сфалерита (серые) в пирито-марказитовом (белые) почкообразном выделении. Темносерый до черного кальцит. X 150.
- Рис. 4. Гелевая текстура, образовавшаяся в результате почти одновременного выпадения метаколлоидного сфалерита (светлосерый) и халцедона (темносерый) первой генерации. Периферические части сферолитов представлены тонкодисперсной смесью сфалерита и халцедона. X 80.

## ТАБЛИЦА VII

- Рис. 1. Богатая дисульфидами железа руда. Марказит и оолиты мельниквит-марказита и мельниквит-пирита (белые), сфалерит (серый). Внутри сфалерита кристаллы галенита (белые). Черное-жильные минералы. Полир. штупф. X 6.
- Рис. 2. Совместное выделение пирита (белый) и сфалерита (серый). колломорфный сфалерит (серый) и внутри его кристалл галенита (белый). В наружной корке мельниквит-марказита видна тонкая полоска мельниквита. X 80.
- Рис. 3. Сложные почкообразные тела дисульфидов железа, состоящие из концентрически-зональных полос мельниквит-пирита, мельниквит-марказита (белые полоски) и мельниквита (черные полоски). Колломорфная текстура выявлена травлением. Почки нарастают на метаколлоидный сфалерит (серый) и, в свою очередь, обрастают среднекристаллическим марказитом (белый). Темносерая масса-жильные минералы. X 80.
- Рис. 4. Почкообразные стяжения дисульфидов железа. Концентрические полоски мельниквита (черный), переслаивающиеся с полосками мельниквит-пирита и мельниквит-марказита (белые). Среднекристаллический марказит (белый) нарастает на почки и образует жеоды, заполненные кварцем (светлосерый). X 570.

## ТАБЛИЦА VIII

- Рис. 1. Наслаивание полоски колломорфного сфалерита (серый) на среднекристаллический марказит (белый), который, в свою очередь, нарастает на мельниквит-пирит. Выделения рудных минералов разбиты трещинками, по которым проникает кальцит. X 570.

- Рис. 2. Агрегаты кристаллов марказита (белые) в массе метакolloидного сфалерита (серый). Темносерые до черного-жильные минералы. X 80.
- Рис. 3. Деталь. Среднекристаллический марказит, местами с радиально-лучистой структурой. Вследствие сильной анизотропии хорошо видно зернистое строение агрегата. X 360, николи+.
- Рис. 4. Крупнокристаллический пирит с наростшей на него корочкой шестоватого марказита. X 80.



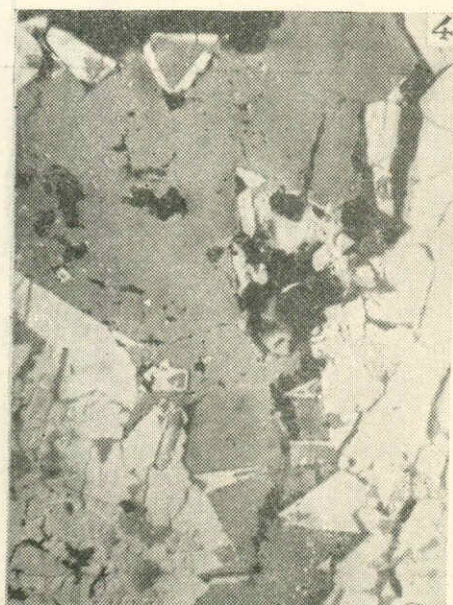
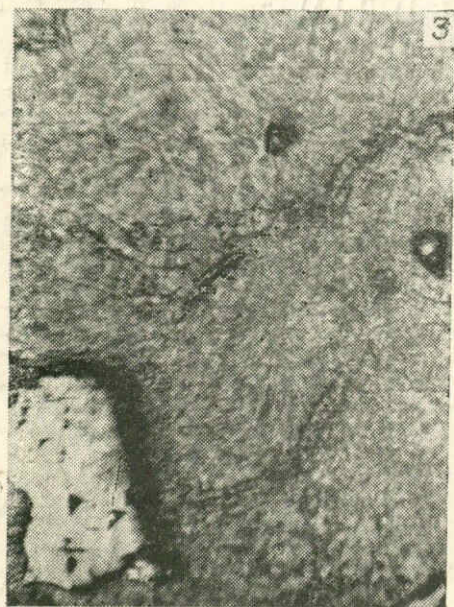
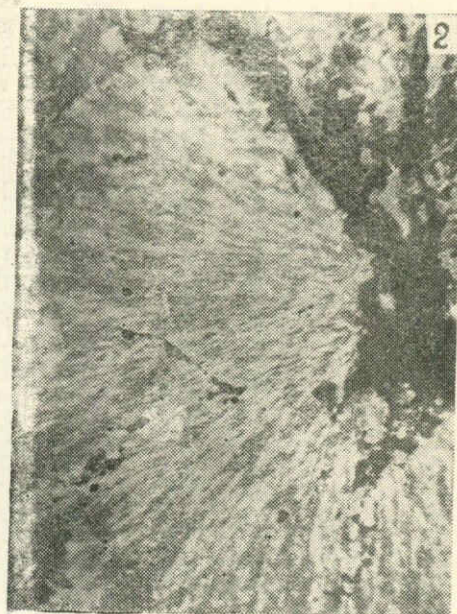
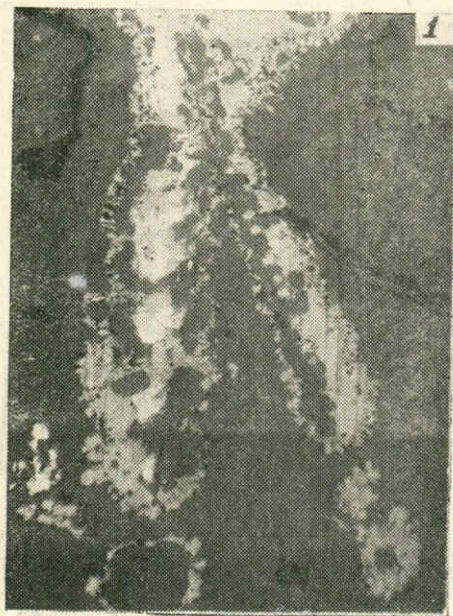


Таблица II

გეოლოგიური ინსტ. შრომები, ტ. III

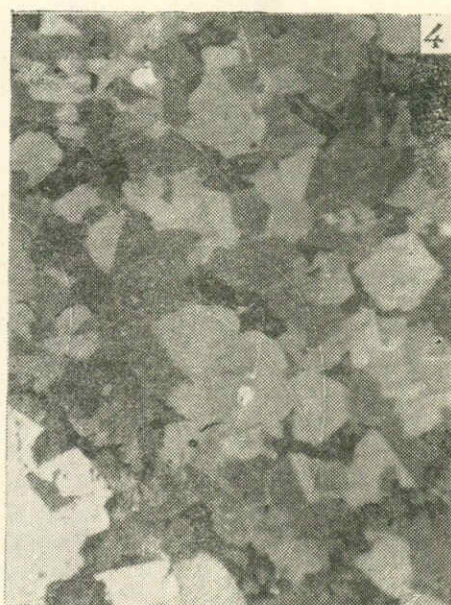
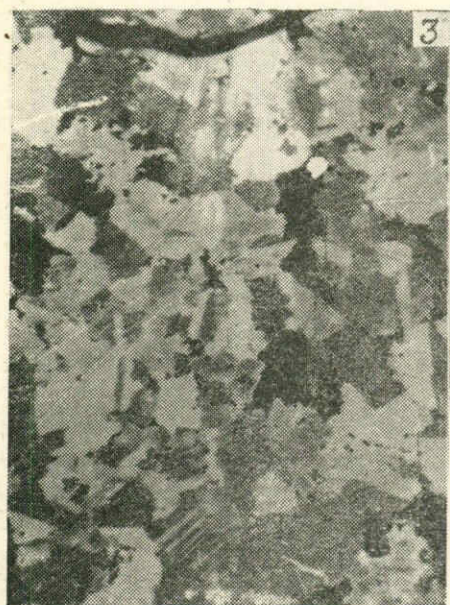
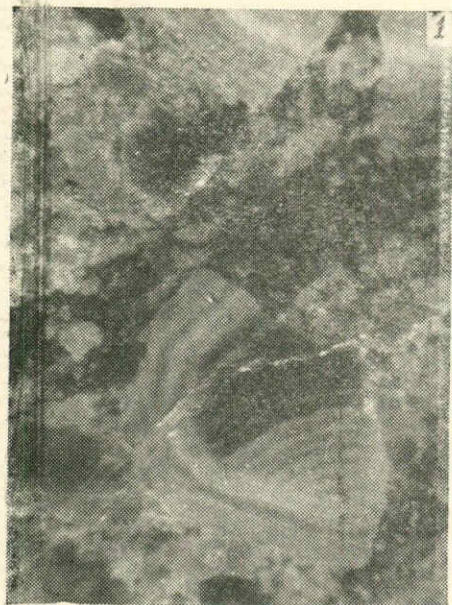


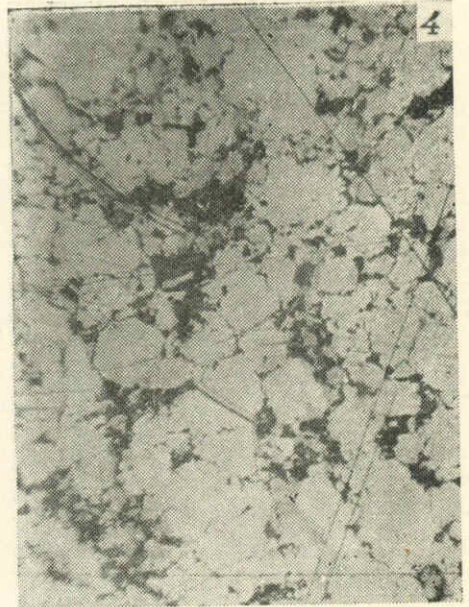
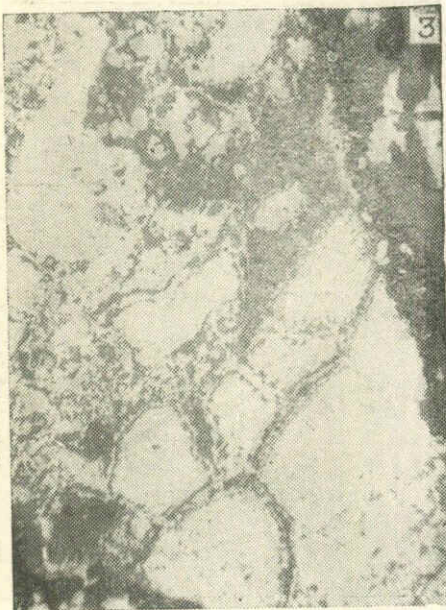
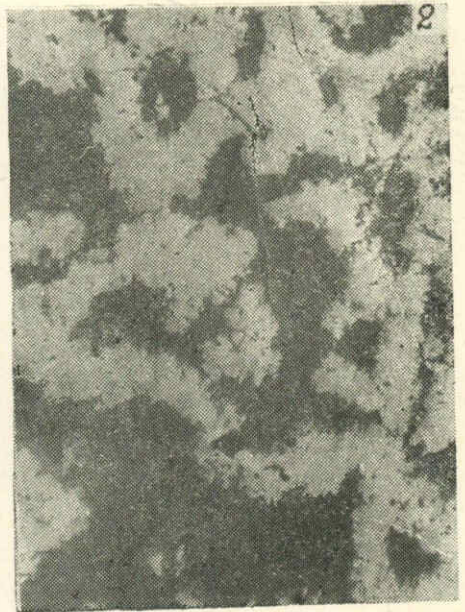
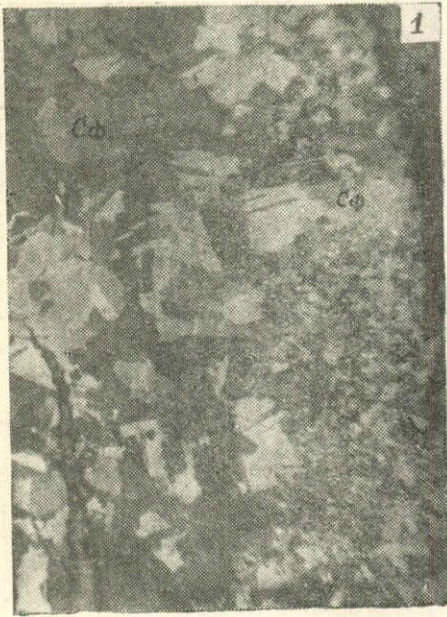
შრომები, ტ. III

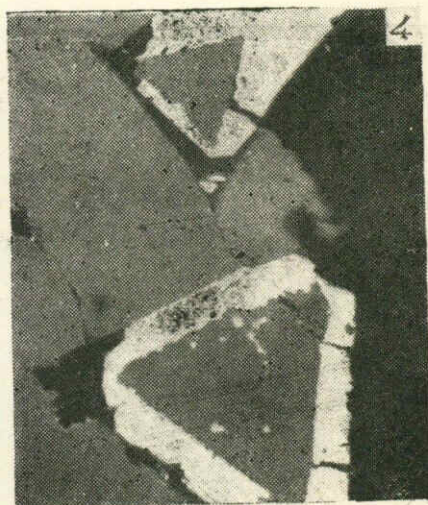
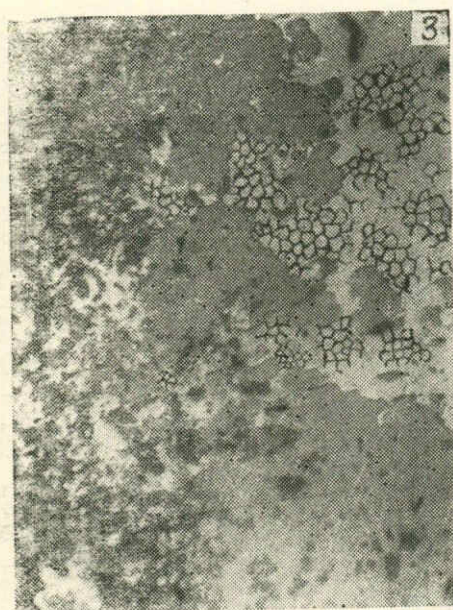
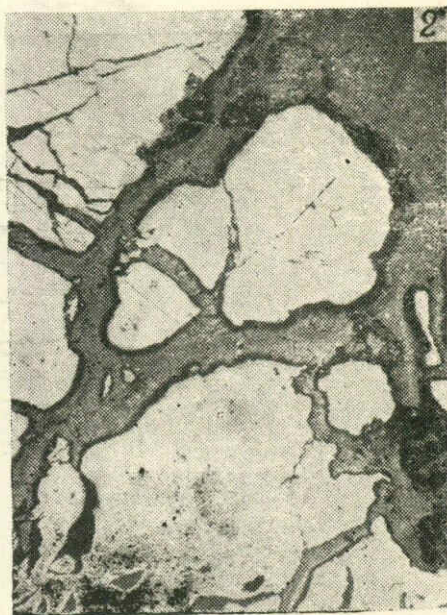
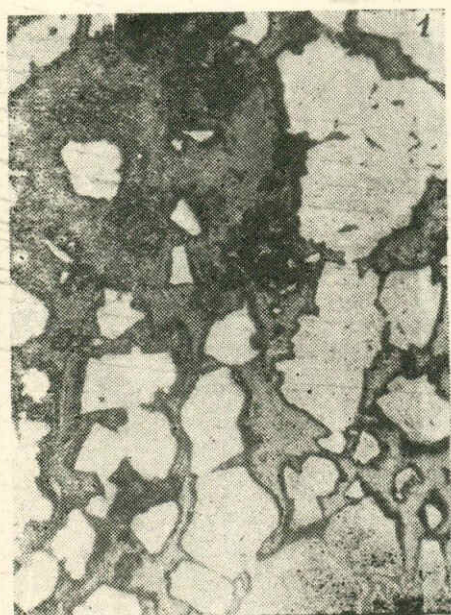
Таблица II

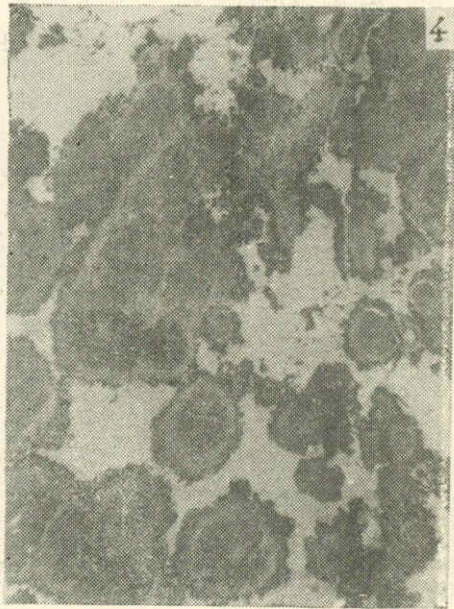
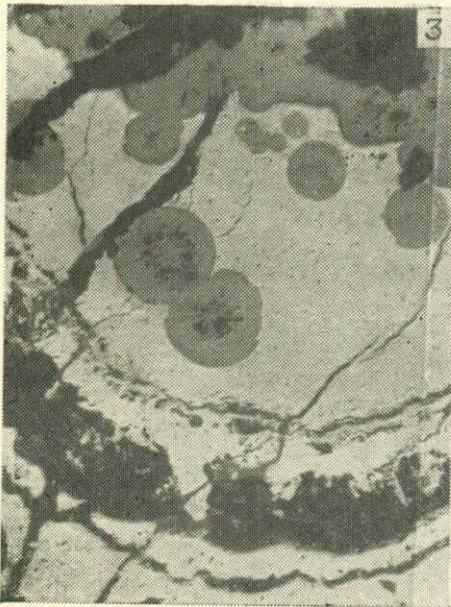
გეოლოგიური ინსტ. შრომები, ტ. III

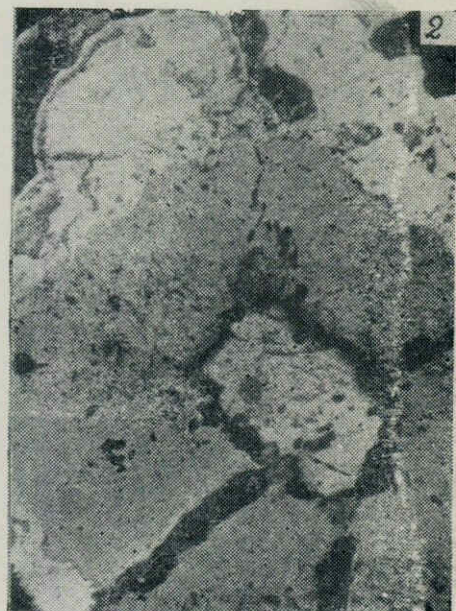
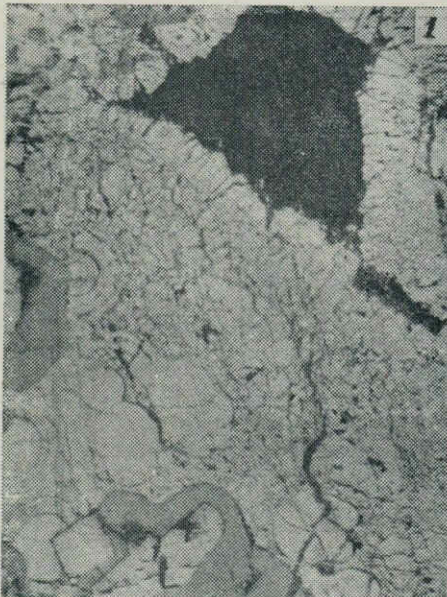
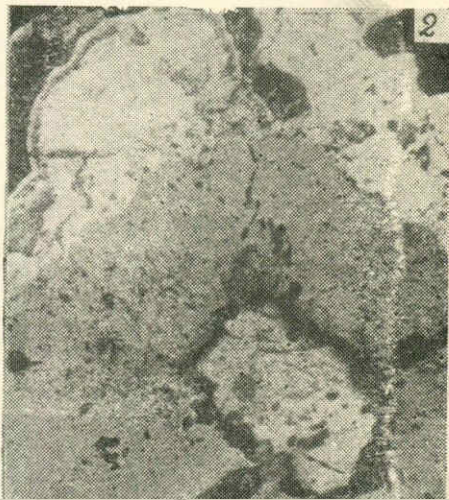
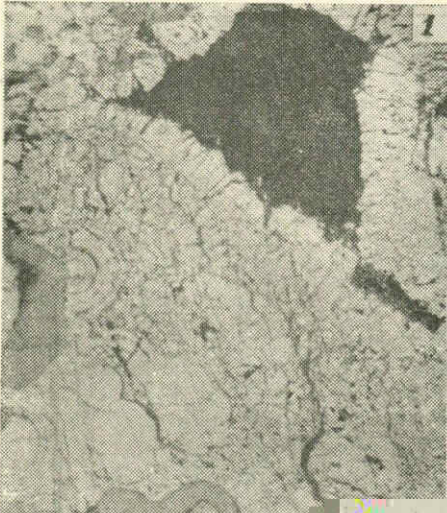


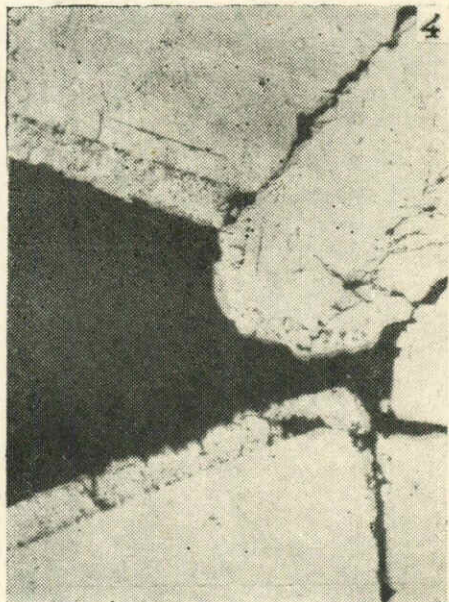
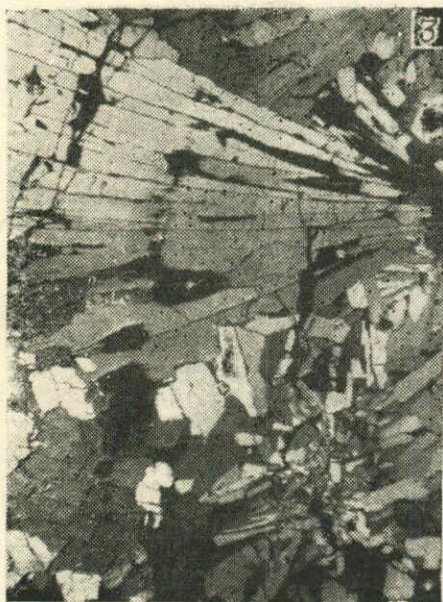
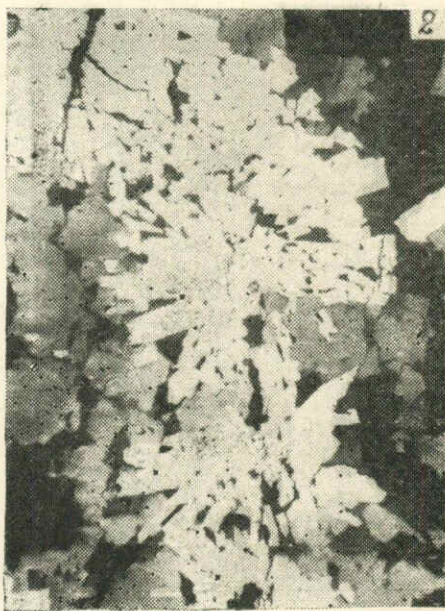
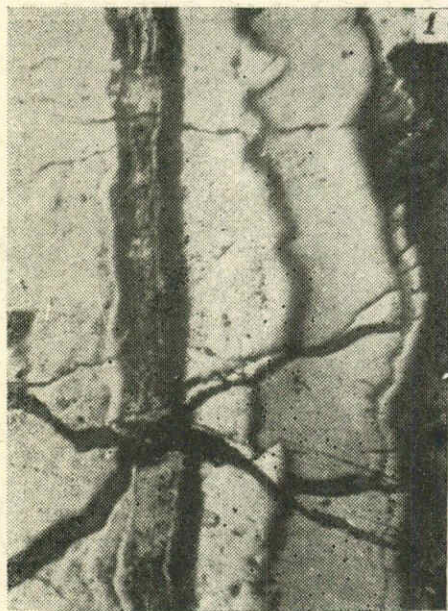














Г. М. ЗАРИДЗЕ и Н. Ф. ТАТРИШВИЛИ

## О ВОЗРАСТНЫХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯХ И ГЕНЕЗИСЕ ДРЕВНИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА

### Введение

Дзирульский кристаллический массив в геотектоническом отношении представляет собой обнаженную часть т. н. Грузинской глыбы, прорезающуюся ущельями рек Дзирула, Квирила, Рикотула, Черат-хеви, Лопанисцхали и др.

В составе массива в количественном отношении главную роль играют гранитоиды. В подчиненном количестве встречаются габброиды, а также кристаллические сланцы и свита слабо метаморфизованных сланцов (филлитов).

Возраст интенсивно метаморфизованных пород — кристаллических сланцев — пока не определен, что же касается возраста слабо метаморфизованных сланцев, то он устанавливается на основании кембрийской фауны (археодиат), найденной в линзах мраморовидных известняков (1, 8). Слабо метаморфизованные сланцы, по аналогии с подобными образованиями северного склона Главного Кавказского хребта, мы именуем нижнепалеозойской метаморфической свитой.

Свиту кристаллических сланцев и нижнепалеозойскую метаморфическую свиту (филлиты) Дзирульского массива некоторые авторы считают образовавшимися в результате единого цикла осадконакопления (14). Необходимо отметить, что современные выходы этих свит друг с другом непосредственно не соприкасаются; не обнаруживается также в каком-нибудь определенном направлении постепенное увеличение или уменьшение степени метаморфизма. В то же время в кристаллических сланцах встречаются участки менее метаморфизованные и, наоборот, в нижнепалеозойской метаморфической свите — более метаморфизованные участки, что обусловлено инъекциями гранитной магмы. Таким образом, главным метаморфизирующим фактором является гранитная магма, внедрившаяся в эти сланцы в связи с ближайшей во времени тектонической фазой каледонской орогенетической эпохи, вызвавшей их дислокацию.

Свита кристаллических сланцев представляет собой древнейшее образование Дзирульского массива. Она встречается в виде останцев среди гранитоидов.

Кристаллические сланцы широкое развитие обнаруживают на правом склоне реки Дзирула и в некоторых других местах, но и здесь наблюдаются выходы кварцево-диоритовых гнейсов, выступающих из под сланцев в виде окон.

Свита кристаллических сланцев сложена метаморфическими породами, в различной степени инъецированными гранитной магмой (мигматитами). Инъекции почти всегда проникают вдоль сланцеватости. Мощность инъекций незначительна — до нескольких сантиметров. Нередко можно наблюдать, что инъекции исходят от обнажающегося неподалеку лейко-

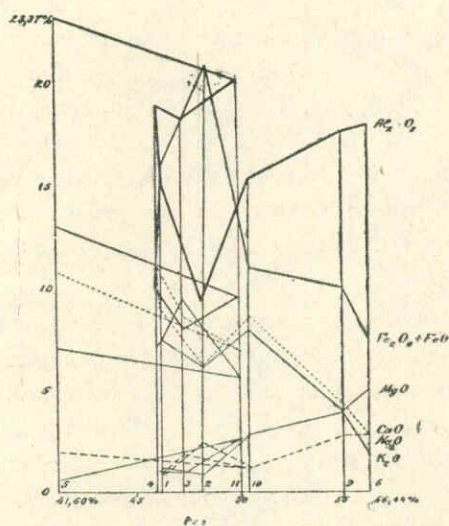


Рис. 1

кратового гранита. Азимут падения плоскостей сланцеватости юго-восточный. Неинъецированные породы, или подвергшиеся лишь незначительному воздействию, встречаются редко, и то в виде небольших участков и ксенолитов. Они представляют собой амфиболиты и роговообманково-биотитовые сланцы. Эти породы нами были встречены в ущелье реки Гезрула, у пересечения ею Дзирула-Сурамского шоссе, и выше по той же реке, в том месте, где она образует узкое ущелье. Кроме того, эти породы наблюдались по рекам Хелмосмула, Думала, Мечхетура, Вашлевура, Рикотула, Сапанелас-цхали и др.

В амфиболитах иногда наблюдается биотитизация роговой обманки. При более сильном процессе биотитизации, порода проявляет рассланцо-

ванность и мы получаем роговообманково-биотитовые сланцы. Временами биотит, в свою очередь, частично или даже полностью переходит в мусковит или хлорит. Одновременно увеличивается количество привнесенного гранитного материала, в результате чего возникают типичные для Дзиркульского массива инъецированные кристаллические сланцы.

В результате инъекционного и термального метаморфизма происходит также преобразование и самой внедрившейся лейкократовой магмы и возникают различные гранитоиды, в зависимости от того, в каком количестве были поглощены и освоены магмой меланократовые составные части боковых пород (амфиболитов). Наблюдается интенсивный метасоматоз, обусловленный взаимодействием между привнесенными магмой элементами, главным образом, Si, K и Na, и материалом боковых пород, богатых Mg, Fe и Ca.

Так как свита кристаллических сланцев пользуется большим распространением и вмещает гранитоиды, естественно допустить, что она является кровлей гранитоидов Дзиркульского массива.

Кристаллические сланцы распространены и за пределами Грузинской глыбы. Они известны в приосевой части Главного Кавказского хребта, а также на северном его склоне. Если считать, что кристаллические сланцы образовались за счет амфиболитов, в результате их метаморфизации, вызванной гранитной магмой, и допустить, что материнскими породами амфиболитов являются основные магматические породы, о чем свидетельствуют их реликтовые структуры и данные химических анализов (см. таблицу), то встает вопрос о геологической природе этих пород, столь широко распространенных в древней геосинклинальной зоне.

Возникает предположение, не являются ли данные породы составной частью симатического субстрата нижнепалеозойской геосинклинали, определенный слой которого, вместе с отложившейся на нем осадочной свитой, впоследствии был дислоцирован и подвергся метаморфизации в основном под воздействием гранитной магмы.

Ниже приводится петрографическая характеристика кристаллических пород Дзиркульского массива, начиная с древнейших образований.

#### Свита кристаллических сланцев и приуроченных к ней пород

**Амфиболиты.** Это темносерые, мелкозернистые, плотные, обычно не рассланцеванные породы.

Главными минералами амфиболитов являются роговая обманка и плагиоклаз. В некоторых образцах наблюдается образование биотита за счет роговой обманки, который, в свою очередь, в той или иной степени хлоритизируется. При появлении биотита порода приобретает сланцеватый облик. Наряду с обыкновенной роговой обманкой встречается иногда лучистая

разность (актинолит), возникшая также за счет обыкновенной роговой обманки. Местами наблюдается инъецированный кварц, образующий скопления мелких зерен и жилки, к которому в отдельных случаях примешивается в незначительном количестве калиевый полевой шпат, порой также в виде самостоятельных жилок. Плагиоклаз (лабрадор, олигоклаз), то идио-морфный, то ксеноморфный. Иногда образует двойники. Сильно серицитизирован или сосюритизирован, иногда же пренитизирован. В небольшом количестве встречаются: кальцит, возникший как за счет плагиоклаза, так и роговой обманки, пренит, образованный за счет плагиоклаза, и эпидот, выделившийся в результате распада роговой обманки. Кроме того, встречаются акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит и рудный минерал — образование которых находится в прямой связи с интенсивностью контактного метаморфизма, обусловленного внедрением гранитной магмы.

Химический состав амфиболитов свидетельствует об их основном характере (см. таблицу хим. анализов, порядковые №№ 1—6). Но учитывая, что в этих породах не только кремний, но и щелочи, особенно калий, являются привнесенными, следует допустить, что до внедрения гранитной магмы материнская порода амфиболитов была еще более основной, близкой к ультраосновной. Повидимому, амфибол этих пород образовался за счет преобразования моноклинного пироксена.

Для анализирувавшихся амфиболитов (см. таблицу хим. анализов, №№ 1, 2, 3, 4, 5, 6, 9, 10, 11) нами составлена вариационная диаграмма (рис. 1), где на оси абсцисс нанесены весовые проценты  $\text{SiO}_2$ , а на соответствующей оси ординат — весовые проценты  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Точки, отвечающие одноименным окислам на соответствующих ординатах соединялись прямыми в одинаковой последовательности, в результате мы получили ломанные линии, изображающие вариации определенных окислов, в связи с изменением содержания  $\text{SiO}_2$ . Из диаграммы наглядно видно, что в описанных амфиболитах ведущими окислами, после  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , являются  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ , затем следуют  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . Подчиненную роль играют щелочи, которые являются привнесенными. Какого-нибудь закономерного изменения кривых, отвечающего одноименным окислам, не наблюдается, что является существенным и объясняется неравномерным привнесом материала и разной степенью преобразования породы. Это особенно хорошо наблюдается в центральной части диаграммы, где имеется переплетение линий, отвечающих в различной степени инъецированным и неодинаково преобразованным амфиболитам. Очевидно, что рассмотренные породы не представляют собой равновесных систем. Процесс гранитизации, ведущий к образованию такой системы — гранита, — в этой части метасоматируемой породы был прерван, ввиду слабого привноса соответствующих элементов, главным образом, кремния и калия.

Следующим по относительному возрасту образованием является нижнепалеозойская метаморфическая свита, на характеристике которой остановимся позднее.

Как амфиболиты, так и названная свита секутся основными и ультраосновными породами, в свою очередь, пересекающимися гранитом.

Ввиду различия в характере магматических образований, секущих амфиболиты и нижнепалеозойскую метаморфическую свиту, мы их рассмотрим раздельно.

Основные магматические породы, секущие амфиболиты и пересекающиеся гранитоидами. В нескольких местах наблюдается, что амфиболиты секутся основными магматическими породами, главным образом, — габбро.

В ущелье реки Вашлевура (правый приток реки Дзирула) роговообманково-биотитовый сланец сечется темносерым крупнозернистым пироксеново-роговообманковым габбро, в котором видны довольно крупные, достигающие одного метра, ксенолиты вмещающего сланца.

Упомянутое габбро (см. химический анализ № 8) состоит из большого количества основного плагиоклаза и, присутствующего в относительно меньшем количестве, сильно амфиболитизированного моноклинного пироксена. На правом склоне ущелья реки Рикотула, вдоль шоссе, окварцованное роговообманково-биотитовое габбро, представляющее собой крупный ксенолит в биотитовых кварцево-диоритовых гнейсах, переходящих в роговообманково-биотитовые сланцы, вместе с кварцево-диоритовым гнейсом сечется пегматитом, гранодиоритом и мелкозернистым биотитовым гранитом.

Габбро мелкозернистое. Состоит из роговой обманки, образовавшегося за ее счет в большом количестве биотита и плагиоклаза.

Вдоль того же шоссе выступают двуслюдяные сланцы, секущиеся окварцованным тремолитово-биотитовым габбро, которое, в свою очередь, пересекается амфиболитизированным пироксенитом. Габбро одновременно сечется аплитом и биотитовым кварцево-диоритовым пегматитом. Тонкие прожилки кварца внедряются также и в пироксенит, что указывает на более древний возраст последнего, нежели процесса окварцевания, а следовательно, и гранита.

Вблизи обнажается массив микроклинизированного пироксеново-роговообманкового габбро, секущегося пироксенитовым порфиритом и мелкозернистым роговообманковым гранитом. Пироксенитовый порфирит пересекается эпидот-цоизитовой жилой, повидимому, генетически связанной с гидротермальной стадией остывания гранитов.

Здесь же, неподалеку обнажается роговообманковое габбро, которое сечется жилой мелкозернистого микроклинизированного роговообманково-

го габбро в 0,3 метра мощностью и вместе с ним испещрено жилками гранитоида.

Окварцованное тремолит-биотитовое габбро состоит из ровно угасающего, образующего скопления кварца, всегда серицитизированного идиоморфного и сдвойникового плагиоклаза (№ 40 — 45) и лучистой и волокнистой роговой обманки (тремолита), в которой наблюдаются пятна биотита, встречающегося также в виде отдельных чешуек.

Амфиболитизированный пироксенит состоит из моноклинного пироксена, образованной за его счет роговой обманки, биотита и хлорита. Из второстепенных минералов встречается только рудный минерал.

Массив микроклинизированного габбро слагается породами различного типа. Здесь мы встречаем микроклинизированное пироксеново-роговообманковое габбро, микроклинизированное пироксеново-биотитовое габбро и микроклинизированное роговообманковое габбро. Все эти породы описаны в ряде работ, посвященных Дзирульскому массиву (9, 10, 11, 14 и др.).

Перечисленные разновидности габбро отличаются друг от друга лишь интенсивностью микроклинизации, количеством образовавшейся за счет моноклинного пироксена роговой обманки и степенью биотитизации последней. Ни одна из названных разновидностей кварца не содержит, хотя привнос кремния не вызывает сомнений. Видимо, весь кремний пошел на преобразование относительно более основных железо-магнезиальных минералов в менее основные разновидности, по схеме: пироксен  $\rightarrow$  роговая обманка  $\rightarrow$  биотит.

Калиевый полевои шпат встречается в малом количестве. Надо полагать, что значительная часть привнесенного калия была израсходована на биотитизацию роговой обманки. Плагиоклаз основного состава; всегда в той или иной степени серицитизирован и пелитизирован. Моноклинный пироксен выглядит свежим; несмотря на это наблюдается замещение его роговой обманкой, которая, в свою очередь, местами переходит в биотит. Последний частично или полностью хлоритизируется, иногда же эпидотизируется. Эпидот и цоизит образуют жилки и скопления и кроме того, рассеяны по всей породе в виде отдельных зерен. Эти минералы образовались в основном, повидимому, в результате амфиболитизации пироксена. Продукты распада пироксена переходили в раствор, мигрировали в верхнюю часть массива и, при соответствующих условиях, осаждались в трещинах в виде жил или рассеивались по всей породе, выделяясь в виде отдельных кристаллических индивидов.

Жильный мелкозернистый роговообманковый гранит несомненно магматического происхождения. Он характеризуется гранитовой структурой. Его мы рассматриваем как апофизу крупного гранитного массива. Ультра-

кислая магма, которая на своем пути ассимилировала материал вмещающих основных пород, выкристаллизовалась в виде сравнительно основного гранита, содержащего, наряду с кварцем, калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, в значительном количестве призматическую роговую обманку, частично перешедшую в биотит. Из аксессуаров в заметном количестве присутствуют циркон, сфен, апатит и рудный минерал, образование которых связано с процессом метасоматоза.

В ущелье реки Гезрула (правый приток реки Дзирула) имеется значительное по размерам обнажение роговообманково-биотитового габбро. Это габбро видимых инъекций лейкократового материала не обнаруживает. Состоит из крупных сдвойникованных, иногда замещенных кальцитом и пренитом, кристаллов плагиоклаза из ряда лабрадора, трещины которого заполнены хлоритом, роговой обманки и хлоритизированного биотита с эпидотом. Из аксессуаров присутствуют сфен и рудный минерал.

Химический состав габбро (см. хим. анализ № 7) несколько необычен, особенно это касается содержания  $\text{SiO}_2$ . Большое количество  $\text{K}_2\text{O}$ , по видимому, обусловлено наличием биотита и светлой слюды.

Образец роговообманково-биотитового габбро, взятый из другой части того же габбрового массива, обнаруживает несколько замаскированную, благодаря присутствию кварца, панидиоморфно-зернистую структуру. Крупнозернистый кварц, который проявляет волнистое погасание, распределен более или менее равномерно, вследствие чего он не похож на инъекционный минерал, но основной в общем характер породы и сходство ее с другими однотипными породами, указывает на его привнесенный характер. Присутствующий в породе серицитизированный и сосюртитизированный плагиоклаз имеет состав андезина; по видимому, он частично деанортитизирован. Роговая обманка подвержена также частичной биотитизации. Биотит же, в свою очередь, хлоритизирован.

Как видно из приведенного краткого описания, оба типа габбро относительно слабо инъекционированы лейкократовым материалом. Несмотря на это, во втором случае инъекция более заметна, нежели в первом, что выражается в наличии кварца и частичной деанортитизации плагиоклаза до ряда андезина.

В этих породах обращает на себя внимание то, что несмотря на явно инъекционный характер кварца, последний распределен в породе равномерно, не оставляя впечатления привнесенного минерала. Наряду с привнесением кварца, описанные только что породы обнаруживают и привнос калия, потребляющегося в процессе биотитизации и серицитизации.

Можно совершенно определенно утверждать, что в Дзирульском массиве, а также в других древних кристаллических массивах Кавказа, нет ни одной габбровой или подобной ей основной породы, которая содержала бы

первичный кварц, первичный калиевый полевой шпат и первичный кислый или средний плагиоклаз. Возникает вопрос, имеются ли таковые вообще?

В ущелье реки Думала (правый приток реки Дзирула), в двух километрах от ее устья, среди сильно выветрелых, вероятно биотитовых сланцев (преобразованных амфиболитов) залегает роговообманково-биотитовое габбро, которое даже макроскопически обнаруживает инъекции гранитного материала. Структура породы панидиоморфно-зернистая. В состав габбро, то в большем, то меньшем количестве, входит явно инъецированный кварц, образующий иногда крупные, ровно угасающие зерна. Распределен он либо равномерно, либо образует скопления мелких зерен, которые окаймляют идиоморфный плагиоклаз габбро. В отдельных случаях кварц, в виде вытянутых язычков, врезается в плагиоклаз. Местами наблюдаются жилородные кварцевые тела.

В описываемом массиве, вследствие более интенсивного привноса кварца и другого лейкократового материала гранитной магмы, процесс деанортитизации плагиоклаза доходит до образования олигоклаза, хотя присутствует также плагиоклаз из ряда андезина. Плагиоклаз сильно серицитизирован, преницитизирован и сосюритизирован. Более интенсивной является серицитизация. Часто периферическая часть зерен плагиоклаза свежая, центральная же их часть нацело серицитизирована. Роговая обманка и в этом случае проявляет биотитизацию. Биотит присутствует также в виде отдельных чешуй. Из аксессуарных минералов встречаются апатит, циркон и рудный минерал.

В ущелье реки Сабанелас-геле ( у сел. Личи) гнейсовидные кварцевые диориты, о которых речь будет идти ниже, содержат многочисленные, иногда довольно крупные ксенолиты сильно испещренного лейкократовым материалом роговообманково-биотитового габбро, которое состоит из сильно серицитизированного и сосюритизированного, редко кальцитизированного плагиоклаза, также сильно хлоритизированной и эпидотизированной роговой обманки и интенсивно хлоритизированного биотита, образованного, по видимому, за счет роговой обманки. Из аксессуаров присутствуют апатит, рудный минерал и, в большом количестве, сфен — продукт контактного метаморфизма. Кое-где встречаются мелкие прожилки калиевого полевого шпата.

Вдоль ущелья реки Черат-хеви в гранитоидах во многих местах содержатся ксенолиты габбровых пород. Около горы Ломиса обнажается наиболее крупный габбровый массив, который по нашим наблюдениям сечет роговообманково-биотитовые сланцы — преобразованные в результате метаморфизации амфиболиты. Габбро во многих местах пересекается лейкократовым гранитоидом. Последний вследствие внедрения в габбро обогащается железо-магнезиальными минералами. С роговой обманкой габбро-



вой породы реагирует привнесенный калий, постепенно преобразовывая ее в биотит. Не вызывает сомнений, что биотит гранитоидов, внедренных в габбро, целиком такого происхождения. Когда весь калий расходуется на биотитизацию роговой обманки и серицитизацию плагиоклаза, калиевый полевой шпат не образуется или образуется редко. Это особенно хорошо наблюдается в инъецированных габбро и маломощных жилах гранитоида, секущих габбро. Нередко биотит частично или целиком переходит в хлорит, причем выделяется игольчатый рутил (сагенит).

Роговая обманка непосредственную хлоритизацию, минуя процесс биотитизации, испытывает редко. Рудный минерал образуется при распаде железо-магнезиальных минералов — биотитизации роговой обманки и, главным образом, хлоритизации биотита. Циркон часто располагается в биотите, это указывает на образование его при процессе биотитизации роговой обманки, и исчезает, как это будет видно ниже, во время мусковитизации биотита. Образование апатита связано также с внедрением ультракислой магмы во вмещающие основные магматические породы, поскольку он образует иногда скопления вблизи ксенолитов.

Также, как и в других описанных выше габбровых породах, в габбро ущелья реки Черат-хеви наблюдается, что под воздействием вторгшейся ультракислой магмы порода приобретает все более и более кислый характер. Не вошедшая в реакцию двойного обмена свободная кремнекислота выкристаллизовывается в виде кварца. Постепенно альбитизируется основной плагиоклаз; протекает ли этот процесс в результате привноса натрия или процесса деанортитизации без привноса натрия, для нас еще не совсем ясно. Если в незначительно преобразованных габбро плагиоклаз отвечает №№ 60 — 70, то при более сильном его изменении мы имеем №№ 40, 25, 20, в результате же сильного изменения породы и далеко зашедшего процесса деанортитизации номер плагиоклаза колеблется в пределах от 5 до 10.

Продукты деанортитизации выделяются, главным образом, в виде кальцита, эпидота, соссюрита и пренита. Среди продуктов распада плагиоклаза часто наблюдаются пелитовое вещество и серицит.

Инъекционный метаморфизм в рассматриваемых габбровых породах вызывает также перерождение структуры. Панидиоморфная структура преобразовывается в паналлотриоморфную или даже гипидиоморфную. Метаструктура выглядит иногда как первично магматическая, вследствие чего изучение отдельных образцов может привести к ошибочным заключениям.

Перейдем теперь к характеристике преобразованных амфиболитов (кристаллических сланцев), рассматривая их в порядке возрастания степени метаморфизации.

Роговообманково-биотитовые сланцы. Как уже отмечалось, под воздействием внедрившейся лейкократовой магмы получают темносерые, почти черные рассланцованные породы — роговообманково-биотитовые сланцы, которые полностью или частично осваивают инъецированный материал. При наличии в породе инъецированного материала, оставшегося после протекавших в ней реакций двойного обмена, к названию породы мы прибавляем прилагательное «инъецированный».

Рассматриваемые сланцы почти всегда обнаруживают сланцеватую текстуру. Структура иногда порфиризовидная, что обусловлено присутствием плагиоклаза, окаймленного сравнительно мелкозернистым инъецированным материалом.

В состав породы входят кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговая обманка, биотит и акцессоры — циркон, апатит, сфен, ортит и рудный минерал. Не все названные минералы одновременно присутствуют во всех описываемых сланцах. Это относится, главным образом, к калиевому полевоому шпату, наличие которого зависит от интенсивности инъекции, а также к роговой обманке, которая частично или полностью переходит в биотит. Калий целиком или частично расходуется на биотитизацию.

Кварц обычно входит в состав породы в небольшом количестве, реже он совершенно отсутствует. Порой в нем имеются включения игольчатых кристаллов рутила. Кварц несомненно является инъецированным, хотя его привнесенный характер не всегда в одинаковой мере очевиден. Он образует зерна различных размеров, которые располагаются вдоль сланцеватости породы или окружают идиоморфный плагиоклаз. Иногда мелкие прожилки кварца пересекают плагиоклаз и калиевый полевой шпат. В случае наличия последнего, он чаще входит в состав микропегматитовых и мирмекитовых вростков, иногда же встречается в виде жилородных тел и самостоятельных кристаллов.

Плагиоклаз (олигоклаз) количественно преобладает над другими минералами. Образует как крупные, сильно серицитизированные, так и мелкие свежие кристаллы, похожие на основную массу порфировых пород. Крупные кристаллы плагиоклаза несомненно являются первичными, а мелкие — инъекционного происхождения. Среди мелких кристаллов встречаются отдельные измененные зерна, являющиеся, по видимому, остатками плагиоклаза амфиболита.

Роговая обманка обыкновенная, с  $CNg = 14 - 16^{\circ}$ . Местами в ней наблюдаются пятна биотита, свидетельствующие о начавшемся процессе биотитизации. Биотит присутствует в том или ином количестве во всех сланцах. Он свежий или частично хлоритизированный. В нем иногда наблюдаются пятна эпидота или цоизита, выделившихся, по видимому, при

биотитизации роговой обманки. Эпидот встречается в породе также в виде отдельных зерен. Чешуи биотита иногда разорваны и сцементированы агрегатом мелких зерен кварца и плагиоклаза. Циркон приурочен, главным образом, к биотиту; характеризуется плеохроичными двориками. Его образование связано с процессом биотитизации роговой обманки, так как в последней он не встречается. Апатит содержится в довольно большом количестве. Приурочен он к железо-магнезиальным минералам, иногда образует включения в плагиоклазе; происхождение его вероятно также контактовое. Сфен встречается не во всех образцах, но в отдельных случаях присутствует в значительном количестве; образует мелкие неправильные, иногда плеохроирующие кристаллы. Он, повидимому, тоже является новообразованным минералом. Рудный минерал возникает за счет диссоциации железо-магнезиальных силикатов.

Рассмотренные породы, как видно из приведенного описания, до иньекционного и термального метаморфизма представляли собой амфиболиты. Плагиоклаз этих пород сильно изменен — серицитизирован и соссюритизирован. При более интенсивной инъекции плагиоклаз как-бы очищается от вторичных продуктов, которые переходят в раствор, мигрируют в верхние части массива, а затем, при соответствующих условиях, выпадают как первичные минералы для данной среды. На фоне привнесенного мелкозернистого кварцево-полевошпатового материала, плагиоклаз придает породе порфиривидный облик. В отдельных случаях мелкие его обломки встречаются среди явно иньектированного материала в виде ксенолитов. Входящие в состав этих пород кварц, калиевый полевой шпат и, возможно, часть плагиоклаза являются привнесенными.

Биотит несомненно образовался за счет роговой обманки в результате иньекционного метаморфизма. Образование акцессорных минералов обусловлено тем-же фактором. Об этом свидетельствуют в отдельных случаях их большие скопления, приуроченные к железо-магнезиальным минералам, и отсутствие или незначительное содержание этих минералов во вмещающих основных магматических породах, в частности, — в амфиболитах. Так, например, как уже было отмечено, включений циркона в роговой обманке не наблюдается, в то время как в биотите, несомненно являющемся продуктом преобразования роговой обманки, этот минерал иногда появляется в большом количестве. Данные о химическом составе роговообманково-биотитовых сланцев приводятся в таблице (10, 11).

Биотитовые и двуслюдяные сланцы. На следующем этапе преобразовательного процесса, направленного к установлению равновесной системы, возникают биотитовые сланцы, которые, в отличие от предыдущих пород, не содержат роговой обманки, или содержат ее в незначительном количестве. Наряду с этим наблюдается образование муско-

вита за счет биотита. Кроме того, в этих породах почти всегда содержится неосвоенный инъецированный материал в виде присутствующего всегда кварца и, реже, калиевого полевого шпата. Плаггиоклаз этих пород олигоклазового ряда.

В рассматриваемых породах привнос лейкократового материала наблюдается в большем количестве, нежели в породах предыдущей группы — роговообманково-биотитовых сланцах, что видно также из данных химических анализов (№ 9). В роговообманково-биотитовых сланцах  $\text{SiO}_2 = 50,82; 50,12\%$ , в биотитовом же сланце —  $54,90\%$ . В последней породе, по сравнению с первыми двумя, содержание  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  значительно меньше, зато  $\text{K}_2\text{O}$  здесь больше. Тоже можно сказать и о содержании  $\text{Na}_2\text{O}$ , которого в биотитовом сланце много больше.

Инъекции лейкократового материала в этих породах почти всегда располагаются вдоль сланцеватости. Изредка они разветвляются и располагаются поперек сланцеватости, вследствие чего нарушается параллельная полосчатость породы. Иногда полосы обладают различным составом. Наблюдается чередование следующих полос: биотит-мусковитовых, чисто кварцевых, богатых плаггиоклазом кварцевых и почти только плаггиоклазовых. Очень редко встречаются почти чистые биотит-мусковитовые сланцы, которые содержат единичные зерна плаггиоклаза. Такие сланцы образуют толстую пачку (полосу) среди более распространенных сланцев, описанных в этой главе.

В более толстых кварцево-плаггиоклазовых пачках взаимоотношения между плаггиоклазом и кварцем не являются характерными для гранитовой структуры. Плаггиоклаз в отношении к кварцу только в некоторых случаях является идиоморфным, чаще же плаггиоклаз и кварц образуют мелкозернистую смесь. Нередко они врастают друг в друга. Иногда в крупных зернах кварца сидит плаггиоклаз, окруженный калиевым полевым шпатом. В отдельных случаях биотит вступает в химическую реакцию с веществом плаггиоклаза, вследствие чего на границе названных двух минералов образуется мусковит. Между всеми тремя минералами переход постепенный, благодаря чему они оставляют впечатление одного цельного индивида. В результате описанной реакции двойного обмена, повидимому, с участием привнесенного вещества-растворителя, плаггиоклаз сростается с кварцем, образуя микропегматит. Наряду с этим, в той же породе наблюдается мусковитизация отдельных чешуек биотита. Мусковит образуется за счет биотита, переходя к периферии в волосовидный минерал, который от мусковита отличается только лишь своим габитусом. Интерференционные цвета, погасание и другие признаки подобны таковым мусковита. Аналогичный волосовидный минерал образуется и за счет биотита. Иногда же, повидимому, при полных псевдоморфозах, описанный минерал встречается отдель-

но, походя в таком случае на волосовидный силлиманит (фибrolит). В той же породе присутствует кордиерит, представленный крупными кристаллами. В нем иногда в довольно большом количестве присутствуют биотит и силлиманит. Он испещрен жилками минерала, похожего на серпентин.

В описанных породах встречаются те же акцессорные минералы, что и в предыдущих, и в тех же условиях. В одном случае в полосчато-инъекционном двуслюдяном сланце, в слюдяной полосе был встречен зелено-голубой минерал, обладающий низкими интерференционными цветами и высоким рельефом, почти изотропный, похожий на хлоритоид. В рассмотренных породах при мусковитизации биотита наблюдается исчезновение циркона.

Гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты. В результате интенсивной инъекции лейкократовой магмы образуются гнейсовидные кварцевые диориты. Таким образом, гнейсовидные кварцевые диориты отличаются от рассмотренных выше слюдяных сланцев, в основном, преобладанием привнесенного материала над преобразованным материалом вмещающих основных пород. Поэтому отнесение их к кварцевым диоритам является условным. В отдельных же случаях с полным правом породу можно было бы именовать как слюдяным сланцем, так и гнейсовидным слюдяным кварцевым диоритом.

В большинстве случаев, описываемые породы обнаруживают гнейсовую (полосчатую) текстуру, что обусловлено присутствием полус биотита, реликта слюдяных сланцев. Структура породы часто гипидиоморфнозернистая, иногда замаскированная, по видимому, в результате последующих инъекций кварца и микроклина, благодаря чему образуется порода, которую мы называем микроклинизированным гнейсовидным слюдяным кварцевым диоритом. Эта порода иногда обнаруживает порфиоровидную структуру, приобретенную метасоматическим путем, благодаря образованию крупных кристаллов микроклина в результате привноса калия в гнейсовидные слюдяные кварцевые диориты.

Порфиоровидная структура образуется также в том случае, когда вокруг подчас сильно измененного реликтового плагиоклаза основных пород располагается мелкозернистый кварцево-плагиоклазово-калишпатовый инъекционный материал. В инъекционной мелкозернистой «основной массе» наблюдается множество мирмекитовых и микропегматитовых ростков кварца с плагиоклазом или с калиевым полевым шпатом.

Порфиоровидный остаточный плагиоклаз обладает не идиоморфными, а овальными очертаниями. Кварц описываемых пород представлен зернами двух видов — крупными и мелкими. Оба они инъекционного происхождения и образуют ксеноморфные зерна с ровным и волнистым погаса-

нием. В отдельных случаях кварц включает игольчатые кристаллы рутила. Иногда он расположен участками или входит в состав мелкозернистой «основной массы». Калиевый полевой шпат представлен свежими решетчатыми или нерешетчатым микроклином. Он входит в мелкозернистую «основную массу», а также образует порфириовидные вкрапленники.

Плагиоклаз из ряда альбита, олигоклаза, реже андезина, является результатом деанортитизации плагиоклаза основных пород. В составе описываемых пород роговая обманка встречается как исключение. Сюда содержится в большом количестве. Она располагается полосами или образует скопления. Представлена биотитом и, в том или ином количестве, образованным за его счет мусковитом, присутствующим почти всегда. Биотит иногда хлоритизируется, в связи с чем местами выделяется игольчатый рутил (сагенит). Из второстепенных минералов встречается, включенный в биотит, циркон с плеохроичными двориками, который вследствие распада приобретает мутновато-серую окраску; апатит присутствует иногда в значительном количестве и связан также с биотитом; сфен встречается не всегда. Он включен в биотит и представлен как мелкими, так и крупными зернами. Такой же сфен наблюдается и в вышеописанных кристаллических сланцах, в связи с биотитизацией роговой обманки.

Порфириовидные роговообманково - биотитовые кварцевые диориты. Вдоль Дзирула-Сурамского шоссе, между селениями Вертквила и Хуневи и в некоторых других местах, обнажаются роговообманково-биотитовые кварцевые диориты, местами содержащие только биотит, в которых содержится неравномерно распределенный калиевый полевой шпат. Порода (см. хим. анализ № 12) характеризуется гипидиоморфно-зернистой структурой и состоит из небольшого количества ксеноморфного кварца со слегка волнистым погасанием, образующего иногда жилки; серицитизированного, сосюритизированного, иногда же кальцитизированного, идиоморфного и сдвойникового плагиоклаза из ряда олигоклаза, присутствующего в большом количестве; биотита, пространственно связанного с роговой обманкой, которая иногда разъедена хлоритизированным биотитом, трещины отдельных чешуек которого заполнены эпидот-цоизитовым минералом, выделившимся при инъекционном метаморфизме породы.

Крупные кристаллы калиевого полевого шпата придают породе порфириовидный облик.

Из второстепенных минералов присутствует в значительном количестве сфен, а в небольшом количестве — рудный минерал, циркон и апатит. Рудный минерал, как и в описанных выше породах, связан с биотитизацией роговой обманки и хлоритизацией биотита. Все другие второстепенные минералы образованы под воздействием лейкократовой магмы на вмещающие основные магматические породы.

Порфиroidные роговообманково-биотитовые кварцевые диориты, по-видимому, образовались не за счет амфиболитов, а габбро, секущих амфиболиты. В пользу этого предположения свидетельствует отсутствие гнейсовидности у кварцевых диоритов, присутствие непреобразованной роговой обманки, обладающей вместе с биотитом участковым развитием, а также близость данных пород к описанным выше слабо инъецированным роговообманково-биотитовым габбро реки Гезрула.

Для порфиroidного роговообманково-биотитового кварцевого диорита и двух габбро (см. таблицу химических анализов, №№ 7, 8, 12), была построена вариационная диаграмма (рис. 2) по тому же способу, как и для описанных выше амфиболитов. Из диаграммы видно, что с уменьшением содержания  $\text{SiO}_2$ , наблюдается увеличение  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Такая же зависимость проявляется между  $\text{SiO}_2$  с одной стороны и  $\text{MgO}$  — с другой. В случае  $\text{SiO}_2$  с  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  она нарушается; это объясняется тем, что упомянутый кварцевый диорит по своему составу является несколько необычной породой, поскольку процесс преобразования здесь не дошел до конца.

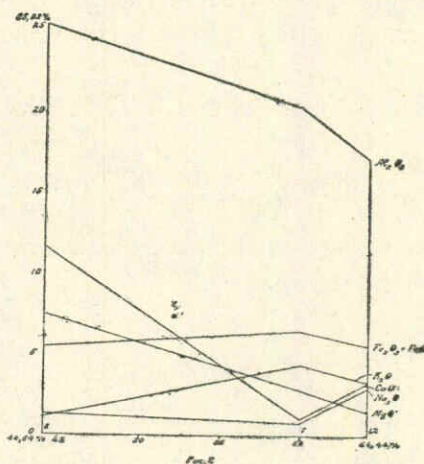


Рис. 2

Биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гранитоиды. В пределах ущелья реки Дзирула, т. е. на площади преимущественного распространения основных по химическому составу пород — амфиболитов и габбро, в результате преобразования которых лейкократовой магмой получились различные кристаллические сланцы и гнейсовидные кварцевые диориты, — типичные гранитоиды встречаются редко. Они приурочены, главным образом, к нижнепалеозойской метаморфической свите, о которой речь будет идти ниже.

В рассматриваемой части массива гранитоиды обладают гранитовой структурой и, в отдельных случаях, гнейсовидной текстурой. Слагаются они из характерных для гранитоидов минералов — кварца, который образует скопления, указывающие на его привнесенный характер, плагиоклаза, образующего пелитизированные и серицитизированные кристаллы; в меньшем количестве встречаются также относительно свежие кристаллы. Измененный плагиоклаз, повидимому, является реликтом (ксенолитом) вмещающих основных пород. Кроме того, в состав породы часто входят решетчатый, слегка пелитизированный микроклин и хлоритизированный биотит. Из второстепенных минералов содержатся циркон и рудный минерал.

В отдельных случаях наблюдается, что лейкократовая магма, внедряясь в биотитовые сланцы, постепенно пропитывает их, а сланцевый материал (слюда), в свою очередь, рассеиваясь в лейкократовой породе, придает ей типичный для гранитоидов облик.

Таким образом, при интенсивном привносе лейкократового гранитного материала кристаллические сланцы претерпевают более глубокое преобразование и возникают описанные ранее гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты и различные гранитоиды, по составу отвечающие чаще банатитам.

Г. М. Смирнов, Н. Ф. Татришвили и Т. Г. Казахавили (9) по этому поводу еще в 1937 году писали: «Данный кварцевый диорит (речь идет о гнейсовидных кварцевых диоритах северо-восточной части Дзирульского массива — Г. З. и Н. Т.) имеет гранодиоритовые и банатитовые фации, причем всюду, где содержится калишпат, он образует крупные порфировидные выделения» (стр. 78).

Как в цитированной работе, так и в работе, опубликованной годом позже (10), впервые совершенно определенно высказано мнение о широко развитых в Дзирульском массиве процессах микроклинизации. «В то время, как все остальные компоненты, как кварц, плагиоклаз и биотит, подвержены сильному динамометаморфизму, калишпат остается свежим. Выделение его после кварца, о чем свидетельствует включение кварца в него и жилки его в последнем, а также свежесть относительно остальных компонентов, дает нам основание предполагать, в некотором смысле даже и решить, что калишпат для данных пород является чуждым, привнесенным элементом. При этом количество его сильно варьирует, давая переходные разности от гранитов к диоритам через банатитовый тип, почему мы и назвали их банатитами. По существу породы эти являются рассланцованными» (стр. 18).

Таким образом, калишпат в этих породах всюду считается привнесенным, включая очевидно также и порфировидные выделения.





Не вдаваясь в критику взглядов автора, отметим только, что сама же она пишет: «При полевых наблюдениях среди дзирульских гранитоидов действительно различаются: 1) серые, местами гнейсовидные кварцевые диориты и гранитогнейсы и 2) различные розовые гранитоиды», и, следовательно, на основании геологических данных, приходит к заключению о существовании двух типов гранитоидов. Затем ею описываются три типа гранитоидов и допускается их образование в три фазы, причем не приводятся доказательства, почему эти две или три фазы должны быть отнесены к одному геологическому циклу, а не свидетельствовать о двух возрастных типах гранитоидов.

Кстати, нельзя не отметить, что мнение об образовании гранитоидов Дзирульского массива в результате многофазной активности гранитной магмы в течение одного геологического цикла также не является новым.

Вот что писали по этому вопросу Г. М. Смирнов, Н. Ф. Татришвили и Т. Г. Казахашвили (9, стр. 107): «На основании вышеизложенного можно установить, что первая фаза изверженной деятельности представлена кварцевым диоритом с его гранодиоритовыми фациями и породой, которую мы выделили под названием банатит... Породы первой фазы мы до сего времени условно относили к докембрийской серии; в настоящее время, как видно из предшествующей главы, есть основание считать их за нижнепалеозойские. Последующей фазой является нормальный гранит с аляскиотовыми фациями палеозойского возраста».

Детальнее все затронутые вопросы (не только в отношении Дзирульского, но и Храмского и Локского массивов) рассмотрены в наших работах 1950 и 1951 гг., хранящихся в фондах Института Геологии и Минералогии АН СССР и выводы которых переданы в печать, а частично опубликованы (3,4).

**Аплиты и пегматиты.** Аплиты и пегматиты встречаются на рассматриваемой территории массива не везде. Они секут все вышеописанные породы, встречаясь, главным образом, в гнейсовидных кварцевых диоритах и гранитоидах.

Аплиты имеют жильный характер. Состоят они из кварца, пелитизированного плагиоклаза, калиевого полевого шпата и, в небольшом количестве, биотита и мусковита.

В ущелье реки Мечхетура, вблизи ее устья, микроклинизированный кварцевый диорит сечется жилой аплита. Структура паналлотриоморфная. Порода состоит из волнисто погасающего или раздробленного кварца, большого количества почти совершенно свежего микроклина, корродированного последним, почти совершенно перерожденного плагиоклаза и образованного, повидимому, за счет биотита мусковита.

В том же ущельи гнейсовидный кварцевый диорит сечется жилой пег-

матита, которая с периферии начинается двуслюдяным гранитом. Его сменяет крупнозернистый мусковитовый пегматит. Последний сменяется крупнозернистой полосой, состоящей из срастания кварца с микроклином: в молочно-белый кварц как бы погружены большие кристаллы микроклина, длина которых достигает 10 см, а ширина 5 см.

Пегматит, обнажающийся в ущелье реки Рикотула, крупнозернистый и неоднородный. Состоит из кварца, калиевого полевого шпата и крупных кристаллов сильно пелитизированного и слегка серицитизированного плагиоклаза, который с калишпатам образует микропегматитовые сростки. Псевдоморфозы хлорита по биотиту переполнены мелкими зернами рудного минерала. Из второстепенных минералов встречается несколько округлых зерен граната и мелкий апатит.

Пегматитовые жилы особенно широко развиты в районе сел. Шроша. Наиболее крупная жила, известная в местности Джвари, описана Е. В. Кузнецовой (7).

Диабазо-порфириды, секущие гранитоиды. Наиболее молодыми магматическими образованиями района являются различные порфириды, секущие не только гранитоиды, но и пегматиты.

В ущелье реки Вашлевура, в 300 метрах от ее устья, в левом борту реки микроклинизированный гнейсовидный кварцевый диорит сечется двумя жилами. Одна, азимут простирания которой  $NO 60^\circ$ , представлена мусковитовым гранитом, другая же, азимут простирания которой  $SO 100^\circ$ , — сильно кальцитизированным диабазо-порфиритом. Последняя одновременно сечет и мусковитовый гранит.

Вдоль Дзирула-Сурамского шоссе, вблизи устья реки Вашлевура, микроклинизированный гнейсовидный кварцевый диорит сечется жилой атакситового порфирита в 0,5 метра мощностью, азимут простирания которой  $SO 130^\circ$ .

Диабазо-порфирит состоит из разложенного плагиоклаза и нацело кальцитизированного железо-магнезиального минерала.

Атакситовый порфирит слагается из двух различных по структуре частей, располагающихся брекчиевидно. Одна часть обломков представлена роговообманковым порфиритом, другая же — пироксеновым порфиритом.

Порода, повидимому, образована в результате двукратного вторжения магмы. При первом импульсе сформировался пироксеновый порфирит, пироксен которого впоследствии подвергся амфиболитизации. Благодаря второму импульсу магмы, роговообманковый порфирит подвергся дроблению и обломки его были сцементированы, в результате чего образовался атакситовый порфирит.

Описанные основные жильные магматические породы, встречающиеся и в других местах Дзирульского кристаллического массива, повидимому,

являются частично корнями байосской эффузивной деятельности, частично же представляют собой палеозойские образования.

### Свита нижнепалеозойских метаморфических сланцев и приуроченных к ней пород

Материнские породы, давшие нижнепалеозойскую метаморфическую свиту, являются геосинклинальным образованием. Установление границ нижнепалеозойской геосинклинали является трудной задачей, ввиду смыва большей части свиты и ее ассимиляции гранитной магмой.

Свита развита в двух районах Дзиркульского массива — Чорчана-Уцлевском и Бжиневском. В первом месте она образует четырнадцатикилометровую полосу, максимальная ширина которой достигает 1,5 км (см. рис. 3). Выход у селения Бжиневи значительно меньше. Простираение выходов свиты и плоскостей сланцеватости северо-восточное.

В этой свите встречаются различные основные и ультраосновные породы — серпентиниты, габбро и др. — одновозрастные, повидимому, описанным выше породам, секущим материнские породы кристаллических сланцев. Названные породы образовались в результате магматической деятельности, синхроничной осадконакоплению пород, давших описываемую свиту. Они претерпели подчас сильную метаморфизацию; ультраосновные породы преобразовались в серпентиниты, а габбро — в амфиболиты.

Амфиболиты и серпентиниты, подвергшиеся оталькованию, встречаются лишь в Чорчана-Уцлевском выходе свиты. Серпентиниты залегают всегда согласно. Они секутся габбро. Ясная картина такого сечения наблюдается в выходе серпентинита севернее селения Чорчана, в северном его контакте, по дороге, идущей в направлении Тетри-миндори. В названном пункте серпентинит сечется несколькими жилами мелкозернистого габбро, мощностью до одного метра. Азимут простираения жилы NO 40°.

В русле реки Лопанис-Цхали, у южной границы свиты, имеется выход амфиболита, испещренный жилками, состоящими из материала гранитной магмы.

В окрестностях селения Чорчана, в местности Дедакала, линза мрамора, залегающая в сланцах свиты, сечется гиперстеновым порфиритом, обнаруживающим серпентинизацию.

Чорчана-Уцлевский выход метаморфических сланцев часто сечется розовыми мелкозернистыми гранитоидами и апофизами последних — кварцевыми порфирами, слагающими среди сланцев скалистые обнажения.

Оталькование части серпентинитов связано с гидротермальной стадией гранитной магмы, доказательством чего является наличие кварцевых прожилков в оталькованных участках. Кроме того, в серпентинитах реки Чешори, наряду с оталькованными участками, кое-где наблюдаются тальковые

прожилки в 2—3 см мощностью, обнаруживающие кристаллическое строение. Их образование можно объяснить следующим образом: в процессе преобразования серпентина в тальк под влиянием гидротерм, тальковые частицы переходили в раствор, мигрировавший вдоль трещин в верхние горизонты свиты, и в определенных местах выпадали вновь. Наличие в филлитовых сланцах талька (пропитанных тальком филлитов) можно объяснить этим же процессом.

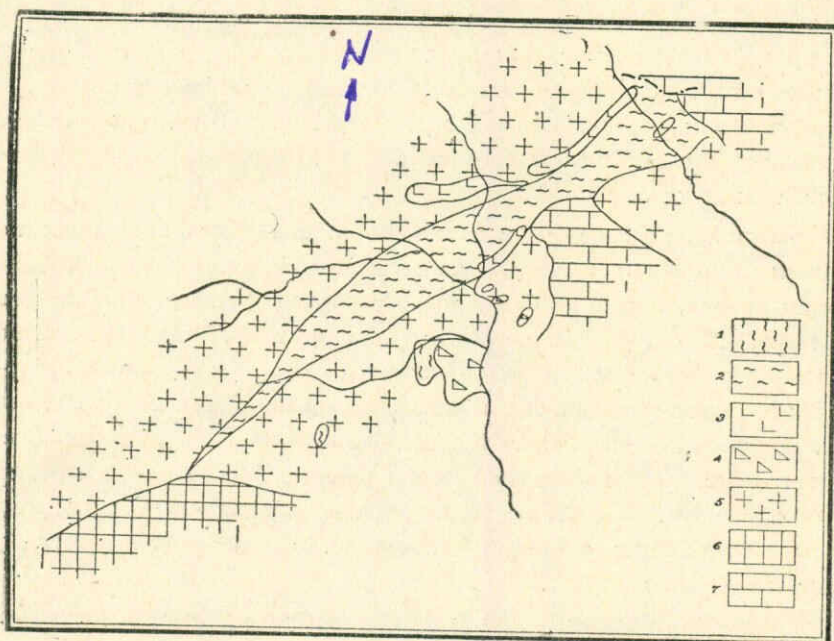


Рис. 3. 1) Кристаллические сланцы, 2) нижнепалеозойская метаморфическая (филлитовая) свита, 3) серпентиниты, 4) габброиды, 5) гранитоиды, 6) байосская порфиритовая свита, 7) меловые осадки

Таким образом, более древний возраст серпентинитов, амфиболитов и габбро по сравнению с гранитоидами не вызывает сомнений.

В метаморфической свите кое-где встречаются жилы диабазо-порфировых пород, которые, если судить по степени их метаморфизации, не могут быть отнесены к породам синхроничным свите. Они, повидимому, являются более молодыми образованиями и, вероятно, одновозрастны с породами, секущими гранитоиды.

В нижнепалеозойской метаморфической свите Дзирульского массива встречаются различные осадочные породы. Они изучались нами по разрезам, составленным вкрест простирания. В результате изучения нескольких разрезов выяснилось, что эта свита не обнаруживает постепенного возра-

стания степени метаморфизма в каком-нибудь определенном направлении. Это свидетельствует о том, что свита претерпела метаморфизм, в основном, не в геосинклинальную стадию геологического цикла, а в стадию орогенеза, когда осадки в значительной степени были уже собраны в складки и происходило внедрение крупных масс лейкократовой магмы, явившейся главным метаморфизиующим фактором для данной свиты.

Ниже приводится характеристика главных типов пород, слагающих метаморфическую свиту, от менее метаморфизованных к более метаморфизованным.

**Аркозовые песчаники.** Порода темносерая, слабо сланцеватая, с налетами лимонита. В состав породы входят обломки кварца, различных размеров и формы, плагиоклаза, слюды и апатита, сцементированные тонкозернистым материалом того-же состава, с примесью значительного количества лимонита.

**Граувакковые песчаники.** Серая рассланцованная порода с налетами лимонита. Структура blastosammittovaya. В состав породы входят обломки кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, микропегматита и различных пород, представленных порфиритами, кварцево-плагиоклазовой, кварцево-плагиоклазово-хлоритовой, плагиоклазово-калишпатово-хлоритовой и кварцево-мусковитово-плагиоклазовой породами и глинистыми сланцами. Часть обломков представлена песчаниками. Встречаются также содержащие графит или целиком графитовые обломки, к которым примешиваются чешуйки хлорита. В состав цемента обычно входят кварц, серицит, мусковит, хлорит, кальцит, а иногда плагиоклаз. В цементе попадают циркон, апатит и рудный минерал.

Названные обломки пород и цементирующее вещество встречаются не во всех граувакково-аркозовых песчаниках одновременно.

Кварц преобладает над другими обломками. Имеет зубчатые контуры, что объясняется, повидимому, растворением и реакционным взаимоотношением с веществом цемента при метаморфизации. Некоторые крупные зерна обнаруживают волнистое погасание, или даже раздроблены и вновь залечены цементирующим веществом. Иногда встречается инъецированный кварц, образующий прожилки и скопления. Калиевый полевой шпат присутствует в подчиненном количестве. Встречается в виде пертитовых и микропегматитовых вростков. Часто свежий и прозрачный. Плагиоклаз представлен, по сравнению с кварцем, более мелкими зернами. Часть из них является свежими и полисинтетически сдвойникованными, другие же изменены, вследствие чего двойниковой структуры не обнаруживают. Крупные обломки в отдельных случаях разведены цементирующим веществом. Вследствие разрушения плагиоклаз теряет свои очертания и как-бы растворяется в цементирующем веществе.

Три последних минерала встречаются как в виде самостоятельных зерен, так и входя в состав обломков пород.

Химический состав описанной породы приводится в таблице (13). Бросается в глаза высокое содержание  $\text{SiO}_2$ , а также  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ , что вполне согласуется с минералогическим составом породы. Несколько странным кажется очень низкое содержание  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ .

**Серицитовые песчаники.** Желтовато-серая, частично окварцованная порода, с шелковистым блеском и пятнами лимонита.

Структура бластосаммитовая или бластоалевритовая. Параллельное расположение новообразованной слюды и рудного минерала придает породе сланцеватую текстуру. В состав песчаника входят плохо окатанные мелкие обломки кварца, кристаллы сильно серицитизированного, полисинтетически сдвойникового или шахматного плагиоклаза, являющегося, повидимому, как и присутствующий иногда калишпат, привнесенным, чешуйки мусковита и серицита. Цементом служат слюда (серицит, мусковит), кварц, полевой шпат, рудный минерал и частицы глинистого вещества. Кроме названных минералов встречаются циркон, апатит и изредка андалузит.

Химический состав серицитовых песчаников приведен в таблице (14 и 15). Он в основном соответствует минералогическому составу породы.

**Инъецированные углисто-глинистые сланцы.** Зеленовато-серая, интенсивно рассланцованная порода с шелковым блеском.

Под микроскопом порода полосчатая. Чередуются полосы, богатые глинистым веществом, кварцем и углистым веществом. В состав породы входят: глинистое вещество, углистое вещество (графит), хлорит, кварц, полевой шпат, эпидот и рудный минерал.

В полосах глинистого вещества много мельчайших зерен эпидота, обнаруживаемых только при скрещенных николях по высоким аномальным цветам интерференции. Углистое вещество является серовато-черным и непрозрачным, не реагирующим на поляризованный свет; оно входит в породу в небольшом количестве и располагается полосами. Хлорит встречается в довольно большом количестве. Представлен зелеными чешуйками различных размеров с нормальным плеохроизмом; чешуи ориентированы всегда параллельно. Хлорит образует полосы и линзы. Кое-где в нем наблюдаются коричневатожелтые участки с высокими цветами интерференции, указывающие на начавшийся процесс биотитизации.

Материал полос обыкновенно мелкозернистый, иногда же крупнозернистый. Полосы обогащены инъецированным материалом — кварцем и полевым шпатом. Здесь же встречаются крупные зерна рудного минерала. Масса сланца рассекается полосами кварца. Циркон и апатит в породе отсутствуют.

**Инъецированные слюдисто-глинистые сланцы.** Слегка зеленоватая, серая, тонкосланцеватая полосчатая порода. Слюдяные полосы чередуются с кварцево-полевошпатовыми и лимонитовыми. Полосы слюды пропитаны, а местами разорваны привнесенным кварцево-полевошпатовым материалом. Породы состоят из глинисто-углистого вещества, мусковита, кварца, плагиоклаза и лимонита. Слюда представлена, главным образом, мусковитом и в малом количестве — серицитом. Полосы слюды всегда содержат глинисто-углистое вещество, придающее им землистый облик. Глинисто-углистое вещество образует также непрозрачные скопления. В привнесенном материале кварц преобладает над полевым шпатом.

**Хлоритово-сланцевые сланцы.** Породы серая, тонкосланцеватая, с шелковым блеском. Структура ленинградская. В состав породы входят серицит и мусковит, вместе или в отдельности, хлорит, в небольшом количестве кварц, полевой шпат, рудный минерал и глинистое вещество.

Слюда встречается в большом количестве. Местами она окрашена лимонитовым веществом. Наблюдается постепенный переход серицита в мусковит. Хлорит содержится в изобилии, образуя зеленые, слабо плеохроирующие мелкие чешуи. Кое-где встречаются скопления кварца; в этих участках наблюдается преобразование хлорита в биотит. Глинистое вещество присутствует в виде мельчайших зерен. Оно, вместе с хлоритом, имеет локальное развитие, являясь, повидимому, реликтом материнской породы филлита.

Химический анализ породы приводится в таблице (16). Сравнительно низкое содержание  $\text{SiO}_2 = 51,08\%$  и  $\text{Na}_2\text{O} = 0,48\%$  и высокое содержание  $\text{K}_2\text{O} = 4,78\%$  хорошо согласуются с минералогическим составом сланца.

**Слюдисто-графитовые сланцы.** Серая тонкосланцеватая порода с шелковистым блеском и налетами биотита.

Породы состоят из очень мелких, с трудом определимых зерен кварца и полевого шпата, серицита, рудного минерала, графита, пелитового вещества и участков и гнезд, состоящих из несколько более крупнозернистых кварца, серицита и полевого шпата. Местами чешуйки серицита преобразуются в мусковит.

Графит содержится иногда в значительном количестве в виде тонкой пыли, рассеянной по всей породе.

**Мраморы.** Рядом с только что описанным сланцем имеется линза темно-серого полосчатого мрамора, мощностью в 10 — 15 метров.

Породы состоят из кристаллов кальцита, незначительного количества рудного минерала и темно-серых или даже черных полос пелитоморфного кальцита, цвет которого, повидимому, обусловлен примесью тонко распыленного графита.



**Кварцево-сланцевые сланцы.** Структура микролепидобластовая. Порода состоит в основном из серицита и мусковита, в отдельности или совместно образующих полосы. Мусковит возникает в результате постепенного увеличения размера чешуй серицита. В состав породы входят также хлорит, рудный минерал, графит и инъецированный кварц, к которому примешивается полевой шпат. Повидимому, в связи с обилием привнесенного материала сланец приобретает плейчатость. В породе иногда встречаются единичные зерна андалузита. Порой появляются мелкие чешуйки биотита, образовавшегося за счет хлорита.

Химический состав сланцев описанного типа иллюстрируется анализами №№ 17, 18, 19. Химический состав в основном отвечает минералогическому составу породы. Непонятно высокое содержание  $Fe_2O_3$  и  $FeO$ , что, возможно, объясняется неточностью анализа. Высокое содержание  $K_2O$  (3,13, 3,79, 2,08%) вполне согласуется с преобладающим содержанием в породе серицита и мусковита, что отражается также и в больших потерях при прокаливании.

**Кварцево-мусковитово-хлоритовые сланцы.** Серая сланцеватая порода с шелковым блеском и пятнами лимонита. Структура лепидобластовая, текстура сланцеватая. Состоит из серицита, мусковита, хлорита, кварца, рудного минерала и глинистого вещества с примесью графита. В незначительном количестве содержатся апатит и гранат.

Слюда является главным минералом, с ней связаны землистые продукты, в которых, повидимому, в малом количестве имеется эпидот-диозит. Кварц присутствует в подчиненном количестве, образует жилки и скопления, иногда же распыляется в чешуйках слюды в виде мелких изометричных зерен. Хлорита меньше, чем кварца; он представлен пластинками, обладающими низкими аномальными цветами интерференции.

Полосчатость породы обусловлена послойным чередованием кварца и серицита с хлоритом. Местами кварцевые полосы обогащены хлоритом и слюдой, местами-же серицитово-хлоритовые слои — кварцем. Преобладают последние. Полосы эти обнаруживают плейчатость.

В некоторых разностях кварц почти отсутствует и мы получаем мусковитово-хлоритовые сланцы, в других же разностях отсутствует хлорит и тогда возникают кварцево-мусковитовые сланцы. Мусковит в этих породах образуется за счет перекристаллизации серицита.

В последних двух типах сланцев в незначительном количестве присутствует калиевый полевой шпат.

Химический состав этой породы приводится под № 20. Он в достаточной мере отображает минералогический состав породы. Низкое содержание  $SiO_2 = 55,92\%$  объясняется присутствием кварца в подчиненном количестве, высокое содержание  $Al_2O_3 = 23,21\%$ , железа и магнезия вызвано, повидимому, присутствием землистых продуктов и хлорита.

Кварцево-мусковитово-гранатовые сланцы. Темно-серая, почти черная, тонко рассланцованная порода, с инъекциями кварца, в отдельных случаях обладающая очковой текстурой.

В состав сланца входят мусковит, серицит, хлорит, кварц, плагиоклаз, гранат, апатит и рудный минерал.

Мусковит иногда образует бесцветные перистые чешуйки. Серицит встречается в ассоциации с мусковитом, но в меньшем количестве. Рудный минерал представлен, главным образом, лимонитом, часто окрашивающим чешуйки рядом лежащего мусковита. Гранат встречается в виде различных по величине и форме зерен, бесцветных и аномальных, лимонитизированных, рассеянных по всей породе или образующих скопления. Иногда он представлен порфиробластами. Хлоритизирован, образует включения в кварце. Образован он в результате контактного метаморфизма. Хлорит присутствует в малом количестве. Имеет светло-зеленый цвет, обнаруживает слабый плеохроизм и низкую лавендово-синюю интерференционную окраску. Кварц слагает мелкозернистую мозаику, гнезда и жилки. Его инъекционное происхождение не вызывает сомнений. Присутствующий в некоторых образцах плагиоклаз также инъекционного образования.

Химический состав описанного сланца приводится под № 21. Присутствие в сравнительно большом количестве кварца дало повышение содержания  $\text{SiO}_2 = 62,80\%$ . Высоким содержанием серицита и мусковита объясняется значительное содержание  $\text{K}_2\text{O} = 2,84\%$ ; появление плагиоклаза обусловило количество  $\text{Na}_2\text{O} = 2,05\%$ . Значительное содержание железа и магния связано с хлоритом.

Гранатово-хлоритоидно-мусковитовые сланцы. Порода довольно крупнозернистая. Состоит она из неправильно расположенных чешуй слюды, кварца, полевого шпата, хлоритоида и граната. Крупные зерна образуют, главным образом, гранат и хлоритоид. Все минералы окрашены лимонитом в бурый цвет.

Слюда в основном представлена мусковитом и серицитом. Последний сильно пропитан лимонитом и имеет ржавый цвет. Встречаются единичные крупные чешуй биотита. Мусковит, повидимому, образован за счет серицита. Хлоритоид, встречающийся в большом количестве, образует идиоморфные, призматические, сильно трещиноватые кристаллы. Трещины выполнены лимонитом, вследствие чего он также окрашен в бурый цвет. Сравнительно чистый хлоритоид светло-голубовато-серый. Цвета интерференции низкие, аномальные; рельеф шагреневый. Сингония триклинная, спайность по (001) и (110),  $2v = +53^\circ$ , показатель преломления  $> 1,7$ . Гранат является бесцветным и прозрачным. Аналогично другим минералам частично окрашен лимонитом. Происхождение контактное. Кварц и, особенно, полевой шпат встречаются в малом количестве.

Порода в целом образована в результате контактного (термального) метаморфизма под влиянием внедрившейся гранитоидной магмы и связанного с ней соответствующего привноса вещества. Гранат и хлоритонд, как и всегда (15), являются новообразованными.

**Сильно измененные диабазопорфириды.** Измененная темнозеленовато-серая эффузивная порода. Структура порфировая. В состав породы входят плагиоклаз, мелкие зерна рудного минерала, эпидот и очень мелковолокнистый минерал, который под микроскопом наблюдается только при больших увеличениях. По характеру волокон и углу погасания он, повидимому, представляет собой роговую обманку. Часть плагиоклаза является свежей. Представлен он идиоморфными кристаллами различных размеров.

**Сланцеватые порфириды.** Светлосерая, почти белая, местами зеленоватая тонко-сланцеватая порода. Структура бластопорфировая. Основная масса порфирита ясно сланцеватая. Наблюдается чередование следующих полос: темно-серого, почти черного глинистого вещества, мелкозернистого инъецированного кварца, полевого шпата, серицита и кварца, слюды и полевого шпата, куда входят относительно крупный кварц и плагиоклаз. Порфировые вкрапленники представлены сильно серицитизированными кристаллами плагиоклаза различных размеров. Некоторые из них секутся жилками продуктов гранитной магмы. Один индивид плагиоклаза разорван на две части. Трещина заполнена основной массой.

Химический состав описанной породы см. в таблице под № 22. По высокому содержанию железа и магния он вполне отвечает основной магматической породе, подвергшейся инъекции продуктов гранитной магмы, что проявляется в несколько повышенном содержании  $\text{SiO}_2$  (55,84%) и щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} = 4,17\%$  и  $\text{K}_2\text{O} = 1,36\%$ ).

**Инъецированные порфириды.** Серая тонкосланцеватая порода, с порфировыми выделениями полевого шпата. Структура бластопорфировая. Продуктами гранитной магмы порфирит сильно инъецирован. Инъецированная часть, которая включает ксенолиты филлита, состоит из кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. От этой части отходят и внедряются в порфирит мелкие прожилки. Часть порфирических вкрапленников также инъекционного происхождения. Основная масса сильно пропитана гранитным материалом и гидротермально изменена. Мелкие инъекции, распыляясь в породе, постепенно пропитывают ее.

Основная масса состоит из кварца, полевого шпата, серицита и рудного минерала, образующего то крупные, то мелкие зерна. Она местами пересекается жилками мелкозернистого кварца и полевого шпата, которые иногда образуют раздувы.

Порфировые вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом,

(альбит) и калиевым полевым шпатом. В одном случае наблюдалось, что от крупного зерна кварца с двух сторон отходит тонкая кварцевая жила, которая, повидимому, являлась питающим каналом кварцевого индивида имеющего ныне вид порфиривого вкрапленника.

Если бы кварцевый индивид был более ранним образованием, нежели кварцевая жила, то последняя пересекала бы его.

**Порфириды.** Структура пород порфиристая. Основная масса в одном случае представлена зеленовато и желтовато-серым, непрозрачным, повидимому, хлоритизированным стеклом, в которое погружены мелкие зерна рудного минерала, полные псевдоморфозы кальцита, минерала с низкими цветами интерференции, повидимому, хлоросерпентина и кварца, содержащегося в большом количестве в виде мелких зерен. Он распределен равномерно, образуя скопления и жилки. В другом случае основная масса полнокристаллическая, состоящая из лейстов пелитизированного и кальцитизированного плагиоклаза, кварца, рудного минерала, в малом количестве хлорита и апатита. Кварц образует скопления и часто связан с крупными зернами кальцита.

Порфиристые вкрапленники в первом случае целиком изменены, они представлены серицитом, частично же минералом, похожим как на серицит, так и на тальк. Во втором случае вкрапленники плагиоклаза почти нацело кальцитизированы.

**Рассланцованные доизитово-роговообманковые габбро-порфириды.** Структура бластопорфиристая. Порода состоит из довольно крупных, вытянутых в одном направлении светло-зеленых кристаллов роговой обманки с  $CNg = 15 - 17^\circ$ , большого количества зерен доизита, зеленовато-коричневатых неиндивидуализированных масс биотита, значительного количества изометричных зерен сфена, плагиоклаза и большого количества инъецированного кварца. Порфиристые вкрапленники представлены несколькими кристаллами серицитизированного плагиоклаза и скоплениями гранитового состава (кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза).

Описанные порфириды и габбро-порфириды, залегающие в метаморфической свите, встречены в ущелье реки Нинисис-цхали.

**Инъецированные порфиристые тUFFы.** В ущелье реки Лопанис-цхали за описанным выше инъецированным порфиритом следуют светло-серые тонкосланцеватые породы, основная масса которых состоит из мелкого кварца, полевого шпата, чешуй серицита и гнезд, содержащих кварц, рудный минерал и диагностические мелкие удлиненные кристаллы.

Порфиристые вкрапленники представлены плагиоклазом различных размеров, образующим скопления в несколько зерен. Плагиоклаз почти

всегда свежий или слегка серицитизированный. Образует полисинтетические двойники. Один такой индивид сечется кварцевой жилкой. Среди вкрапленников встречаются кварц и калиевый полевой шпат. Последний иногда оставляет впечатление обломка. В породе встречаются также обломки порфировых пород, состоящих из мутно-серого, возможно частично стекловатого базиса, в котором наблюдаются микролиты и квадратные разрезы плагиоклаза, а также рудного минерала. Встречаются также обломки песчаника.

Из приводимого описания следует, что, повидимому, мы здесь имеем дело с порфировым туфом, подвергшимся впоследствии инъекционному и гидротермальному метаморфизму.

В описанной породе наблюдается высокое содержание инъецированного кварца (см. химический анализ № 23),  $\text{SiO}_2 = 74,92\%$ . Присутствие в значительном количестве калиевого полевого шпата, образованного в результате привноса калия, дает скачек в содержании  $\text{K}_2\text{O}$  (4,12%). Нескольким низким кажется содержание  $\text{Na}_2\text{O} = 1,29\%$ , так как в породе плагиоклаз играет значительную роль.

**Кварц порфиры и кварц порфириты.** В метаморфической свите встречаются кварцевые порфиры и кварцевые порфириты, которые от сланцев отличаются своим светлым цветом и скалистыми обнажениями.

Несомненно, что кварцевые порфиры представляют собой апофизы гранитного массива. В этом убеждает нас их минералогический состав, полное сходство с розовыми гранитоидами, обнажающимися на границе или внутри свиты, и аналогичное с ними положение в отношении окружающих пород.

Основная масса, а частично и вкрапленники, кварцевых порфиров располагаются линейно, что объясняется перемещением магмы вдоль сланцеватости. Вкрапленники иногда разорваны, трещины выполнены основной массой.

Обнажающиеся по рекам Лопанис-цхали и Черат-Хеви кварцевые порфиры секут сланцы в первом пункте и амфиболиты — во втором.

Структура их порфировая. Основная полнокристаллическая масса состоит из кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита, мусковита, кальцита и рудного минерала. Полевой шпат с кварцем иногда образует микропегматитовые сростки. Плагиоклаз свежий и полисинтетически сдвойникованный. В основной массе слюды содержится мало. Здесь имеются прожилки кварца и лимонита.

Порфировые вкрапленники встречаются в небольшом количестве. Представлены, главным образом, слегка серицитизированными, полисинтетически сдвойникованными кристаллами плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Отдельные кристаллы полевых шпатов окружены гранофировой каймой.

Сложным является выяснение генезиса кварцевых порфиров, которые похожи на эффузивные или жильные магматические образования.

В некоторых сильно инъецированных метаморфических сланцах встречаются участки, похожие на фенокристаллы, инъеционная природа которых не вызывает сомнений.

В отдельных случаях внимательное изучение самих кварцевых порфиров указывает на инъецированное происхождение по крайней мере части порфирировых вкрапленников. Входящая в основную массу часть кварца также инъеционного происхождения. Наблюдение показывает, что мелкие инъекции иногда распыляются и более или менее равномерно пропитывают породу. Так, например, вблизи кварцево-серицитово-мусковитово-гранатового сланца, обнажающегося по дороге к сел. Чорчана, в ущелье р. Черат-хеви выходят светло-серые тонкополосчатые (сланцеватые) породы с шелковистым блеском. Азимут простираения плоскостей сланцеватости  $NO 40^{\circ}$ , падение вертикальное.

Структура порфиробластовая. «Основная масса» состоит из серицита (реликтового материала вмещающей породы — филлита), кварца и полевого шпата. Порода пропитана кальцитом и лимонитом, которые образуют отдельные мелкие зерна, то жилы. «Порфирировые вкрапленники» представлены кварцем, микроклином, серицитизированным сдвойникованным плагиоклазом, иногда несдвойникованным и трещиноватым альбитом, трещины которого выполнены кварцем «основной массы».

Порода оставляет впечатление аркозового песчаника, замаскированного инъецированным материалом. «Основная масса» представляет собой, главным образом, пропитанный кварцем цемент песчаника, а «порфирировые вкрапленники» являются частично обломками минералов, входящих в аркозовый песчаник, частично же образовались инъеционным путем.

В ущелье р. Нинисис-цхали обнажается подобная же порода, но образованная, по видимому, из серицитового сланца.

Структура порфиробластовая, текстура сланцеватая. «Основная масса», представляющая филлит, сильно пропитана гранитовым материалом. Чередуются полосы богатые кварцем с полосами, обогащенными слюдой. Порода состоит из мелких зерен кварца, серицита, полевого шпата, небольшого количества рудного минерала, зеленовато-коричневых чешуй биотита и циркона. Местами кварц образует жилки и гнезда. Порфиробласты инъеционного происхождения. Представлены они серицитизированным плагиоклазом, различной величины, а в подчиненном количестве — относительно свежим решетчатым микроклином и кварцем.

Гранитоиды. Нижнепалеозойская метаморфическая свита в ряде мест сечется розовыми гранитоидами, в которые она как бы погружена. Нередко гранитоиды обнаруживают гнейсовидную (сланцеватую) тексту-

ру. Структура гипидоморфнозернистая. Азимут падения плоскостей сланцеватости совпадает с таковым вмещающих сланцев. Минералы иногда изогнуты или даже раздроблены.

В состав гранитоидов входят: кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, биотит, мусковит и акцессоры — циркон, апатит и рудный минерал. В случае гнейсовидной текстуры минералы ориентированы в одной плоскости.

Кварц, повидимому, двух генераций; образует зерна различных размеров, иногда с сильным волнистым погасанием. В некоторых образцах он вместе с плагиоклазом составляет отторочку вокруг калишпата.

Калиевый полевой шпат встречается в виде крупных, слегка пелитизированных пертитовых кристаллов, обнаруживающих решетчатое строение. Иногда трещиноват. Трещины выполнены, главным образом, инъецированным кварцем.

Плагиоклаз из ряда альбита образует как простые, так и иногда полисинтетические двойники. Несколько изменен — серицитизирован (мусковитизирован) и пелитизирован.

Мусковит входит в небольшом количестве. Встречается в виде отдельных бесцветных идиоморфных чешуй, в которые включен, иногда в значительном количестве, рудный минерал. Последний возможно является продуктом процесса мусковитизации биотита.

Биотит светло-зеленоватый. Сравнительно с другими минералами более мелкий. В гнейсовидных разностях он вместе с хлоритом ориентирован параллельно. Образование биотита за счет хлорита не вызывает сомнений, но присутствующий в гранитоидах ныне хлорит является продуктом разложения биотита.

Внедрившаяся гранитовая магма кристаллизовалась в процессе складчатости, с чем связаны, видимо, изогнутость и растрескивание минералов. Образование прожилков и мелкозернистой массы, состоящих, главным образом, из лейкократовых минералов, особенно кварца, указывает на повторную инъекцию уже в отвердевшую породу. Наличие мелкозернистой массы на фоне более крупных индивидов придает граниту порфировидный облик.

Хлоритово-серицитовые и биотитовые участки и полосы в описываемых породах являются остатками сланца. Там, где инъекция сильная, хлорит преобразуется в биотит, серицит же — в мусковит. Часть последнего минерала несомненно образуется за счет плагиоклаза. Таким образом, темноцветный минерал породы является преобразованным продуктом филлита (хлорита). Внедрившаяся в материнские породы нижнепалеозойской сланцеватой свиты гранитная магма дала более лейкократовые гранитоиды, нежели та же магма, внедрившаяся в материнские основные породы

кристаллических сланцев; за исключением тех случаев, когда внедрение происходит в габбровые породы, приуроченные к нижнепалеозойской свите. Такая картина особенно хорошо наблюдается в ущелье реки Черат-хеви, где гранитоиды, врезанные в габбро, носят меланократовый характер. В последнем пункте породы содержат в большом количестве темноцветные минералы, в частности роговую обманку, частично преобразованную в биотит. Калиевый полевой шпат обычно отсутствует.

Как отмечалось, гранитоиды, обнажающиеся в контакте со сланцами или вблизи их, обнаруживают гнейсовидную или сланцеватую текстуру. Плоскости сланцеватости гранитоидов совпадают с таковыми филлитов, имеющих крутые углы падения. Нередко наблюдается, что полосы, придающие гранитоиду гнейсовидность, являются реликтами филлитов, что указывает на то, что филлиты в основном были уже дислоцированы, когда в них начала вторгаться лейкократовая гранитовая магма. Наряду с этим не вызывает сомнения, что гнейсовидная текстура гранитоидов является реликтовой, унаследованной от филлитов. Возникает вопрос — имеются ли в гранитоидах вообще гнейсовидные, полосчатые и сланцеватые текстуры иного происхождения?

**Серпентиниты.** Материнские породы, давшие серпентиниты, являются, повидимому, наиболее древними магматическими образованиями, связанными с развитием нижнепалеозойской геосинклинали. Они залегают в виде вытянутых линзообразных тел вдоль сланцеватости (напластования) свиты. Крупные выходы серпентинитов встречаются в ущелье р. Лопанис-цхали. Кроме того, два крупных выхода имеются вдоль северной границы свиты в пределах рек Лопанис-цхали и Черат-хеви. Эти массивы с южной стороны, частично, соприкасаются с метаморфической свитой, большей же своей частью они как-бы вклиниваются в более молодые розовые гранитоиды, являясь в таком случае ксенолитами (см. рис. 3).

То обстоятельство, что эти гранитоиды нигде не секут серпентинитов, рождает предположение, не являются ли первые по отношению ко вторым более древними образованиями, впоследствии подвергшимся микроклинизации в результате внедрения более молодых гранитоидов? Возможно также, что между гранитоидами и серпентинитами контакт тектонический.

В ущелье р. Лопанис-цхали вдоль шоссе имеются два выхода серпентинитов. Один находится вблизи южной границы свиты. Здесь серпентинит сечется мощной жилой плагиоклазового амфиболита сланцеватой текстуры. Последний, в свою очередь, пересекается жилками розового калиевого полевого шпата.

Среди серпентинитов второго выхода, находящегося в 200 метрах севернее первого выхода, встречается плагиоклазовый амфиболит, который содержит серпентин. Как роговая обманка, так и серпентин образованы за счет моноклинного пироксена.



В серпентинитовом массиве местности Квашава иногда видны жилы темного цвета. Одна из этих жил сложена серпентинизированным порфиритом, основная масса которого представляет полностью оглинившийся базис, в котором видны мелкие участки прозрачного адиагностического вещества и сравнительно крупные призматические псевдоморфозы серпентина.

Подобные взаимоотношения наблюдаются у выхода талька в местности Квашава, около родника. В этом месте в тальке залегает 80 сантиметровая жила габбро и габбро-порфирита.

Серпентиниты темно-серые, часто сланцеватые. В отдельных участках они обнаруживают брекчиевидное строение. Роль «цемента» играет слегка сланцеватый серпентинит, а «обломков» — плотный серпентинит. Структура породы иногда реликтивно-порфиновая. Состоит она из зеленовато-желтого волокнистого серпентина (хризотила) с примесью землистых продуктов и пластинчатого серпентина (антигорита).

В серпентине выделяются крупнопластинчатые гомоосевые псевдоморфозы, возможно, по ромбическому пироксену. В отдельных случаях к серпентину примешивается опал.

Порода испещряется прожилками асбеста, талька, реже кальцита, доломита и кварца, в одном случае брусита. В большом количестве встречается рудный минерал. В других образцах серпентин совершенно бесцветный, местами желтовато-коричневый. В таких участках он обнаруживает петьельчатое строение, что указывает на псевдоморфозу по пироксену.

В ущелье р. Лопанис-цхали, в местности Пичвис-цина, среди серпентинитов встречается асбест. Порода светло-голубая и волокнистого строения.

Порода состоит целиком из асбеста, к которому в малом количестве примешивается тальк. Асбест бесцветный, слегка серый, повидимому, вследствие примеси глинистого вещества. Всегда волокнистый. Обладает высокими цветами интерференции. Погасание косое, угол небольшой. Тальк слегка желтоватый, представлен довольно крупными чешуями. Погасание прямое. Цвета интерференции высокие.

У сел. Чорчана среди филлитовых сланцев встречается тальковый сланец (см. химический анализ № 26). Структура бласто-порфировая. Текстура полосчатая. В породе наблюдается чередование полос богатых тальком, или целиком тальковых, с тальково-кварцевыми полосами. В обоих типах полос в большом количестве рассеяны зерна рудного минерала. Другой тип последнего минерала образует жилообразные тела вдоль сланцеватости или, реже, поперек нее. Наблюдается сравнительно мощная инъекция кварца. В основную массу сланца в малом количестве входит апатит

и, кроме того, возможно полевой шпат и серицит, образующие мельчайшие зерна и чешуи.

В тальково-кварцевую основную массу вкраплены перешедшие в тальк и рудный минерал кристаллы оливина, с характерными для него очертаниями; наблюдаются грани второго пинакоида и призмы первого рода, выявленные иногда довольно хорошо.

Описанная порода образована, повидимому, за счет сперва серпентинизации, а затем оталькования пикритового порфирита, синхроничного осадконакоплению свиты.

В ущелье р. Чешора среди серпентинитов встречается голубовато-светлосерая, рассланцованная, на ощупь жирная порода, представляющая собой кальцитово-тальковый сланец. Порода состоит, главным образом, из мелких чешуек талька и зерен карбоната (кальцита) различной крупности. К нему часто приурочены мелкие зерна рудного минерала. Кальцит представлен как кристаллами, так и пелитоморфной массой.

По дороге к сел. Чешора встречается плотная зеленовато-светлосерая жильная, тальково-карбонатная порода, которая в большом количестве содержит зерна карбоната, различных размеров и формы, мелкочешуйчатый тальк, в незначительном количестве волокнистый серпентин и рудный минерал. Карбонат представлен видимо магнезитом.

Серпентинит и только что описанная тальково-карбонатная порода испещрены жилками (не более 2—3 см) кристаллического талька. Порода состоит, главным образом, из крупных чешуй талька, среди которых кое-где в малом количестве встречаются серпентин и карбонат.

Химический состав серпентинитов (см. таблицу №№ 24, 25) указывает на ультраосновную природу их материнских пород. Обращает на себя внимание очень низкое содержание  $\text{SiO}_2$  (33,72%: 41,16%) и очень высокое  $\text{MgO}$  (35,28; 27,34%).

Серпентинизированные порфириты, габбро-порфириты, габбро и амфиболиты, секущие серпентиниты и пересекающиеся гранитоидами или их дериватами. Эти породы встречаются нередко. Они образуют довольно разнообразные типы. Более основные разности (ультраосновные) серпентинизированы, а менее основные дают плагиоклазовые амфиболиты.

Плагиоклазовый амфиболит ущелья р. Лопанис-цхали, секущий серпентинит, макроскопически представляет собой плотную темно-серую, почти черную породу. Наблюдаются прожилки розового полевого шпата.

Структура гранобластическая. Минералы обнаруживают групповое расположение, иногда же сланцеватость. В состав породы входят роговая обманка, плагиоклаз, цоизит, эпидот, кальцит, хлорит, сфен, рудный минерал, калиевый полевой шпат, апатит. Иногда встречается серпентин.

Роговая обманка образует зеленые кристаллы. Темноокрашенные разновидности обнаруживают плеохроизм;  $CNg = 15 - 18^\circ$ . Второй тип роговой обманки является волокнистым или игольчатым. Он образован за счет первого типа. Роговая обманка выглядит вообще свежей, кое-где наблюдается хлоритизация.

Плагиоклаз (альбит) по сравнению с роговой обманкой встречается в подчиненном количестве. Он несомненно является продуктом деанортитизации основного плагиоклаза. Встречается в виде слегка серицитизированных, редко полисинтетически сдвойникованных кристаллов; иногда образует скопления.

Эпидот и цоизит, главным образом, образуют скопления. Представлены в виде землистых, иногда совершенно непрозрачных зерен. Цоизит обнаруживает низкие цвета интерференции, эпидот же — высокие.

Вблизи только что описанной породы обнажается серпентизированное габбро.

Структура породы, ввиду сильной ее изменчивости, замаскирована. Состоит она из биотита, серпентина в большом количестве, опала, мелких остатков пироксена, граната и рудного минерала (лимонита). Биотит представлен призматическими зелеными чешуями различных размеров. Плеохроизм нормальный, от зеленого до светлого желтовато-зеленого цвета. Иногда вдоль трещин спайности видны выделения землистого минерала — эпидота. Повидимому, биотит образован за счет роговой обманки. Серпентин зеленого цвета. Кристаллографических очертаний обычно не обнаруживает; изредка наблюдаются не совсем четкие призматические контуры с пирамидальным окончанием; большая же часть зерен овальная. Цвета интерференции низкие — серые и желтые первого порядка. Мелкие остатки пироксена встречаются в серпентине призматического габитуса. Последний образован, таким образом, за счет пироксена и представлен светлой разновидностью. В серпентине сидят зерна граната. Опал содержится в заметном количестве. Образует изотропные пятна и зерна. Всегда непрозрачен. Его показатель преломления много ниже канадского базальзама.

В выходе талька местности Квашава имеется жила меланократовой магматической породы, мощностью в 8 см. Породы контакта и центральной части жилы отличаются как макроскопически, так и под микроскопом.

В контактовой части мы имеем габбро-порфирит порфировидной структуры. Порода состоит из плагиоклаза, роговой обманки, биотита и серпентина.

Плагиоклаз (альбит) сильно изменен (сосюритизирован), вследствие чего контуры минерала стертые. Иногда плагиоклаз обнаруживает радиально-лучистое строение. Альбит для данной породы является чуждым, он образован видимо за счет основного плагиоклаза. Биотит темный, корич-

ивовато-зеленый; обладает нормальным плеохроизмом и образует мелкие призматические чешуйки. Иногда загрязненные призматические чешуйки биотита окружают плагиоклаз. Более свежий облик биотита, по сравнению с другими минералами, объясняется тем, что он является новообразованным. Вместе с биотитом кое-где встречаются неправильные зерна роговой обманки. Серпентин образует псевдоморфозы. Возможно, что он возник за счет моноклинного пироксена. Полные псевдоморфозы серпентина выделяются среди других минералов своими крупными размерами.

Центральная часть описанной жилы (габбро) макроскопически отличается от предыдущей породы своей крупнозернистостью. Структура панидиоморфнозернистая. В состав породы входят плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, серпентин и акцессоры — рудный минерал, апатит. Характерные особенности этих минералов близки к таковым предыдущей породы. Моноклинный пироксен, представленный совершенно бесцветными кристаллами с высокими цветами интерференции и с  $CNg = 40 - 43^\circ$ , почти всегда замещается серпентином, который характеризуется серыми цветами интерференции и агрегационной поляризацией. Местами там, где имеются гомоосевые псевдоморфозы серпентина по моноклинному пироксену, происходит повышение интерференционной окраски до красновато-оранжевого цвета.

Апатит встречается в значительном количестве; образует мелкие игольчатые кристаллы, включенные в плагиоклаз.

В отдельных случаях эпидот, цоизит и хлорит слагают прожилки. Реже эпидот и цоизит представлены в виде темно-серого непрозрачного агрегата (цоизита), образованного за счет плагиоклаза.

Калиевый полевой шпат встречается в небольшом количестве. Образует прожилки.

У северной границы выхода серпентинитов местности Квашава серпентиниты секутся жилой мелкозернистой черной породы. Вблизи имеется другая жила такого же типа и мощности, сложенная плагиоклазовым амфиболитом. Азимут простирания жилы  $NO 40^\circ$ .

Порода состоит из роговой обманки, плагиоклаза, эпидота, цоизита, апатита, циркона, сфена и опала (?). Роговая обманка темно-зеленая, плеохроизм нормальный — от темно-зеленого до светлого желтовато-зеленого. Представлена, главным образом, крупными удлиненными призматическими кристаллами, которые располагаются в параллельных плоскостях. Встречаются также более мелкие пластинчатые кристаллы и зерна. Часто на периферии роговая обманка раскрошена; отдельные обломки ее сцементированы рядом располагающимися минералами, а именно — кварцем и плагиоклазом. Местами встречаются также игольчатые кристаллы роговой обман-

ки. Все указанные разности относятся к обыкновенной роговой обманке, с  $CNg = 20 - 22^\circ$ .

Плагиоклаз из ряда олигоклаз-андезина встречается в большом количестве, но по сравнению с роговой обманкой играет подчиненную роль. Представлен почти всегда крупными, полисинтетически сдвойникованными кристаллами, которые слегка соскюритизированы. Плагиоклаз иногда образует скопления мелких зерен. Эпидот, главным образом, выполняет трещины и слагает непрозрачную массу, дающую высокие аномальные цвета интерференции.

В той же части выхода серпентинитов имеется пятисантиметровая жила серпентинизированного порфирита.

Структура порфировая. Основная масса породы состоит из нацело оглинившегося базиса, в котором видны мелкие участки прозрачного нераспознаваемого вещества и относительно крупные призматические шестигранные псевдоморфозы серпентина.

Химический состав ультраосновного габбро-порфирита см. № 28.

Гиперстеново-авгитовый порфирит. Вышеописанная линза мрамора сечется порфиритом. Структура породы порфировая. Основная масса состоит из сероватого, почти совершенно непрозрачного, оглинившегося стекловатого базиса, в который включены лейсты плагиоклаза, ромбического пироксена, подвергшегося частичной серпентинизации, моноклинного пироксена, рудного минерала, апатита, мелкие зерна кальцита и отдельные участки серпентина. Порфиновые вкрапленники представлены моноклинным пироксеном (авгитом) с  $CNg = 48^\circ$ , ромбическим пироксеном (гиперстеном), который также как и авгит образует призматические кристаллы, с хорошо заметным плеохроизмом от светло-зеленого до светло-золотистого цвета. Характеризуется прямым погасанием, иногда слегка серпентинизирован. Среди порфириновых вкрапленников имеется сдвойникованный, иногда зональный плагиоклаз различных размеров. Некоторые его кристаллы покрыты землистыми продуктами, представляющими, вероятно, соскюрит, обнаруживающий высокие аномальные цвета интерференции. Часть фенокристаллов является совершенно свежей. Среди вкрапленников имеется частично измененный минерал, который постепенно становится бесцветным. Показатель преломления этого минерала много ниже канадского балъзама, в виду чего он обнаруживает золотистый дисперсионный эффект. Этот минерал возникает в периферической части плагиоклаза, переходя в жилкообразное тело. Рядом имеется альбит с таким же показателем преломления, что дает основание считать, что описанный минерал является видимо альбитизированным плагиоклазом.

Диабазо-порфириты, секущие нижнепалеозойскую метаморфическую свиту и гранитоиды. В метаморфической

свите кое-где встречаются жилы диабазо-порфиритов. Магматические породы, одновозрастные самой свите, в той или иной мере обнаруживают полосчатость (сланцеватость). Рассматриваемые же диабазо-порфириты лишены ее. Кроме того, они не подвергнуты контактному или инъекционному метаморфизму, вызванному внедрением гранитной магмы.

В состав породы входят идиоморфный, довольно свежий плагиоклаз из ряда лабрадора и темноцветный минерал, который в значительной мере видоизменен. За счет него образуются хлорит (делессит с  $N \approx 1,6$ ), кальцит, халцедон и лимонит.

Аналогичные породы, как отмечалось, секут гнейсовидные кварцевые диориты, синхроничные гранитоидом, приуроченным к нижнепалеозойской метаморфической свите. Часть диабазо-порфиритов представляет вероятно корни вулканической деятельности средней юры, частично-же здесь имеются, возможно, палеозойские образования.

### Заключение

1. Намечающиеся в Дзирульском кристаллическом массиве возрастные взаимоотношения различных пород можно свести в нижеследующую таблицу.

№№ п/п.	Возраст пород	Свита кристаллических сланцев и приуроченных к ней магматических пород	Свита нижнепалеозойских метаморфических сланцев и приуроченных к ней магматических пород
1	Докембрий	Древнейшие гранитоиды (кварцевые диориты). Амфиболиты (материнские породы кристаллических сланцев).	
2	Нижний палеозой		Аркозовые песчаники, граувакковые песчаники, серицитовые песчаники, инъецированные углисто-глинистые сланцы, инъецированные слюдисто-глинистые сланцы, хлоритово-сланцевые сланцы, слюдисто-графитовые сланцы, мраморы, кварцево-сланцевые сланцы, кварцево-мусковитово-хлоритовые сланцы, кварцево-мусковитово-графитовые сланцы, гранатово-хлоритово-мусковитовые сланцы.

№ № п/п.	Возраст пород	Свита кристаллических сланцев и приуроченных к ней магматических пород	Свита нижнепалеозойских метаморфических сланцев и приуроченных к ней магматические пород
		<p>Основные магматические породы, секущие амфиболиты и пересекающиеся гранитоидами.</p> <p>Кристаллические сланцы, результат преобразования гранитной магмой амфиболитов и др. пород (Роговообманково-биотитовые-сланцы, биотитовые и двуслюдяные сланцы).</p> <p>Гранитоиды: гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты, порфириовидные роговообманково-биотитовые кварцевые диориты, биотитовые, двуслюдяные и мусковитовые гранитоиды, аплиты и пегматиты.</p>	<p>Серпентиниты, серпентинизированные порфириты, габбро-порфириты, габбро и амфиболиты, секущие серпентиниты и пересекающиеся гранитоидами или их дериватами, гиперстеново-авгитовые порфириты.</p> <p>Сильно измененные диабазо-порфириты, сланцеватые порфириты, инъецированные порфириты, порфириты, рассланцованные цоизитово-роговообманковые габбро-порфириты, инъецированные порфиритовые туфы.</p> <p>Гранитоиды большей частью аляскитового типа и другие; кварцпорфириты и кварцевые порфириты.</p>
3	Палеозой и юра	Диабазо-порфириты, секущие нижнепалеозойские гранитоиды	Диабазо-порфириты, секущие нижнепалеозойскую метаморфическую свиту и гранитоиды.

2. На основании приведенной петрографической характеристики пород, слагающих нижнепалеозойскую метаморфическую свиту Дзирульского массива, можно заключить, что до внедрения гранитной магмы и вызванного ею метаморфизма, породы свиты в основном представляли собой сланцы типа аспидных. В подчиненном количестве сюда входили различные песчаники — аркозовые, граувакковые и др., — указывающие на то, что в нижнепалеозойскую геосинклиналь поступали продукты размыва более древних докембрийских гранитоидов.

Эти гранитоиды в Дзирульском массиве имеют, повидимому, подчиненное развитие. Они обнажаются в частности, вероятно, в ущелье реки Нинисис-цхали, у слияния последней с рекой Черат-хеви, в нескольких метрах от выхода нижнепалеозойской метаморфической свиты.

Непосредственный контакт между указанными обнажениями древнейшего гранитоида (кварцевого диорита) и нижнепалеозойской метаморфи-

ческой свитой не наблюдается. Впечатление такое, что как-будто последняя, через посредство песчаников, налегает трансгрессивно на гранитоиды.

В этом месте кварцевый диорит, вмещающий несколько мелких ксенолитов древнейших кристаллических сланцев, повидимому, более древних чем вышеописанные и представляющих собой слюдисто-плаггиоклазовые породы, сечется жилой сильно измененного порфирита, который, в свою очередь, пересекается жилой розового гранита.

Порфирит кальцитизирован, хлоритизирован, окварцован и оталькован. Два последних процесса роднят его с серпентинизированными и оталькованными основными магматическими породами, синхроничными с нижнепалеозойской метаморфической свитой, пересекающейся розовыми гранитоидами. Окварцевание описанной жилы порфирита вызвано секущим гранитоидом.

В пользу существования в Дзирульском массиве более древних гранитоидов, чем нижнепалеозойские, говорит также наличие в некоторых местах гранитизированных, главным образом, окварцованных и микроклинизированных кварцевых диоритов. В этих породах привнесенный материал, проникая вдоль контакта минералов кварцевого диорита, образует мелкозернистую, как-бы основную массу, на фоне которой минералы кварцевого диорита, главным образом, плаггиоклаз, принимают облик порфирированных вкрапленников, хорошо наблюдаемых под микроскопом. Инъецированный материал одновременно образует прожилки и гнезда.

Наличие граувакково-аркозовых песчаников, содержащих обломки порфирита и песчаника, свидетельствует о том, что наряду с гранитоидами обнажались древнейшие порфириты, а также не метаморфизованные эпиконтинентальные осадочные породы — песчаники.

3. Не все рассланцованные «порфириты», залегающие в нижнепалеозойской метаморфической свите, представляют собой излившиеся породы. Некоторые осадочные образования свиты в результате контактного изменения, как мы видели, походят на основную массу порфиритов, особенно тогда, когда в породу привносятся продукты гранитной магмы и, в отдельных случаях, метасоматически замещающая материал сланца, выделяются в виде идиоморфных кристаллов, похожих на вкрапленники порфирита.

Относительно генезиса новообразованных минералов можно сделать ряд выводов. Графит образован из углистого вещества, входящего в аспидные сланцы. Хлорит, повидимому, содержался в филлитах до внедрения гранитной магмы. Он может возникнуть как осадочным путем, так и в результате регионального метаморфизма свиты. Так как он в ряде случаев имеет кристаллическое сложение, то более правдоподобным кажется второе предположение. Кварц почти во всех случаях, за исключением, разумеется, песчаников — инъекционного происхождения. В отдельных случаях инъекционный



кварц встречается также и в песчаниках. Такого же генезиса калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Мусковита в породе тем больше, чем интенсивнее степень инъекции. Он образуется за счет серицита вследствие перекристаллизации последнего, вызванного внедрением гранитной магмы. Серицит тесно связан с мусковитом и встречается в зонах ослабленной инъекции. Здесь, повидимому, существенным является также привнос калия.

В рассматриваемых сланцах в подчиненном количестве встречается биотит, несомненно образованный за счет хлорита, так как в отдельных случаях в очень интенсивно инъецированных сланцах в хлорите наблюдаются пятна биотита — свидетели начавшегося процесса преобразования. Гранат, хлоритоид, андалузит, турмалин, силлиманит и некоторые другие, редко встречающиеся минералы, несомненно образованы под воздействием тех же факторов.

4. В нижнепалеозойской метаморфической свите в отдельных случаях встречаются сильно преобразованные метаморфизованные сланцы, внешне похожие на некоторые типы комплекса кристаллических сланцев.

Несмотря на это, ясно вырисовываются отличительные особенности двух названных комплексов пород.

а) В сланцах нижнепалеозойской метаморфической свиты хлорит является главным минералом. Он встречается как в слабо, так и сильно метаморфизованных разностях. Происхождение его осадочное или же регионально-метаморфическое.

В сильно метаморфизованных сланцах пластинки хлорита постепенно меняют свою окраску и приобретают высокие интерференционные цвета — происходит процесс биотитизации. В хлорите отсутствуют включения игольчатого рутила (сагенита). Он обычно образуется при хлоритизации биотита, наблюдающейся в кристаллических сланцах. Биотитизация обычно происходит пятнами. Биотит, образованный за счет хлорита, часто является мутным, зеленовато-коричневым и представлен веретенообразными и перистыми чешуями.

Таким образом, биотит метаморфической свиты образуется за счет хлорита в результате термального и инъекционного метаморфизма, вызванного внедрением гранитной магмы. При этом, чем ближе и мощнее внедрившаяся интрузивная порода, тем интенсивнее процесс биотитизации.

В кристаллических сланцах биотит образован за счет роговой обманки, что же касается хлорита, то он возникает в результате хлоритизации биотита.

Материнскими породами кристаллических сланцев являются, главным образом, амфиболиты, а для нижнепалеозойской метаморфической свиты — хлоритово-серицитовые глинистые сланцы и песчаники.

б) Для нижнепалеозойских метаморфических сланцев характерным является содержание серицита. Мусковит встречается только лишь в сильно инъецированных сланцах. Он ассоциирует с серицитом и не вызывает сомнений его образование за счет серицита, в результате перекристаллизации последнего. Серицит частично образуется за счет плагиоклаза, главная же его часть произошла, возможно, в результате регионального метаморфизма сланца или, что является более вероятным, — в результате инъекционного метаморфизма.

5. Как видно из приведенного выше фактического материала, материнскими породами, давшими сильно метаморфизованные породы — комплекс кристаллических сланцев, гнейсовидные биотитовые и двуслюдяные кварцевые диориты и различные гранитоиды, — являются, главным образом, амфиболиты, представляющие собой, как видно из их химического состава (наличие  $Si_2O_3$ ), древнейшие основные магматические породы. Образование амфиболитов из основных магматических пород, связано, повидимому, с метаморфизмом, вызванным погружением нижнепалеозойской геосинклинали. Возраст материнских пород амфиболитов докембрийский, метаморфизм же нижнепалеозойский. Процесс образования амфиболитов из основных магматических пород, заключавшийся, главным образом, в переходе пироксена в роговую обманку и в нарушении **первичной структуры магматической породы**, происходил без привноса лейкократового материала. Растворяющим веществом, способствующим направленному преобразовательному процессу, являлась, вероятно, вода. Таким образом, при преобладании нисходящих движений геосинклинали инъекций гранитного материала, т. е. привноса кремния, калия и некоторых других элементов, не наблюдалось. Их активность начинается в связи с тектонической фазой, дислоцировавшей геосинклиналиную свиту.

Привнесенное вещество, проникающее в амфиболиты или секущие их габбровые породы, обладает сильной реакционной способностью. По мнению Д. С. Коржинского (6), «всякое превращение легче всего протекает в системах, наиболее далеких от состояния равновесия». Это положение хорошо объясняет интенсивный преобразовательный процесс, наблюдав-

шийся в амфиболитах, в зонах избыточного привноса калия и кремния, вызвавших сильное нарушение (перемещение) равновесия.

В течение большого отрезка времени происходит разрушение ранее существовавших минералов вмещающих пород и образование новых по пути установления химического равновесия. Преобразование ранее существующих минералов протекает по схемам:

1) Роговая обманка → биотит → мусковит;

2) Основной плагиоклаз → средний плагиоклаз → кислый плагиоклаз.

К новообразованным минералам на определенных стадиях преобразовательного процесса прибавляются минералы, являющиеся по существу продуктами чистой кристаллизации привнесенного материала. Таковыми являются, главным образом, кварц и калиевый полевой шпат.

На основании сказанного, реакционный принцип Боуэна, допускающий, что из магмы вначале выделяются железо-магнезиальный минерал и основной плагиоклаз, не может считаться универсальным, как это отмечалось ранее и другими исследователями. Что касается дальнейшего хода преобразовательного процесса, протекающего в результате взаимодействия ранее образовавшихся минералов с жидкой фазой, то он по существу остается в силе.

Соответственным образом постепенное преобразование материнской породы под воздействием привнесенного вещества протекает по следующей схеме:

Амфиболит → роговообманково-биотитовый сланец → биотитовый и двуслюдяной сланец → гнейсовидный биотитовый и двуслюдяной кварцевый диорит → биотитовый, двуслюдяной и мусковитовый гранитоид.

Намеченный только что процесс постепенного преобразования материнской породы хорошо согласуется с мнением В. С. Соболева (12). «Так как процесс минералообразования в значительной степени зависит от подвижности компонентов, в огромном большинстве случаев он протекает при том или ином участии подвижной фазы, большей частью жидкой (расплав или водный раствор) и, повидимому, гораздо реже газообразной. Понятно, что установление равновесия в данной системе будет зависеть от контакта с этой «средой» и подвижности компонентов в ней. Изоляция твердых фаз или недостаточная подвижность компонентов весьма часто приводит к нарушению общего равновесия, выражающегося в сохранении остатков минералов, неустойчивых при условиях данного про-

## Химический состав пород свиты кристаллических сланцев

(аналитики: Н. И. Оманидзе,

№№ п/п.	№№ образцов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	329	46,32	1,20	15,12	11,71	3,97	0,07	7,60	8,84	0,89	1,38	0,17
2	336	48,32	1,24	9,62	14,92	5,44	0,11	6,04	6,20	2,43	0,73	0,66
3	362	47,40	0,74	18,75	5,00	3,08	0,17	9,53	8,42	1,92	1,22	0,41
4	382	46,12	1,24	18,82	7,86	2,50	0,19	7,05	10,88	1,78	1,11	0,28
5	383	41,60	0,99	23,37	8,04	4,85	0,09	7,14	10,75	2,02	0,62	0,04
6	388	56,44	0,37	18,05	1,70	5,96	0,08	5,10	2,80	2,78	1,88	0,34
7	335	59,88	0,76	20,43	1,73	4,99	0,05	2,73	1,05	0,78	4,67	0,13
8	384	44,64	0,12	25,92	3,07	2,43	0,08	7,48	11,76	1,33	1,11	0,16
9	323	54,90	0,80	17,74	2,50	7,27	0,14	3,82	4,19	2,80	3,72	0,57
10	327	50,82	0,89	15,88	5,81	5,14	0,05	8,22	8,63	1,29	1,92	0,13
11	334	50,12	0,89	20,16	5,55	3,90	0,06	5,68	6,90	1,31	2,58	0,26
12	424	64,44	0,28	17,50	0,89	4,70	0,06	1,29	3,29	2,98	3,34	0,10
13	118	73,60	0,12	13,24	3,70	0,21	0,04	0,25	0,97	3,13	3,41	0,03
14	44	67,88	0,52	17,89	3,43	1,61	0,04	1,31	0,84	1,57	2,32	0,07
15	45	67,14	0,48	17,77	3,13	2,35	0,04	1,58	0,82	1,78	1,95	0,12
16	35	51,08	0,80	26,41	5,21	2,94	0,29	1,44	0,84	0,48	4,78	0,16
17	117	65,76	0,80	16,06	3,46	1,61	0,04	2,32	0,82	1,60	3,13	0,16
18	161	58,60	0,70	22,48	1,74	4,68	0,05	2,18	0,40	2,17	3,79	0,10
19	308	61,36	0,80	17,00	2,49	5,04	0,08	3,62	0,80	3,10	2,08	0,18
20	25	55,92	0,80	23,21	1,38	5,88	0,17	3,36	0,82	0,45	2,74	0,03
21	159	62,80	0,50	19,40	2,01	3,24	0,05	2,10	0,34	2,05	2,84	0,09
22	172	55,84	0,80	19,12	3,31	6,69	0,22	3,57	0,97	4,17	1,36	0,14
23	55	74,92	0,08	13,70	2,81	0,57	Следы	0,14	0,22	1,29	4,12	0,02
24	48	33,72	Нет	2,34	5,61	1,76	0,11	35,28	3,79	Нет	Нет	0,05
25	170	41,16	0,12	5,55	6,43	4,89	0,28	27,34	4,30	0,27	0,16	0,06
26	76	59,24	0,27	22,50	7,38	0,15	0,05	1,23	0,35	1,70	0,64	0,15
27	84	46,76	0,60	17,82	9,27	2,16	0,13	7,17	11,07	3,08	0,23	0,10
28	93	35,48	0,80	13,44	5,57	5,97	0,11	21,45	0,86	0,29	0,24	0,43

цесса (ранее существовавших: например, остатков биотита при хлоритизации, или образовавшихся в начальной стадии того же процесса — остат-

и нижнепалеозойской метаморфической свиты

П. А. Тауглих и А. А. Цинцадзе)

Название породы	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	NiO	SO <sub>3</sub>	п.п.п.	H <sub>2</sub> O	Сумма	Название породы
Амфиболит	0,02	Нет	0,75	1,08	0,56	99,68	Слегка окварцованный амфиболит
Кварцитизированный амфиболит	Нет		0,30	3,36	0,12	99,49	Окварцованный и кварцитизированный амфиболит
Амфиболит	0,08		0,44	2,27	0,05	99,48	Пренитизированный амфиболит
Амфиболит	0,05		0,30	1,92	0,06	100,16	Соссюритизированный амфиболит
Сланец	Нет		0,42	1,90	0,10	101,93	Роговообманковый сланец
Кварцит	Нет		0,21	3,68	0,20	99,59	Окварцованный амфиболит
Роговообманково-биотитовое габбро	0,02	Нет	0,02	2,12	0,40	99,76	Роговообманково-биотитовое габбро
Роговообманково-биотитовое габбро	Нет		0,22	1,40	0,50	100,22	Пироксеново-роговообманково-биотитовое габбро
Биотитовый сланец	0,01	Нет	0,06	0,76	0,44	99,72	Инъецированный биотитовый сланец
Роговообманково-биотитовый сланец	0,03	Следы	0,06	1,10	0,18	100,15	Роговообманково-биотитовый сланец
Биотитовый кварцевый гнейс	0,03	Нет	Нет	1,80	0,72	99,96	Биотитовый кварцевый гнейс
Порфиридоподобный роговообманково-биотитовый кварцевый гнейс	Нет		0,01	0,72	0,28	99,88	Порфиридоподобный роговообманково-биотитовый кварцевый гнейс
Граувакковый песчаник	Следы	Нет	0,10	0,77	0,43	100,00	Граувакковый песчаник
Серицитовый песчаник	0,01	Нет	0,02	1,92	0,46	99,89	Серицитовый песчаник
"	0,02	Нет	0,03	2,24	0,76	100,21	"
Слюдисто-хлоритовый сланец	0,02	Нет	0,03	4,90	0,62	100,00	Слюдисто-хлоритовый сланец
Кварцево-мусковитовый сланец	0,01	Нет	0,02	3,32	1,08	100,19	Кварцево-мусковитовый сланец
"	0,02	Нет	0,06	3,05	0,35	100,37	"
Сильно инъецированный серицитовый сланец	0,02	Нет	0,06	2,66	0,40	99,69	Сильно инъецированный серицитовый сланец
Кварцево-мусковитовый сланец	0,01	Нет	0,03	4,02	0,50	99,32	Кварцево-мусковитовый сланец
Кварцево-графитово-серицитовый сланец	0,02	Нет	0,11	3,58	0,60	99,73	Кварцево-графитово-серицитовый сланец
Сланцеватый порфирит	0,03	Нет	0,03	2,46	0,58	99,29	Сланцеватый порфирит
Инъецированный порфирит	Следы	Нет	0,06	1,59	0,33	99,85	Инъецированный порфирит
Серпентинит	0,10	0,36	0,30	15,14	1,50	100,06	Серпентинит
"	0,40	0,06	0,04	7,65	0,95	99,66	"
Тальковый сланец	0,01		0,10	4,75	0,21	98,73	Тальковый сланец
Плагноклазовый амфиболит	0,02	Нет	0,03	1,48	0,56	100,53	Плагноклазовый амфиболит
Габбро-порфирит	0,04	Нет	0,06	10,02	4,98	99,74	Габбро-порфирит

содержащих минералов (что связано с нарушением

ков оливина, обрастающих каемками гиперстена в породах, кварц), и зональности отдельных минералов (что связано с

обмена между кристаллизующейся твердой фазой и жидкой средой). В результате во многих минеральных парагенезисах мы наблюдаем не равномерную систему, устойчивую при условиях конечной стадии данного процесса минералообразования, а ряд отдельных ступеней равновесия для более ранних этапов процесса, а часто и остатки ранее существовавших парагенезисов. С одной стороны, это естественно приводит к значительным затруднениям при физико-химическом изучении минеральных парагенезисов, позволяя, с другой стороны, более глубоко заглядывать в историю их образования» (стр. 229).

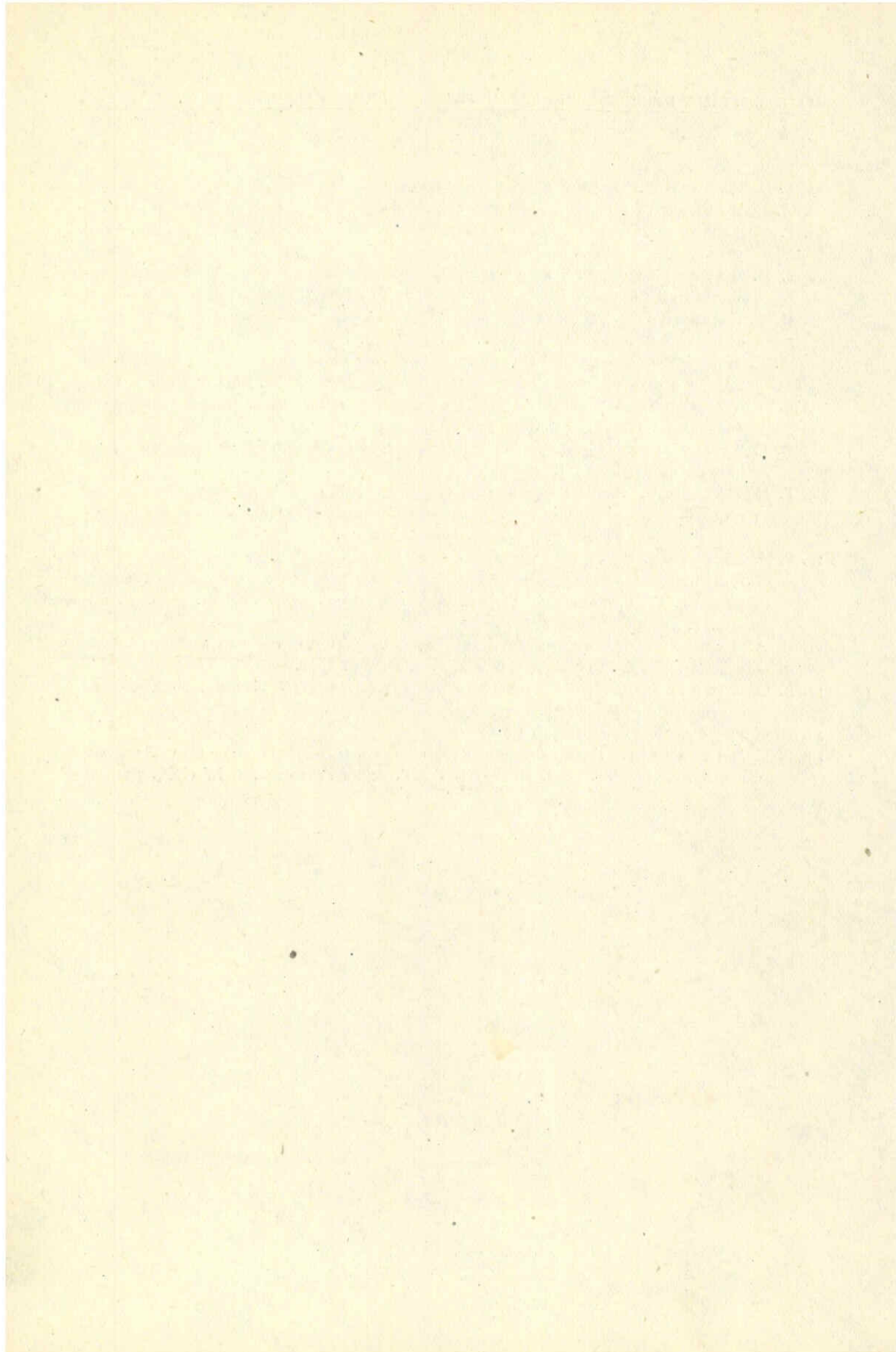
Почти полностью соглашаясь с удачно сформулированным общим правилом минералообразовательного процесса, сохраняющим свою силу также и при метасоматозе, нам кажется однако, что в нем не совсем четко отнесено то, что «сохранение остатков минералов, неустойчивых при условиях данного процесса», в значительной мере зависит также от количества привноса соответствующих компонентов в жидкой фазе, как это имеет место в охарактеризованных выше породах Дзирульского массива. Чем меньше количество привнесенного вещества, в нашем случае, главным образом, кремния и калия, тем менее равновесной является порода.

Новообразованные минералы, возникшие на базе разрушения кристаллической решетки ранее существовавших минералов под воздействием привнесенного вещества, в главной своей части не являются псевдоморфозами, так как они приобретают характерные для них кристаллические очертания и похожи на минералы, выкристаллизовавшиеся непосредственно из магмы или раствора. Поэтому они могут быть отнесены к первому типу процессов по классификации А. Н. Заварицкого [2], с добавлением В. С. Соболева (12, стр. 224), расширившего понимание этого типа процессов, включившего сюда и метаморфизм «без значительного привноса вещества». Нам кажется, что последней оговорки лучше было бы не делать, а для еще большей четкости, в противовес к третьему типу отметить, что сюда относятся такие новообразованные минералы, которые не сохраняют формы замещаемого минерала.

Указанный процесс преобразования в нашем случае характерен, главным образом, для ряда роговая обманка-биотит-мусковит, что-же касается процесса, протекавшего в плагиоклазовом ряду, то он в основном укладывается в четвертый тип классификации А. Н. Заварицкого.

## ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Г. П. Барсанов. Нижний кембрий в Закавказье. Изв. АН СССР, № 9, 1931.
2. А. Н. Заварицкий. Об амазоните. Зап. Всерос. Мин. Общ., ч. 72, № 1, 1943.
- ✓ 3. Г. М. Заридзе. О проблеме генезиса гранитов. Изв. АН СССР, геол. серия, № 3, 1952.
- ✓ 4. Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили. Домезовийские интрузивные гранитоидные фазы Грузии. ДАН Азерб. ССР, т. VIII, № 3, 1952.
5. П. Ф. Киласония. К вопросу о взаимоотношении гранитоидных пород Дзирульского массива. ДАН СССР, том 82, № 4, 1952.
6. Д. С. Коржинский. Абиссофобный минерал пумпеллит в породах горы Благодати и о факторе энергии превращения. Изв. АН СССР, геол. сер., № 5, 1944.
7. Е. В. Кузнецов а. Материалы по пегматитовым жилам Дзирульского массива в Закавказье. Изв. ВГГО, т. 50, вып. 98, 1931.
8. И. Г. Кузнецов. Об открытии в Закавказье кембрийских отложений. Изв. ВГГО, вып. 100, 1931.
9. Г. М. Смирнов, Н. Ф. Татришвили и Т. Г. Казахашвили. Геолого-петрографический очерк северо-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Петрографич. Инст., вып. 11, 1937.
10. Г. М. Смирнов, Н. Ф. Татришвили и Т. Г. Казахашвили. Геолого-петрографический очерк юго-восточной части Дзирульского кристаллического массива. Тр. Грузинского Отдел. Всесоюз. Научн.-исслед. Инст. Мин. Сырья вып. 2, 1938.
11. П. А. Топурия. Рквийский интрузив порфиroidного гранита в Дзирульском массиве. Бюлл. Геол. Инст. Грузии, т. 3, вып. 4, 1938.
12. В. С. Соболев. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовского Государственного Университета, 1949.
13. А. Харкер. Метаморфизм, 1937.
- ✓ 14. С. С. Чихелидзе. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. Тр. Геол. Инст. АН ГССР, серия геологич., т. IV (IX)<sub>3</sub>, 1948.





Г. М. ЗАРИДЗЕ и Н. Ф. ТАТРИШВИЛИ

## К ПЕТРОГРАФИИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ БАСЕЙНА РЕК БОЛЬШОЙ И МАЛЫЙ ЗЕЛЕНЧУК

### Краткая геологическая характеристика района

Настоящая статья является результатом обработки материалов полевых работ, проведенных нами летом 1951 года в пределах верхней части бассейна рек Большой и Малый Зеленчук (на рис. 1 дана фотография го-

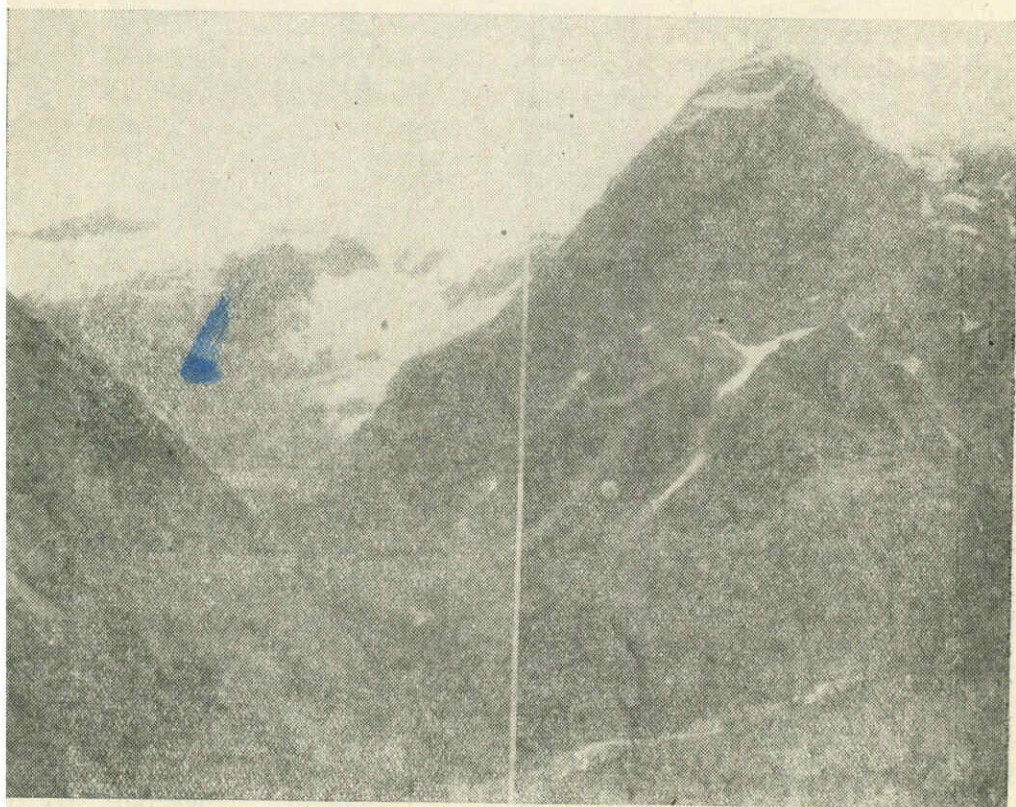


Рис. 1

ры Псыш, находящейся в верховьях одноименной реки, представляющей приток Б. Зеленчука).

В исследованном районе выделяются следующие комплексы пород: 1) инъецированные амфиболиты, 2) кристаллические сланцы с останцами амфиболитов, инъецированные гранитоидами, 3) гранитоиды с останцами кристаллических сланцев, 4) нижнепалеозойская метаморфическая свита, 5) лейасские глинистые сланцы и 6) четвертичные отложения.

Амфиболиты мы рассматриваем как наиболее древние образования зоны Главного хребта. Эти породы всегда, или почти всегда, в той или иной степени инъецированы кварцем, в редких же случаях — калиевым полевым шпатом.

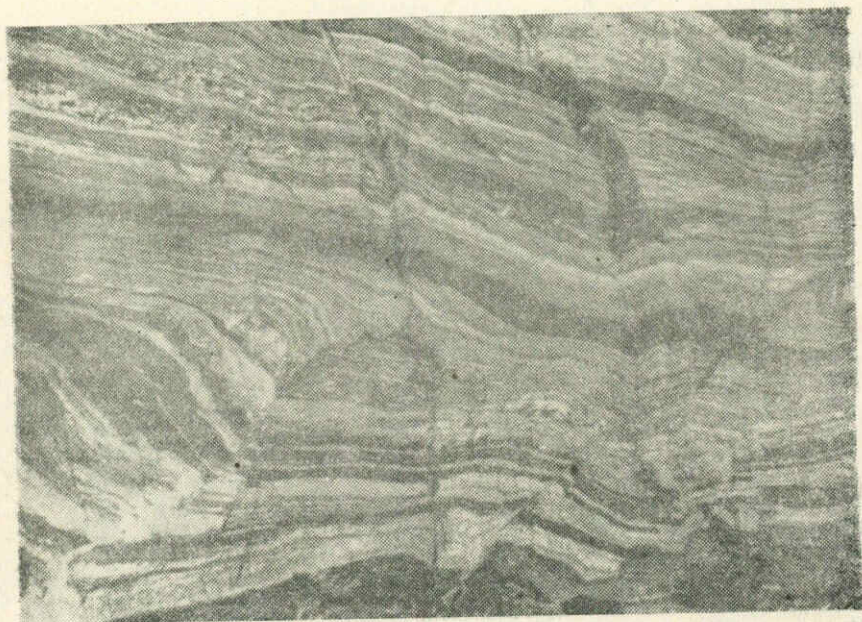


Рис. 2

Инъекции располагаются большей частью параллельно, в результате чего образуется полосчатая порода с послойным чередованием черного амфиболита и светлого привнесенного вещества — в основном, кварца. Такая порода по своему внешнему виду приближается к глубокому метаморфизованному кристаллическому сланцу (см. рис. 2 и 3).

В этих же породах участками наблюдаются мелкие разрывы с амплитудами, измеряемыми в пределах единичных сантиметров, вследствие чего они иногда объединяются с, так называемыми, «тектонитами».

Указанные микроразрывы и образование «тектонитов», повидимому, связаны с одной из фаз каледонской складчатости, дислоцировавшей материнские породы нижнепалеозойской метаморфической свиты и вызвавшей внедрение магмы, давшей гранитоиды Главного хребта, производными которых являются инъекции, проникающие в амфиболиты.

Глубоко метаморфизованные кристаллические сланцы зоны Главного хребта мы условно рассматриваем, как сильно преобразованные, в результате обильной инъекции кремния и калия, амфиболиты, роговая обманка которых полностью, или почти полностью, перешла в слюду, что обусловило сильную рассланцованность породы. О таком генезисе названных кристаллических сланцев свидетельствует наличие среди них останцев относительно менее преобразованных амфиболитов.

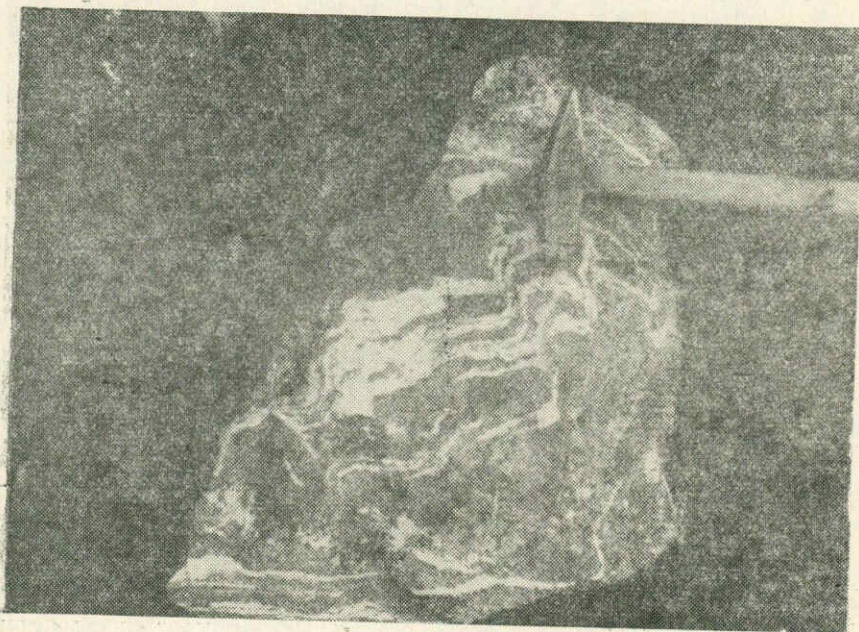


Рис. 3

На Большом Кавказе имеются кристаллические сланцы, осадочная природа материнских пород которых не подлежит сомнению, но они в целом по степени метаморфизации уступают вышеотмеченным ортосланцам, вследствие чего последние выделялись как нижнедокембрийские, а первые — как верхнедокембрийские или, реже, как нижнепалеозойские.

Когда инъецированный (интродуцированный) материал начинает преобладать, постепенно исчезают кристаллические сланцы и появляются гнейсы, гнейсовидные гранитоиды и гранитоиды, не обнаруживающие гнейсо-

видности или проявляющие ее участками. Среди гранитоидов, особенно гнейсов, встречаются ксенолиты сравнительно слабо преобразованных кристаллических сланцев.

Нижнепалеозойская метаморфическая свита, условно выделенная в нашем районе, имеет небольшое развитие. Представлена она слабо метаморфизованными сланцами (филлитами).

Лейас выражен, главным образом, в фации темносерых глинистых сланцев, но встречаются также аргиллиты, реже песчаники (ущ. р. Псыш):

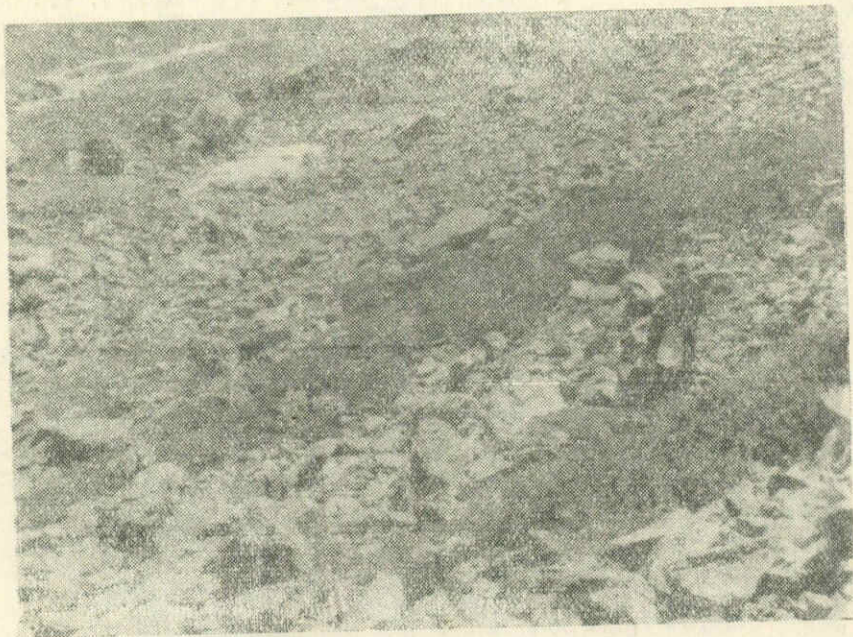


Рис. 4

Четвертичные отложения в основном речные. Кроме того, встречаются ледниковые и флювиоглациальные (на рис. 4 изображена одна из морен верховьев р. Духа).

В нескольких словах необходимо коснуться некоторых вопросов тектонического строения района.

Контакт древних кристаллических пород с глинистыми сланцами лейаса в ущелье р. Псыш (верховье р. Б. Зеленчук) является тектоническим. Обычно указывают, что разрыв проходит через кристаллические породы, что не соответствует действительности. Фактически мы наблюдаем здесь движение по контакту древних кристаллических пород и глинистых сланцев лейаса (см. рис. 5). Контакт этот имеет то северное падение (левый

склон р. София), то вертикальное (правый склон р. Псыш), то южное (левый склон р. Псыш). Все эти явления обусловлены тектоническими силами одного направления — действовавшими с севера на юг.

Подобное явление подробно описано А. И. Джанелидзе (2) для южного склона Большого Кавказа под названием краевого надвига.

Северный контакт свиты глинистых сланцев также тектонический. Развитые здесь нижнепалеозойские гранитоиды (гранитоиды Главного хребта) с севера надвинуты на глинистые сланцы. В отдельных местах можно наблюдать поверхность контакта, падающего на север.

Этим характером тектонических движений, направленных с севера на юг, объясняется, повидимому, наличие сдвига по р. Псыш и флексуроподобного изгиба контура свиты глинистых сланцев по р. Кизгыч.

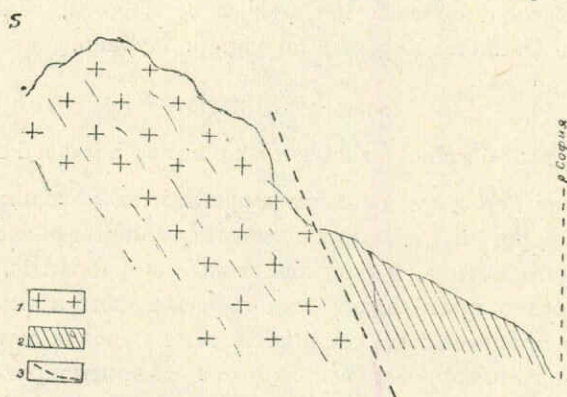


Рис. 5

### Петрографическая характеристика

Наиболее древними образованиями района, как уже указывалось, являются амфиболиты, среди которых выделяются почти бесплаггиоклазовые и плагиоклазовые разновидности. Последние, в свою очередь, подразделяются на три группы — амфиболиты с незначительной инъекцией кремния, амфиболиты со значительной инъекцией кремния и интенсивно инъецированные амфиболиты. Среди амфиболитов встречаются также габбро, которые являются, повидимому, частично материнскими породами амфиболитов, частично же более молодыми, секущими амфиболиты телами. Амфиболиты секутся и более молодыми жильными породами — порфиритами.

Следующий комплекс пород представлен кристаллическими сланцами, которые по петрографическому признаку делятся на четыре группы — слюдяные сланцы с небольшим количеством плагиоклаза, слюдяные сланцы, богатые плагиоклазом, переходящие в гнейсы, гнейсы и, наконец, кварцево-сланцевые сланцы и филлиты. Среди слюдяных сланцев и гней-

сов встречаются секущие тела — габбро, инъецированные вместе со сланцами продуктами гранитной магмы, а также более молодыми жилами порфиритов.

Упомянутые выше породы пересекаются гранитоидами или их дериватами, которые, в свою очередь, прорваны диабазо-порфиритовыми породами.

Все перечисленные породы, за исключением материнских пород амфиболитов и диабазо-порфиритов, связаны с развитием нижнепалеозойской геосинклинали.

Другой этап магматической деятельности в исследованном нами районе связан с развитием верхнесилурийско-девонско-нижнекарбоновой геосинклинальной свиты, обследованной нами рекогносцировочно. С еще меньшей детальностью изучены магматические породы, залегающие в карачаевской серии (нижний карбон) по ущ. р. Кубань.

#### 1. АМФИБОЛИТЫ

##### 1) Почти бесплагиоклазовые амфиболиты

К этой группе пород мы относим амфиболиты, которые состоят почти исключительно из роговой обманки с незначительной примесью плагиоклаза и инъекционного кварца, и плагиоклазовые амфиболиты, в которых роговая обманка резко преобладает над плагиоклазом и имеется незначительная примесь привнесенного кварца. В этих породах плагиоклаз совершенно свежий или сильно, местами нацело сосюритизированный, с выделением минералов эпидотовой группы. Породы темносерые или зеленовато-серые, мелкозернистые, со следами сланцеватости.

Структура нематогранобластовая, ясно выраженная.

Минералогический состав: роговая обманка, плагиоклаз, кварц, минералы эпидотовой группы и биотит.

Роговая обманка светлозеленая, с едва заметным плеохроизмом и углом погасания  $CNg = 15 - 20^\circ$ , почти всегда свежая, если не принять во внимание ее незначительную биотитизацию.

Плагиоклаз иногда совершенно свежий, представлен не особенно крупными, прозрачными, иногда полисинтетически сдвойникованными кристаллами из ряда альбит-олигоклаза, порой же сильно сосюритизирован с выделением минералов группы эпидота.

Кварц всегда мелкозернистый, иногда торцовой структуры, располагается вдоль сланцеватости.

Породы трещиноваты; трещины выполнены кальцитом и хлоритом с примесью землистых продуктов и пренита.

Акцессорные минералы — сфен и рудный минерал, представленный иногда титаноморфитом.

Таким образом, для пород описываемой группы характерными являются наличие темной однородной окраски, богатство цветными минералами и почти полное отсутствие сланцеватости.

Роговая обманка несколько отличается от таковой плагиоклазовых амфиболитов. Она светлозеленая, почти неплеохроичная, с углом погасания  $CNg = 15 - 17^\circ$ ,  $2v = -84^\circ$  и  $Ng - Np = 0,012$ .

## 2. Плагиоклазовые амфиболиты

а) Плагиоклазовые амфиболиты с незначительной инъекцией кварца. Это темносерые полосчатые породы. Полосчатость обусловлена чередованием полос, состоящих из крупных кристаллов роговой обманки с примесью плагиоклаза, с полосами плагиоклаза. Породы эти состоят, главным образом, из ориентированной в одном направлении роговой обманки, обуславливающей сланцеватую текстуру.

Структура в подавляющем большинстве случаев гранолепидобластовая, местами, но очень редко, наблюдаются реликты габбровой структуры.

Роговая обманка зеленая, образует крупные, одинаково ориентированные кристаллы с углом погасания  $CNg = 15 - 25^\circ$ . В некоторых случаях угол погасания понижается до  $8 - 10^\circ$ , что имеет место, главным образом, там, где роговая обманка начинает биотитизироваться. Большой отрицательный угол между оптическими осями также несколько изменяется — от  $-80^\circ$  до  $-60^\circ$ . Относительно маленький угол между оптическими осями характерен для роговой обманки с малым углом погасания, т. е. частично биотитизированной разности. Местами наблюдается лучистая разность. Как правило, роговая обманка свежая, но есть и такие породы, где роговая обманка частично замещена хлоритом, еще реже биотитом. Замещение роговой обманки биотитом начинается с периферии кристаллов. Иногда биотит образует пятна в роговой обманке. Последняя изредка замещается также эпидотом. Процессу эпидотизации подвергается почти исключительно плагиоклаз, но при далеко зашедшем процессе разрушения им захватывается также и роговая обманка.

Плагиоклаз сильно сосюритизирован, иногда с выделением минералов группы эпидота. В некоторых образцах, ввиду сильного разложения, он совершенно непрозрачный — темносерый.

Во всех случаях продуктами разложения являются сосюрит, минералы группы эпидота и, очень редко, серицит. Чаще всего минералы группы эпидота представлены клиноцоизитом,  $2v = +76^\circ$ , который частично или реже полностью замещает плагиоклаз. В отдельных случаях цоизит образует гранофировые сростки с плагиоклазом, или пойкилитические включения в последнем. Изредка такие же сростания образует с плагиоклазом кварц. Свежие каемки некоторых плагиоклазов не основнее андезина.

Кварц всегда привнесенный — инъецированный, он располагается вдоль сланцеватости в виде прослоев или образует жилки. Последние секут как роговую обманку, так и плагиоклаз или располагаются вдоль их контакта. Кварц всегда мелко- и среднезернистый, почти изометрический. Более или менее крупные кристаллы обнаруживают волнистое погасание.

В одном случае наряду с жилкой кварца была встречена жилка пелитизированного калиевого полевого шпата.

Аксессуары представлены рудным минералом, сфеном и апатитом.

б) Плагиоклазовые амфиболиты со значительными инъекциями кварца. Эти породы, как и предыдущие, также полосчатые и обладают ясно выраженной лепидо- и нематогранобластовой структурой. Полосчатость обусловлена чередованием темных и светлых полос. Параллельность полос нарушается линзообразными раздувами темных, чаще светлых полос. Внутри полос происходит нарушение их однородности. Наблюдаются выделения крупных кристаллов роговой обманки, которые, по всей вероятности, образуются за счет регенерации (перекристаллизации) роговой обманки амфиболитов. Встречаются скопления довольно мелких чешуек биотита.

В отдельных случаях порода макроскопически сланцеватости не обнаруживает и похожа на равномернозернистую интрузивную породу; под микроскопом же довольно четко вырисовывается сланцеватость и бластез.

Рассматриваемые породы инъецированы сильнее предыдущих. Инъекции часто образуют раздувы или обволакивают крупные кристаллы плагиоклаза и роговой обманки амфиболитов. В зависимости от состава привнесенного материала цвет породы меняется от темносерого до серого.

Главными минералами являются плагиоклаз и роговая обманка.

Плагиоклаз землисто-серый, измененный — преимущественно сильно сосюритизированный, — вследствие чего почти непрозрачный. Наблюдается выделение минералов эпидотовой группы. Реже он замещается серицитом. По мере увеличения количества привнесенного материала, сосюрит переходит в минералы группы эпидота, главным образом, в цоизит, который иногда располагается ориентированно в кристаллах плагиоклаза, а порой образует с ними гранофировые сростки. Затем плагиоклаз как бы очищается от сосюрита и начинает серицитизироваться. Наблюдаются случаи разъедания плагиоклаза кварцем; остатки его имеют неправильные контуры, часто они зазубрены.

Небольшие свежие остатки в виде оторочек или каемок плагиоклаза имеют состав не основнее андезина.

Роговая обманка представлена крупными темносиневато-зелеными кристаллами с плеохроизмом по Ng — темнозеленовато-синим и по Np — светлозеленовато-синим или светлозеленым; угол погасания  $\dot{C}Ng = 8 - 13^\circ$ .



Синяя окраска и маленький угол погасания свидетельствуют о ее частично щелочном характере. Чаще роговая обманка окрашена в разные тона зеленого цвета. При наличии интенсивной окраски она плеохроирует от темно-зеленого по Ng, до светлозеленого по Np. Светлые разности слабо плеохроичны или вовсе не обнаруживают его. Замечается частичное обесцвечивание роговых обманок. Один и тот же кристалл окрашен в разные тона зеленого цвета. Светлые его части, выделяясь и при скрещенных николях, обнаруживают несколько отличные оптические свойства, нежели темные, что выражается в различном угле погасания и ориентировке индикатриссы. Угол погасания в пределах одного и того же образца варьирует в зависимости от степени биотитизации роговой обманки. Степень изменения роговых обманок небольшая; чаще всего она замещается хлоритом, реже биотитом и еще реже минералами группы эпидота.

В некоторых случаях роговая обманка представлена целиком лучистой разностью.

Минералы группы эпидота пользуются довольно широким распространением. Они представлены цоизитом ( $2v = +54^\circ$ ), клиноцоизитом ( $2v = +76^\circ$ ) и эпидотом ( $2v = -80^\circ$ ). Из них чаще и в сравнительно большом количестве встречаются клиноцоизит и цоизит. Эти минералы замещают, главным образом, плагиоклаз. Цоизит, в отдельных случаях, взаимодействуя с плагиоклазом, образует гранофировые сростания. Часто мелкие идиоморфные, одинаково ориентированные кристаллы эпидот-цоизита включены в плагиоклаз. Такие явления наблюдаются тогда, когда сосюрит сильно сосюритизированного плагиоклаза преобразовывается в минералы группы эпидота. Изредка такое же взаимодействие наблюдается и с роговой обманкой.

Биотит встречается в небольшом количестве. Он мелкочешуйчатый и темнокричневый, с интенсивным плеохроизмом. Образуется за счет роговой обманки.

Хлорит также является продуктом замещения роговой обманки. Редко он приурочен к зернам бесцветного граната, где последний образует вместе с хлоритом полосы, чередующиеся с плагиоклаз-роговообманковыми полосами с примесью кварца. Иногда биотит с хлоритом образует скопления мелких чешуек и пластинок.

Кварц всегда привнесенный, встречается в виде жил, прослоек, скоплений и линз; чаще он инъецирует породу без видимых следов какого-либо воздействия на нее, но бывают случаи, когда он частично корродирует кристаллы плагиоклаза, которые приобретают зубчатые и расплывчатые контуры. Частичная и относительно слабая биотитизация роговых обманок связана также с привнесением калия и кремния. Кварц в подавляющем большинстве случаев довольно мелкозернистый. Он часто обволакивает

реликтовые минералы, создавая очковую или бластопорфировую структуру, характерную для описываемых пород.

Акцессоры представлены рудным минералом, сфеном, апатитом, а иногда ортитом и цирконом. Последний обнаружен в биотитовых разновидностях.

Суммируя приведенную характеристику двух групп амфиболитов, можно отметить, что из продуктов распада плагиоклаза существенную роль играет клиноцоизит, который образует иногда с плагиоклазом гранофиновые сростки.

В амфиболитах нарушена первичная структура магматической породы. Они обнаруживают гранобластовую структуру, в отдельных же случаях — параллельную текстуру.

В результате привноса кремния образуются гранофиновые сростки и происходит разрушение плагиоклаза и роговой обманки с выделением кальций-содержащих минералов. Привнос калия вместе с кремнием вызывает биотитизацию роговой обманки.

Роговая обманка, по всей вероятности, является продуктом преобразования моноклинного пироксена, о чем свидетельствует в отдельных случаях ее лучистое строение. Главная же часть сильно плеохроичной роговой обманки, представленная крупными, темнозелеными компактными кристаллами, повидимому, является конечным продуктом амфиболитизации пироксена. При дальнейшем преобразовательном процессе роговая обманка переходит в хлорит, биотит, реже в минералы эпидотовой группы.

в) Сильно инъецированные амфиболиты. В этих породах наблюдается сильный привнос кремния и небольшого количества калия. Они макроскопически аналогичны предыдущим, но несколько светлее их, что вызвано большим привносом лейкократовых составных частей и соответственно меньшим содержанием цветных минералов. В подавляющем большинстве случаев рассматриваемые породы полосчатые, некоторые из них имеют вид равномернозернистых пород; несмотря на это, кристаллы биотита и роговой обманки ориентированы параллельно.

Структура, главным образом, бластопорфировая. Порфиробласты представлены реликтовыми минералами, которые обволакиваются мелкозернистым кварцем.

Плагиоклаз преимущественно крупный, полупрозрачный, местами даже совершенно мутный в силу сильной сосюритизации. В небольшом количестве содержатся мелкие, полисинтетически тонко сдвойникованные, совершенно свежие кристаллы. В сильно инъецированных породах, когда начинается интенсивное замещение биотитом роговой обманки, происходит как бы очищение плагиоклаза от сосюрита, место которого занимает серицит. Серицит в инъецированных амфиболитах почти не встречается в

качестве продукта разложения плагиоклазов. В связи с инъекциями кварца часто наблюдаются новообразования плагиоклаза в виде небольших, почти всегда полисинтетически сдвойникованных кристаллов, всегда приуроченных к кварцу. Аналогичное явление, т. е. новообразования плагиоклаза, наблюдаются также внутри крупных реликтовых кристаллов плагиоклаза с од...

и кварца  
больших,  
да при-  
плагио-  
лов пла-  
ов. Но-  
е основ-  
Перво-  
е. В ре-  
я выде-  
стичные  
вом гра-

и в пре-  
рассмот-  
нет пла-  
роговую  
нки не  
почти ни-  
пени не  
рещинам  
образует  
же кри-  
том. Ро-  
то Ng —  
сания —

це у нее  
и, также  
обманка

рохроизм  
желтый,  
щает ее.  
отдельно

качестве продукта разложения плагиоклазов. В связи с инъекциями кварца часто наблюдаются новообразования плагиоклаза в виде небольших, почти всегда полисинтетически сдвойникованных кристаллов, всегда приуроченных к кварцу. Аналогичное явление, т. е. новообразования плагиоклаза, наблюдаются также внутри крупных реликтовых кристаллов плагиоклаза с одновременным очищением его от вторичных минералов. Новообразованный плагиоклаз значительно кислее реликтового, он не содержит альбит-олигоклаза, тогда как реликтовый не кислее андезина. В результате инъекций кварца в реликтовом плагиоклазе наблюдается выделение минералов эпидотовой группы, которые часто образуют частички или полные псевдоморфозы. Иногда же они образуют с плагиоклазом нефировые или микропегматитовые сростки.

Роговая обманка данных пород сильнее преобразована, нежели в породах вышележащих. Здесь она почти нацело замещается биотитом. Если в породах выше биотитизация плагиоклаза, то в описываемых породах этот процесс захватывает и роговую обманку. Хлорит в качестве продукта изменения роговой обманки встречается. Процесс биотитизации является характерным. Нет ни одного кристалла роговой обманки, который в той или иной степени был бы захвачен этим процессом. Замещение начинается по типу спайности, делая кристалл пятнистым. Нередко роговая обманка замещается биотитом различной величины и формы остатками в биотите. Иногда один и тот же кристалл представлен частично роговой обманкой, частично же биотитом. Роговая обманка всегда обыкновенная, зеленая, с плеохроизмом, переходящим от желтовато-зеленого, а по  $Nr$  — голубовато-зеленого. Угол погасания  $CNg = 17 - 21^\circ, 16 - 22^\circ, 8 - 25^\circ, 15 - 30^\circ, 12 - 20^\circ$ .

Чем больше степень биотитизации роговой обманки, тем меньше угол погасания. Изменчив также угол между оптическими осями, являющийся функцией биотитизации. Обыкновенная роговая обманка иногда замещается волокнистой разностью.  $2v = -60^\circ, 72^\circ, 80^\circ$ .

Биотит различной величины и всегда совершенно свежий; плагиоклаз нормальный: по  $Ng$  темнокоричневый, по  $Nr$  светлый соломенно-желтый. Угол погасания  $Ng - Nr = 0,049$ . Он всегда приурочен к роговой обманке и замещает ее. Иногда же биотит в виде скоплений мелких чешуек расположен

его трещинам спайности отлагается эпидот. Циркон, как акцессорный минерал, который в предыдущих группах встречался спорадически, здесь наблюдается чаще и приурочен к биотиту.

Минералы группы эпидота представлены эпидотом, клиноцоизитом и цоизитом. Более широким распространением пользуется клиноцоизит, который, совместно с эпидот-цоизитовыми минералами, замещает, главным образом, плагиоклаз. Сильно сосюритизированные плагиоклазы на какой то стадии изменения выделяют минералы эпидотовой группы, образующие частичные псевдоморфозы по плагиоклазу. Свободные от замещения участки становятся свежими и прозрачными, в отличие от материнского реликтового плагиоклаза. Минералы эпидотовой группы, замещая плагиоклаз, иногда образуют микропегматитовые сростания с плагиоклазом. Эта группа минералов замещает также роговую обманку, но значительно реже и в том случае, если процесс эпидотизации плагиоклазов заходит далеко. При этом плагиоклаз совершенно освобождается от сосюрита, главная часть которого вероятно идет на образование минералов эпидотовой группы.

Кварц в этих породах всегда привнесенный. Встречается в виде жилок, раздувов и скоплений зерен. По мере увеличения привноса кремния, которому, вероятно, сопутствует и калий, плагиоклаз освобождается от вторичных продуктов, входит во взаимодействие с привнесенным материалом и, перекристаллизовываясь, образует вторичный плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда.

Акцессоры представлены апатитом, который иногда образует довольно крупные зерна и присутствует в большом количестве, рудным минералом, цирконом, ортитом и гранатом.

Данная группа пород, как видно из описания, значительно отличается от предыдущей. Если помимо привноса кремния в слабо инъецированных породах не наблюдалось особых изменений, то в данных породах, где вместе с кремнием приносился и калий, наблюдается значительное изменение породы. В слабо инъецированных породах биотитизация роговых обманок только начинается, в описываемых же породах этот процесс сильно развит, биотит местами даже нацело замещает роговую обманку. По мере увеличения количества инъецированного материала, сосюритизированный плагиоклаз выделяет минералы группы эпидота, которые образуют частичные псевдоморфозы по плагиоклазу. Последний постепенно очищается от сосюрита. Наблюдаются и такие явления, когда плагиоклаз входит во взаимодействие с кварцем и, перекристаллизовываясь, образует мелкие, совершенно свежие, прозрачные кристаллы ряда альбит-олигоклаза и олигоклаза. В данных породах появляется циркон, который в предыдущих породах наблюдался лишь изредка.

г) Габбро. Они либо секут амфиболиты, либо связаны с ними постепенными переходами. Это темносерые породы, иногда со слегка зеленоватым оттенком, обычно равномернозернистые — от очень мелкозернистых, до средне- и крупнозернистых, структура их панидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая, переходящая в офитовую, порфиридовидно-офитовая и гранобластовая с элементами реликтовой структуры.

Главными составными частями этих пород являются плагиоклаз и роговая обманка. Остальные минералы, как то: эпидот, цоизит и клиноцоизит являются продуктами замещения, главным образом, плагиоклаза, а хлорит — роговой обманки.

Плагиоклаз представлен в разной степени измененными, в большинстве случаев сосюритизированными и эпидотизированными кристаллами. В подавляющем большинстве случаев не кислее андезина, но если принять во внимание, что он всегда сосюритизирован или эпидотизирован (деанортитизирован), то надо полагать, что вначале он был значительно основнее.

Роговая обманка этих пород обыкновенная зеленая, с нормальным плеохроизмом и углом погасания  $CNg = 17 - 25^\circ$ ,  $2v = -82^\circ$ , или зеленовато-бурая, с углом погасания  $CNg = 19^\circ$  и  $2v = -80^\circ$ . Имеется также и лучистая роговая обманка.

Некоторые габбро секутся жилками кварца, который образует с роговой обманкой или плагиоклазом гранофировые сростания.

Все эти породы в разной степени изменены. Темноцветный минерал изменен интенсивнее плагиоклаза. Надо полагать, что роговая обманка образовалась за счет моноклинного пироксена, о чем свидетельствует наблюдающееся иногда лучистое строение. Она, в свою очередь, частично замещается хлоритом.

В результате разрушения плагиоклаза образуются, главным образом, минералы группы эпидота (эпидот, цоизит, клиноцоизит). Все же плагиоклаз наряду с сосюритизацией подвергается и серицитизации.

Габбро отличаются от предыдущей группы пород (амфиболитов) лишь меньшей степенью изменения (метаморфизации), что выражено, в основном, в сохранении первичной структуры магматической породы.

д) Порфириты. Среди амфиболитов встречаются жильные меланократовые породы типа порфиритов.

Структура этих пород порфировая, с полнокристаллической крупнозернистой основной массой, состоящей из частично сосюритизированного плагиоклаза, роговой обманки, хлорита, эпидота, цоизита и незначительного количества рудного минерала.

Вкрапленники представлены сосюритизированным плагиоклазом, агрегатом зерен эпидота и цоизита, возможно, полных псевдоморфоз по плагиоклазу и роговой обманке.

## 2. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

а) Слюдяные сланцы с небольшим количеством плагиоклаза. Это тонкосланцеватые, разных оттенков серые, коричневатые-серые и коричневые, богатые слюдой породы с шелковистым блеском. Цвет породы зависит от количества слюды.

Структура ясно выраженная лепидогранобластовая. Текстура плейчатая-полосчатая и полосчатая. Последняя вызвана чередованием кварцевых полос с мусковитовыми или биотит-мусковитовыми полосами. Полевой шпат, как правило, приурочен к слюдяным полосам. Все минералы, главным образом, чешуйчатые, одинаково ориентированы.

Состав: кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, мусковит, хлорит.

Кварц всегда привнесенный, более или менее изометрический, довольно мелкозернистый, образует прослой, иногда скопления в совокупности с мелкими чешуйками биотита и мелкими свежими кристаллами плагиоклаза. В некоторых породах кварц разъедает плагиоклаз, небольшие остатки которого образуют разной величины и формы пелитизированные зерна и пятна.

Плагиоклаз представлен разными по величине и в различной степени измененными пелитизированными и серицитизированными кристаллами. Степень изменения кристаллов небольшая, имеются совершенно свежие, полисинтетически сдвойникованные новообразованные кристаллы. Плагиоклаз во всех случаях не основнее олигоклаза.

Слюда, которая является главным и преобладающим минералом, представлена биотитом и мусковитом. Биотит присутствует в том или ином количестве во всех образцах, некоторые же из них состоят почти исключительно из биотита. Последний всегда темнокоричневый, с нормальным плеохроизмом: по Ng — темнокоричневый, а по Np — светлый, соломенно-желтый,  $Ng - Np = 0,045$ ;  $2v = 8^\circ$ . Представлен вытянутыми по сланцеватости чешуйками разной величины с включениями мелких зерен циркона округлой формы с плеохроичными двориками. Он обычно частично, реже полностью замещается мусковитом, еще реже хлоритом с выделениями игольчатого рутила-сагенита. Наблюдается также перекристаллизация больших индивидов в мелкочешуйчатый агрегат. В одном образце шестигранный минерал переполнен мелкими, совершенно свежими чешуйками биотита. Имеются и отдельные скопления мелких чешуек биотита, которые вероятно образовались таким же путем. Именно к такому

мелкочешуйчатому биотиту приурочены мелкие зерна циркона с плеохроичными двориками.

Упомянутый шестигранный минерал, переполненный мелкими чешуйками биотита, возможно, представлял цельный индивид того же минерала или роговую обманку псевдогексагонального габитуса.

Мусковит, как правило, всегда приурочен к биотиту и является продуктом его замещения. Ни в одном случае серицит плагиоклаза не переходит в мусковит.

Хлорит, который редко встречается в большом количестве, образует разной величины светлозеленые, почти не плеохроичные пластинки в виде полных и частичных псевдоморфоз по биотиту, к которому он всегда приурочен. К биотиту и хлориту приурочены разной величины, иногда довольно крупные, почти бесцветные кристаллы граната, иногда с включениями рудного минерала.

Аксессуары представлены цирконом, апатитом, гранатом и рудным минералом. Циркон и рудный минерал, приуроченные к биотиту, являются постоянно присутствующими акцессорными минералами.

б) Слюдяные сланцы, богатые плагиоклазом. Это переходные породы от слюдяных сланцев к гнейсам. Соотношение основных минералов — слюды и полевого шпата — сильно варьирует, меняется также и величина зерна.

Породы сланцеватые, иногда уплотненные инфицированным материалом. Цвет, в зависимости от количества цветных минералов, меняется от темного коричневатого-серого до белого.

Структура гранолепидобластовая, текстура полосчатая, что вызвано чередованием светлых и темных полос.

Состав: кварц, плагиоклаз, биотит, мусковит, хлорит, силлиманит и калишпат.

Кварц всегда привнесенный и обычно располагается в виде хотя и не строго ориентированных, но самостоятельных полос. Величина зерна различная. Более крупные кристаллы обнаруживают волнистое погасание. Иногда одни жилки и полосы кварца секутся другими. Секущий кварц, повидимому, более поздний — гидротермальный. В отдельных случаях кварц образует микропегматитовые сростки с плагиоклазом и пойкилитические включения в последнем.

Плагиоклаз представлен преимущественно мелкими и в разной степени измененными, часто лишенными кристаллографических очертаний кристаллами. Продуктами изменения являются серицит и пелитовое вещество. Имеются и совершенно свежие полисинтетически сдвойникованные кристаллы альбита, приуроченные к кварцу и являющиеся, по всей вероятности, новообразованиями.

Калишпата в породе очень мало, встречается он либо в виде спорадических небольшого размера кристаллов, приуроченных к мелкозернистому кварцу, либо в виде жил.

Биотит образует разной величины, иногда довольно мелкие темно-коричневые с нормальным плеохроизмом чешуйки. По Ng — темнокоричневый, Np — светлый соломенно-желтый,  $Ng - Np = 0,049$ . Часто он нацело или частично хлоритизирован и одновременно мусковитизирован. Там, где плагиоклаз сильно серицитизирован, биотит интенсивнее хлоритизированы, если же плагиоклаз относительно свежий, соответственно и биотит оказывается более свежим. Хлоритизация биотита всегда сопровождается выделением сагенита. Нередки случаи, когда переполненный сагенитом хлорит вновь преобразуется в биотит. В тесной ассоциации с биотитом находится порой силлиманит — фибролит, являясь по всей вероятности, продуктом его распада. Большая часть чешуй биотита оканчивается цветками и волокнами силлиманита. Иногда разорванная чешуйка биотита, одна часть которой сдвинута относительно другой, залечивается силлиманитом, волокна которого соответственно изогнуты.

Мусковит и хлорит обычно содержатся в малом количестве. Мусковит с плагиоклазом иногда образуют микропегматитовые сростания.

Акцессоры представлены рудным минералом, цирконом и апатитом или только апатитом и цирконом. В большинстве случаев циркон приурочен к биотиту, характеризующемуся плеохроичными двориками.

в) Гнейсы. Довольно крупнозернистые, грубосланцеватые, серые разных оттенков породы.

Структура гранобластовая, иногда гетеробластовая, очковая и бластогранитовая.

Состав: кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит, мусковит, хлорит, силлиманит-фибролит.

Кварц разной величины, преимущественно крупный, местами с волнистым погасанием. Иногда он раздроблен и имеет мозаичное строение. Мелкозернистый кварц вместе с мелкочешуйчатой слюдой окаймляет плагиоклаз или зажат между крупными его кристаллами. Кварц с плагиоклазом и мусковитом образуют микропегматитовые и мirmekитовые сростания или пойкилитические включения в плагиоклазе.

В результате замещения плагиоклаза калишпатом, под воздействием привнесенного калия высвобождается сопутствующая ему часть кремния, которая, кристаллизуясь в виде кварца отдельными пятнами внутри метасоматически замещенного плагиоклаза, дает описанные выше прорастания.

Плагиоклаз образует разной величины и в разной степени измененные, преимущественно пелитизированные и в меньшей степени серицитизированные кристаллы, почти всегда лишенные кристаллографических



очертаний. Часты случаи, когда большой полисинтетически сдвойникованный кристалл постепенно замещается совершенно свежим прозрачным калишпатом. Последний проникает бухточками и заливами в крупные кристаллы плагиоклаза. Иногда плагиоклаз, при наличии в породе кварца и калишпата, не замещается последним, а перекристаллизовывается с образованием мелких, свежих, полисинтетически сдвойникованных кристаллов.

Калишпат содержится обычно в большом количестве. Он всегда привнесенный. Местами в крупных зернах кварца наблюдается мелкий каплевидный калишпат, который опознается только благодаря золотистому дисперсионному эффекту. Величина зерен калишпата сильно варьирует, от каплевидных включений, главным образом, в кварце, до крупных зерен, замещающих плагиоклаз. Каких-либо определенных кристаллографических очертаний он не обнаруживает. Часты жилочки и длинные уплощенные кристаллы.

Слюда представлена, главным образом, мусковитом, который всегда приурочен к нацело хлоритизированному биотиту, свидетельствуя об образовании мусковита за счет биотита.

Хлорит грязно-зеленый, с незначительными остатками биотита. Он иногда переполнен игольчатым рутилом — сагенимом. В отдельных случаях мелкие чешуйки свежего биотита переполнены сагенимом. Этот биотит образован, вероятно, за счет хлорита. Последний, в свое время, сам являлся псевдоморфозой по биотиту, о чем свидетельствуют иголки сагенима. Наблюдается, что в случае содержания в породе калишпата, биотит хлоритизирован, а при отсутствии этого минерала, он свежий. С другой стороны, интенсивной серицитизации плагиоклаза сопутствует сильная хлоритизация биотита.

Силлиманит-фибrolит встречен только в одном случае. Он расположен длинной осью параллельно сланцеватости в виде тончайших призм или изгибающихся волосовидных кристаллов. Удлинение у него положительное,  $N_g - N_p = 0,023$ . Наблюдаются и мелкие отдельные призматические кристаллы силлиманита, включенные в кварц. Аксессуары представлены цирконом, апатитом и рудным минералом.

г) Кварцево-сланцевые сланцы и филлиты. Кварцево-сланцевые сланцы представлены мелкозернистыми, плотными породами, иногда со следами сланцеватости. Некоторые из них богаты цветными минералами и графитом, другие же бедны ими, что обуславливает цвет породы. Встречаются светлосерые, розовые и черные разновидности.

Структура гранолепидобластовая, текстура неясно выраженная сланцеватая. Частично породы являются полосчатыми. Полосчатость возни-

кает благодаря чередованию кварцевых полос с мусковитовыми, к которым приурочено большое количество мелкозернистого графита, чем и обусловлен их черный цвет. В слюдяных полосах иногда имеется незначительное количество плагиоклаза и калишпата. Порой количество плагиоклаза настолько возрастает, что породы могут быть названы плагиоклазово-кварцевыми слюдяными сланцами.

Состоят они из кварца, плагиоклаза, калишпата, мусковита, хлорита и кальцита.

Кварца в породе очень много, он всегда мелкозернистый, с торцовой структурой; иногда же вступает во взаимодействие с плагиоклазом, корродируя его. В результате появляется такой же мелкозернистый и торцовый новообразованный плагиоклаз. Кварц с полевым шпатом в некоторых случаях образуют микропегматитовые сростки и пойкилитовые включения.

Плагиоклаз представлен мелкими, в разной степени пелитизированными и серицитизированными, не особенно крупными кристаллами, иногда лишенными кристаллографических очертаний. Встречаются также совершенно свежие прозрачные кристаллы новообразованного плагиоклаза.

Калишпат содержится в породе в еще меньшем количестве, нежели плагиоклаз. Встречается он в виде почти совершенно свежих, прозрачных, иногда слегка пелитизированных кристаллов, некоторые из которых обнаруживают микроклиновую решетку.

Слюда представлена преимущественно мусковитом. Встречается также очень мелкочешуйчатая, микроскопически светлофисташкового цвета слюда, которая, по всей вероятности, является гидрослюдой, не поддающейся точной диагностике.

Единичные зерна акцессоров представлены цирконом, апатитом и рудным минералом.

Филлиты в подавляющем большинстве случаев представлены ясно- и тонкосланцеватыми, слюдястыми, темносиреневого цвета породами. Цвет пород обусловлен присутствием большого количества гидроокиси железа. Некоторые представители этих пород лишены сланцеватости и образуют средне- и крупнозернистые светлые, зеленовато-серые, плотные породы без видимых следов метаморфизма.

Структура неравномернозернистая, псаммитовая и бластопсаммитовая.

Породы с неравномернозернистой псаммитовой структурой без видимых следов метаморфизма состоят из неотсортированных по размерам зерен кварца, частично измененного плагиоклаза, чешуек мусковита, зе-

рен кальцита, который пропитывает полевошпатовую часть породы, хлорита, циркона, апатита и рудного минерала.

Цемент представлен слюдисто-песчаной массой с примесью хлорита и хлоритово-слюдистым веществом.

Породы с бластопсаммитовой структурой состоят из большого количества зерен кварца разной величины, плагиоклаза, мусковита, хлорита, хлоритизированного биотита, обломков песчаника, рудного минерала, циркона, апатита.

Цементом служат кальцит с лимонитом, лимонит со слюдой и слюда с хлоритом и лимонитом. Обломочный материал значительно преобладает над цементом.

д) Г а б б р о. Среди слюдяных сланцев и гнейсов, как уже отмечалось, встречаются секущие тела габбровых пород, инъецированные вместе со сланцами гранитным материалом. Представлены они среднезернистыми, плотными, зеленовато-серыми породами. Структура панидиоморфно зернистая.

Состав: плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, хлорит, кварц.

Плагиоклаз образует разной величины серицитизированные кристаллы с более или менее свежими краями. Имеются также в небольшом количестве скопления довольно мелких свежих кристаллов плагиоклаза; к ним иногда приурочены зерна кварца.

Моноклинный пироксен встречается в виде довольно крупных, почти совершенно бесцветных кристаллов с углом погасания  $CNg = 54^\circ$ . Он почти всегда, частично или нацело, замещается роговой обманкой, иногда лучистого строения, которая в виде венчиков окаймляет кристаллы моноклинного пироксена.

Роговая обманка с нормальным плеохроизмом: по  $Ng$  — зеленовато-бурым, по  $Np$  — светлым, зеленовато-желтым. Угол погасания  $CNg = 14^\circ$ .

Хлорит образует разной величины, порой очень крупные, светло-зеленые, почти неплеохроирующие пятна и участки. К нему в незначительном количестве примешана лучистая роговая обманка.

Кварца в породе довольно много. Он всегда расположен между идиоморфными кристаллами плагиоклаза.

Акцессоры представлены рудным минералом (ильменитом).

е) П о р ф и р и т ы. Это темносерые, очень мелкозернистые и плотные породы. Структура порфировая, с полнокристаллической и мелкозернистой основной массой, состоящей из микролитов плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, хлорита, довольно большого количества кальцита и рудного минерала.

Микровкрапленники представлены кристаллами, порой нацело кальцитизированного плагиоклаза и почти совершенно бесцветного моноклинного пироксена.

## 3. ГРАНИТОИДЫ

Главная часть этих пород представлена типичными гранитами, богатыми микроклином, обладающим всегда ясно выраженной микроклиновой решеткой; затем кварцевыми диоритами и, в единичных случаях, сиенито-диоритами.

Для кварцевых диоритов характерно почти полное отсутствие калишпата, а для сиенито-диоритов — отсутствие кварца. В последних двух типах пород наблюдается относительно большее содержание цветных и аксессуарных минералов. Все составные части породы раздроблены или изогнуты. Нужно отметить, что минералы эпидотовой группы в гранитоидах, за небольшим исключением, отсутствуют. При наличии этих минералов последние образуют не псевдоморфозы, а жилки и скопления.

Цвет гранитоидов, в зависимости от количества темноцветного минерала, меняется от серого до белого, иногда с розоватым оттенком. Меняется также величина зерна.

Структура их гипидиоморфнозернистая, порфириовидная и гнейсовидная.

Состав: кварц, плагиоклаз, калишпат, мусковит, хлорит и биотит.

Калишпат, как правило, представлен микроклином с ясно выраженной микроклиновой решеткой. В подавляющем большинстве случаев он лишен кристаллографических очертаний.

Часты случаи, когда микроклин замещает плагиоклаз. Последний не основнее олигоклаза. При микроклинизации полисинтетически тонко сдвоенный, пелитизированный и, в меньшей степени, серицитизированный плагиоклаз претерпевает очищение от вторичных минералов. Не исключена возможность, что эти два процесса протекают одновременно, бок о бок. Микроклинизация идет не от какой-нибудь определенной части кристалла, а беспорядочно. Часто микроклин образует островки или совершенно бесформенные зерна или участки. При далеко зашедшем процессе микроклинизации наблюдаются остатки плагиоклаза, разнообразные по форме. Иногда там, где процесс дошел до конца, микроклин с плагиоклазом прорастают друг друга в виде микропертитов. Микроклин образует также самостоятельные, чаще ксеноморфные кристаллы и жилки. В нескольких местах в микроклине наблюдаются жилки калишпата, лишнего микроклиновой решетки. В отдельных случаях микроклин с кварцем, слюдой и, реже, с плагиоклазом образует микропегматитовые срастания. Микроклин почти всегда свежий, прозрачный, иногда же слегка или интенсивно пелитизированный. Но в общем он значительно слабее изменен, чем плагиоклаз. Величина зерен микроклина варьирует от мельчайших размеров до 5 — 10 сантиметров.

Плагиоклаз альбитового, альбит-олигоклазового ряда (см. таблицу) и, как отмечалось, сильно изменен — пелитизирован и серицитизирован. Образует крупные, всегда полисинтетически тонко сдвойникованные, почти ксеноморфные кристаллы.

Результаты измерения плагиоклазов по методу Е. С. Федорова

Шлиф №	Ng	Nm	Np	Двойнико- вая ось	Плоскость спайности	Номер плагиоклаза
27	16°	74°	90°	⊥ (010)		5
42	79°	12°	86°	[001]		5
187	13°	78°	85°	⊥ (010)		10
132	85°	15°	76°		⊥ (001)	12
153	79°	18°	81°	[001]		11

Главным цветным минералом гранитоидов является биотит, который представлен темнокоричневыми чешуйками разной величины, с характерным для него плеохроизмом: Ng — темнокоричневый, Np — соломенно-желтый. В большем количестве и более свежий биотит, содержащий много циркона, иногда иголок сагенита и других акцессорных минералов, встречается в породах, лишенных калишпата и в присутствии свежего плагиоклаза. При наличии калишпата или сильно серицитизированного плагиоклаза, биотит мусковитизирован или хлоритизирован.

Акцессорные минералы, главным образом, циркон, приурочены к биотиту. При хлоритизации последнего циркон остается нетронутым, сохраняя плеохроичные дворники, в случае же мусковитизации циркон не сохраняется. Заметно, что циркон с плеохроичными дворниками и другие акцессорные минералы в большем количестве встречаются в биотите тех пород, в которых отсутствует калишпат.

Хлорит всегда окрашен в разные тона зеленого цвета. При хлоритизации наблюдается выделение игольчатого рутила — сагенита, а также рудного минерала, кальцита, сфена, очень редко эпидота и пренита. Два последних минерала выделяются преимущественно вдоль трещин спайности. Биотит, хлорит и мусковит в породе распределены равномерно, но нередки случаи, когда они ориентированы взаимно параллельно, обуславливая гнейсовидную структуру породы. Мусковит образован, главным образом, за счет биотита, реже небольшие чешуи возникают по плагиоклазу. Довольно часто мусковит с кварцем и с полевым шпатом образует микропегматитовые сростания.

Акцессоры представлены рудным минералом, характерным для всех пород этой группы, цирконом и апатитом. Замечено, что в большом количестве циркон, а главным образом, апатит, встречаются в плагиоклазовых, а не в микроклиновых разностях.

Кварцпорфиры (кератофиры), обнажающиеся в верховьях р. Кубани и залегающие в метаморфических сланцах, датируемых скорее всего нижним палеозоем, относятся, повидимому, к малым интрузиям нижнепалеозойских гранитоидов.

Порода светлосерая и плотная.

Структура порфировая. Основная масса состоит из сферолитов, сложенных из волокон кварца и плагиоклаза. Иногда в центре сферолита сидят калишпат, плагиоклаз и кварц. Кроме сферолитов в основной массе присутствуют мелкие чешуйки мусковита, зерна кварца и плагиоклаза.

Вкрапленники представлены кварцем и плагиоклазом.

#### 4. ДИАБАЗО-ПОРФИРИТОВЫЕ ПОРОДЫ, СЕКУЩИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ И ГРАНИТОИДЫ

Все это мелкозернистые, плотные, темные, зеленовато-серые породы. Д и а б а з ы. Структура офитовая, мелкозернистая. Порода сильно изменена; хлоритизирована, главным образом, темноцветная ее часть.

Состоит она из разной величины призматических идиоморфных кристаллов плагиоклаза, хлорита, зажатого между кристаллами плагиоклаза, и минералов группы эпидота. Последние сильно загрязнены землистыми продуктами. Иногда плагиоклазы частично замещены карбонатом.

Д и а б а з о - п о р ф и р и т ы. Структура порфировая с офитовой основной массой, состоящей из идиоморфных кристаллов плагиоклаза, хлорита и рудного минерала.

Вкрапленники представлены полными псевдоморфозами хлорита и частично хлоритизированными и серицитизированными кристаллами плагиоклаза.

#### 5. ПОРОДЫ ВЕРХНЕСИЛУРСКО-ДЕВОНСКО-НИЖНЕКАРБОНОВОЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ СВИТЫ

В пределах исследованного района эта свита сложена различными метаморфическими породами: глинисто-серицитовыми сланцами — филлитами, хлоритовыми и хлоритово-серицитовыми сланцами, сланцеватыми известняками, пироксенитами и серпентинитами.

Глинисто-серицитовый сланец представляет темносерую, почти черную, тонкосланцеватую, очень мелкозернистую породу. Состоит она из адиагностических зерен, вероятно кварца и плагиоклаза, зерен рудного минерала, чешуек серицита и глинистого вещества с примесью углестого материала, расположенного субпараллельно.

Хлоритовые и хлоритово-серицитовые сланцы являются зелеными сланцеватыми породами, обладающими иногда шелковистым блеском.

Структура порфириблостая, текстура полосчатая. Состоят из кварца, плагиоклаза, хлорита, серицита, сфена, замещенного лейкоксенном, и рудного минерала.

Порфириблостами являются, главным образом, плагиоклаз, образующий не особенно крупные идиоморфные, иногда сдвойникованные кристаллы, и реже кварц.

Порода сильно обогащена кварцем, который образует полосы и жилки, совпадающие со сланцеватостью или пересекающие ее. Имеются также жилки кальцита.

Сланцеватый известняк является плотной темносерой породой, состоящей из мелких зерен кальцита с незначительной примесью зерен кварца, рудного минерала и углистого вещества.

Рудный минерал и углистое вещество расположены взаимно параллельно.

Пироксенит представлен темнозеленой, мелкозернистой плотной породой, богатой серпентином и гнездами и жилками кальцита.

Порода состоит из частично серпентинизированного моноклинного пироксена, некоторые кристаллы которого выделяются по своим размерам, придавая породе порфиристый облик, серпентина и кальцита.

#### 6. МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ В КАРАЧАЕВСКОЙ СЕРИИ

Как отмечалось, верхняя серия нижнего карбона (карачаевская серия) состоит из четырех свит общей мощностью 2000—2500 м: а) глинистых сланцев, б) авгитовых порфиритов и их туфов, в) глинистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и г) свиты глыбовых конгломератов. В карачаевской серии залегают мощные дайки кварцевых порфиритов и кварцпорфиров, являющихся корнями среднекарбонных эффузий.

Изучение указанных пород в нашу задачу не входило. Во время общего ознакомления с ущельем р. Кубань, нами было взято несколько образцов магматических пород, залегающих в карачаевской серии. Ниже приводится петрографическая характеристика этих пород.

Порфирит из порфиритовой туфобрекчии с примесью обломков девонских известняков. Типично эффузивная черная пористая порода, с макроскопически хорошо заметной порфиристой структурой.

Основная масса представлена темносерым, почти черным, непрозрачным, местами раскристаллизованным стекловатым базисом.

Вкрапленники представлены сильно измененным плагиоклазом с многочисленными включениями основной массы. Порода пористая, поры заполнены хлоритом с примесью кальцита и халцедона. Кальцит образует также псевдоморфозы по минералу порфиритовых вкрапленников, а кроме

того, жилки в совокупности с халцедоном. Последний одновременно встречается в виде небольших секреций.

Кварцевый порфирит является светлосерой, плотной породой.

Структура порфировая с полнокристаллической основной массой, которая состоит из мелких зерен кварца, плагиоклаза, незначительного количества серицита, рудного минерала и апатита.

Вкрапленники представлены крупными, слегка серицитизированными кристаллами плагиоклаза и зернами кварца.

### Заключение

1. Плагиоклазовые амфиболиты являются полосчатыми породами, окрашенными в разные тона серого цвета. Полосчатость этих пород является следствием чередования существенно роговообманковых и плагиоклазовых полос. Роговая обманка ориентируется своей длинной осью вдоль полосчатости, обуславливая сланцеватую текстуру породы.

Структура пород гранобластовая, лепидогранобластовая и порфиробластовая. Очень редко наблюдаются реликты габбровой структуры.

В результате привноса кремния происходит преобразование плагиоклаза, который в подавляющем большинстве случаев представлен совершенно непрозрачными, темносерыми, сильно сосюритизированными кристаллами. По мере увеличения количества привнесенного вещества, сосюрит переходит в минералы группы эпидота, главным образом, — в клиноцоизит. Наблюдаются случаи разведания кварцем плагиоклаза, остатки которого имеют неправильные, часто зазубренные контуры.

В сильно инъецированных амфиболитах, при интенсивном замещении роговой обманки биотитом, происходит как бы очищение плагиоклаза от сосюрита, место которого иногда занимает серицит. Последний в неинъецированных амфиболитах в качестве продукта разложения плагиоклаза почти не встречается. Нередко новообразованный плагиоклаз, представленный мелкими почти всегда полисинтетически сдвойникованными кристаллами, приурочен к кварцу. Он наблюдается также внутри крупных реликтовых кристаллов плагиоклаза с одновременным очищением его от продуктов распада. Новообразованный плагиоклаз значительно кислее реликтового.

Процессу эпидотизации подвергается почти исключительно плагиоклаз. Минералы группы эпидота представлены эпидотом, цоизитом и клиноцоизитом, причем последний пользуется сравнительно более широким распространением. Выделение минералов эпидотовой группы из силь-



но сосюритизированного плагиоклаза происходит на определенной стадии его изменения.

Минералы группы эпидота, замещающие плагиоклаз, образуют частичные псевдоморфозы, иногда же — микропегматитовые срастания с плагиоклазом. Участки последнего, сбросившие вторичные продукты, становятся свежими и прозрачными.

Группа эпидота замещает также роговую обманку, но значительно реже и в том случае, если процесс эпидотизации плагиоклазов заходит далеко. При этом плагиоклаз совершенно освобождается от сосюрита, главная часть которого, вероятно, идет на образование минералов эпидотовой группы.

Роговая обманка, по всей вероятности, является продуктом преобразования моноклинного пироксена, о чем свидетельствует в отдельных случаях ее лучистое строение. Главная часть роговой обманки представлена разной величины кристаллами, преимущественно крупными и одинаково ориентированными, угол погасания которых в пределах одного и того-же образца варьирует в зависимости от степени ее биотитизации. Меняется также и угол между оптическими осями от  $-80^{\circ}$  до  $-60^{\circ}$ . Чаше роговая обманка окрашена в разные тона зеленого цвета. При наличии интенсивной окраски роговая обманка плеохроирует от темнозеленого до светлого зеленого или светлого голубовато-зеленого цвета. Светлые разности слабо плеохроичны или вовсе не обнаруживают плеохроизма. Имеются зеленовато-синие роговые обманки, синяя окраска которых свидетельствует об их частично щелочном характере.

Роговая обманка плагиоклазовых амфиболитов с малым привнесом кварца, в отличие от роговой обманки сильно инъецированных амфиболитов, как правило свежая. В последних породах, где вместе с кремнием привносился и калий, роговая обманка почти нацело замещается биотитом. Если в других разностях амфиболитов эпидот-цоизит образовывался только за счет плагиоклаза, в сильно инъецированных амфиболитах этот процесс, обычно, захватывает и роговую обманку. Хлорит в качестве продукта изменения роговой обманки здесь не встречается. Процесс биотитизации в этих породах является характерным. Нет почти ни одного кристалла роговой обманки, не подвергшегося в той или иной степени этому процессу. Чем сильнее биотитизирована роговая обманка, тем меньше у нее угол погасания; уменьшается также угол между оптическими осями.

Кварц всегда привнесенный, он располагается вдоль сланцеватости в виде прослоев или образует жилки, секущие как роговую обманку, так и плагиоклаз; всегда мелко- и среднезернистый и почти изометричный. Более или менее крупные кристаллы кварца обнаруживают волнистое погасание. Иногда кварц обволакивает реликтовые минералы, образуя при

этом очковую или порфиробластовую структуру. По мере увеличения привноса кремния, которому вероятно сопутствовал и калий, плагиоклаз освобождается от вторичных продуктов, входит во взаимодействие с привнесенным веществом и, перекристаллизовываясь, образует вторичный плагиоклаз альбит-олигоклазового ряда.

В сильно инъецированных амфиболитах появляется циркон, который в амфиболитах с малым привносом кварца наблюдался лишь изредка.

Бесплагиоклазовые амфиболиты имеют темную однородную окраску, богаты цветными минералами и почти никогда не обнаруживают сланцеватости.

Роговая обманка этих пород несколько отличается от таковой плагиоклазовых амфиболитов. Она светлозеленая, почти не плеохроичная с углом погасания  $CNg = 11 - 15^\circ$ ,  $2v = -86^\circ$ .

2. Кристаллические сланцы представлены тонко- и грубосланцеватыми, серыми, коричневато-серыми и коричневыми, богатыми слюдой породами.

Структура их лепидогранобластовая, гетеробластовая, очковая и blastогранитовая. Текстура полосчатая, местами пльчато-полосчатая.

Плагиоклаз кристаллических сланцев представлен разными по величине и в различной степени измененными пелитизированными и серицитизированными кристаллами, иногда лишенными кристаллографических очертаний. Степень изменения небольшая, имеются совершенно свежие, полисинтетически sdвойникованные новообразованные кристаллы. Плагиоклаз во всех случаях не основнее олигоклаза. Часты случаи, когда плагиоклаз замещается совершенно свежим прозрачным калишпатом. Иногда плагиоклаз при наличии в породе кварца и калишпата не замещается последним, а перекристаллизовывается с образованием мелких свежих кристаллов. Величина зерен калишпата сильно варьирует — от каплевидных включений, главным образом, в кварце, до крупных зерен, замещающих плагиоклаз. В результате привноса калия и кремния происходит метасоматическое замещение плагиоклаза, в незамещенную часть которого проникает избыточная кремнекислота, образуя при этом мирмекитоподобные прорастания. Калишпат каких-либо определенных кристаллографических очертаний не обнаруживает. Часты жилки и уплощенные кристаллы.

В некоторых случаях совершенно свежие кристаллы альбита приурочены к кварцу и являются, по всей вероятности, новообразованиями. Кварц всегда привнесенный, располагающийся в виде самостоятельных полос. Иногда одни полосы и жилки кварца секутся другими. Секущий кварц, повидимому, более поздний, возможно, гидротермальный. В отдельных случаях кварц образует микропегматитовые и мирмекитовые сростания и пойкилитические включения в плагиоклазе. Аналогичные микро-

пегматитовые сростания образует кварц также с мусковитом, который всегда приурочен к биотиту и является продуктом его замещения.

Слюда, являющаяся главным и преобладающим минералом, представлена биотитом, который частично, реже полностью, замещается мусковитом и хлоритом с выделением сагениита.

Наблюдается также перекристаллизация больших индивидов в мелко-чешуйчатый агрегат. В породах, содержащих сильно серицитизированный плагиоклаз, биотит интенсивнее хлоритизирован; если же плагиоклаз относительно свежий, соответственно и биотит оказывается более свежим. Нередки случаи, когда переполненный сагениитом хлорит, вновь преобразовывается в биотит. В тесной ассоциации с биотитом иногда находится силлиманит (фибrolит), который, по всей вероятности, является продуктом его распада. Постоянно присутствующие акцессорные минералы — циркон и рудный минерал — приурочены к биотиту.

3. Гранитоиды в подавляющем большинстве случаев представлены гранитами, реже кварцевыми диоритами и, в единичных случаях, сиенито-диоритами. В последних двух типах пород наблюдается относительно большее содержание цветных и акцессорных минералов. Следует отметить, что минералы группы эпидота в гранитоидах не содержатся, за небольшими исключениями. При наличии эпидот-цоизита, последний образует не псевдоморфозы, а жилки и скопления.

Цвет гранитоидов меняется от серого до белого, иногда с розоватым оттенком. Изменяется также величина зерна.

Структура их гипидиоморфнозернистая, порфириовидная и, реже, гнейсовидная.

Калишпат гранитоидов всегда представлен микроклином с ясно выраженной микроклиновой решеткой. Часто микроклин замещает плагиоклаз. Микроклинизации подвергаются большей частью пелитизированные плагиоклазы, которые как-бы очищаются от вторичных продуктов, а затем микроклинизируются. Не исключена возможность, что оба процесса протекают одновременно. Иногда процесс микроклинизации завершается прорастанием микроклином плагиоклаза (пертит). Микроклин образует также самостоятельные, чаще ксеноморфные кристаллы и жилки. В отдельных случаях он с кварцем, слюдой и плагиоклазом образует микропегматитовые сростания. Последний часто нацело серицитизирован и пелитизирован и представлен альбитом и альбит-олигоклазом. Микроклин значительно свежее плагиоклаза.

Если в породе калишпат отсутствует, а плагиоклаз свежий (несерицитизированный), то биотит также является свежим. Это объясняется, по видимому, тем, что в некоторые участки пород, подвергшихся гранитиза-

ции, приносилось, примерно, такое количество калия и воды, которое необходимо для преобразования всей роговой обманки в биотит.

Понятно, что в таких участках калиевый полевой шпат образоваться не мог.

В породах, где отсутствует калишпат и имеется мусковитизированный и хлоритизированный биотит, наблюдается также серицитизация плагиоклаза, что вызвано относительно большим привносом воды.

Наконец, когда в породе имеется калишпат, то биотит мусковитизирован и хлоритизирован. В этих случаях привнос калия и воды был значительным, вследствие чего вся роговая обманка перешла в биотит, избыточный же калий израсходовался на образование калиевого полевого шпата.

При этом часть биотита мусковитизируется, получая необходимый калий за счет привноса и, частично, за счет остальной своей части, претерпевающей хлоритизацию.

Иногда чешуйки совершенно свежего биотита переполнены иголками сагенита. Так как последний образуется при превращении биотита в хлорит, то надо полагать, что биотит с иголками сагенита возникает за счет хлорита, который, в свою очередь, образовался за счет более раннего биотита.

Акцессорные минералы — главным образом, циркон — приурочены к биотиту. При хлоритизации последнего циркон сохраняется, обнаруживая плеохрончные дворники, в случае же мусковитизации циркон исчезает. Как уже отмечено, циркон и другие акцессорные минералы в большом количестве встречаются в биотите тех пород, где калишпат отсутствует. Иногда биотит, мусковит и хлорит ориентированы параллельно, обуславливая гнейсовидную текстуру породы. Большая часть мусковита образована за счет биотита, изредка же небольшие его чешуи возникают за счет плагиоклаза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Д. Афанасьев. Гранитоиды, интрузивных комплексов северо-западного Кавказа. Тр. инст. геол. наук, вып. 69, петрографич. серия (№ 38), 1950.
2. А. И. Джанелидзе. Геологические наблюдения в Окрибе. Изд. Груз. Фил. АН СССР, Тбилиси, 1940.
3. И. Г. Кузнецов. Тектоника, вулканизм и этапы формирования структуры Центрального Кавказа. Тр. инст. геол. наук АН СССР, вып. 131, геолог. серия, № 52, 1951.

ბ. კოჭენიძე, ნ. სხირტლაძე და ი. ჩიჩელაშვილი

## ძირულის მასივის ლიასური ნალექების ლითოლოგია

### I. უ მ ს ა ვ ა ლ ი

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემიის გეოლოგიის და მინერალოგიის ინსტიტუტის ლითოლოგიური ლაბორატორია, რომელიც დღემდე დანალექ ქანებს მხოლოდ ვულკანოგენური წყებების კვლევასთან დაკავშირებით ეხებოდა, 1946 წლიდან საქართველოს დანალექი ფორმაციების გეგმიან ლითოლოგიურ კვლევას შეუდგა. გადაწყდა ბელტის ფაციესების შესწავლა პირველ რიგში, რადგან პალეოზოოური ასაკის დანალექი წარმონაქმნები საქართველოს ბელტზე მცირედაა გავრცელებული და ამასთან ძლიერ მეტამორფიზებული. კვლევა მეზოზოური ერის ნალექებიდან დავიწყეთ.

ამგვარად, ლითოლოგიური ლაბორატორიის კვლევის პირველი ობიექტი საქართველოს ბელტის ლიასური ნალექები შეიქნა. ეს არჩევანი იმითაც იყო გამართლებული, რომ ლიასური ნალექები კარგად აქვთ გეოლოგებს შესწავლილი, და პეტროგრაფიული კვლევა, დაეყრდნობოდა რა გეოლოგიურ მონაცემებს, უფრო დამაჯერებელ დასკვნებს მოგვეცემდა.

საველე მუშაობა ჩატარდა 1946 წელს. მასში, ავტორების გარდა, გეოლოგი ო. შირიაშვილიც იღებდა მონაწილეობას.

თემისათვის საჭირო ლაბორატორიული სამუშაო: სტრუქტურული ანალიზები, დაყოფა მძიმე სითხეებით, უხსნადი ნაშთის გამოკვლევა, ზოგი ქიმიური განსაზღვრები და სხვა, რაც დიდ დროსა და ენერგიას მოითხოვს, უდიდესი გულმოდგინებით შეასრულეს ქიმიკოსმა ო. რაზმაძემ და ლაბორანტმა ა. ლატარიაძემ. უმცროსი მეცნიერი თანამშრომლის ი. ჩეჩელაშვილის მიერ ჩატარებულია მძიმე ფრაქციის მინერალთა მიკროსკოპული შესწავლა.

ლიასური ნალექები საქართველოს ბელტზე მცირე ფართობზე არის გავრცელებული და წყვეტილ გამოსავლებს ქმნის. საველე მუშაობის პერიოდში ჩვენ შევისწავლეთ ლიასური ნალექები ყველა ხეობაში, რომელიც კი მათ ჰკვეთს. სულ შესწავლილ იქნა 24 ხეობა. მასალას ვიღებდით ყველა მეტად თუ ნაკლებად განსხვავებული შრიდან, ხოლო როდესაც ერთგვარი თხელი შრეების მორიგეობა დასტებს ქმნიდა, ნიმუშს ვიღებდით დასტის ქვედა, შუა და ზედა ნაწილიდან. კონგლომერატული შრეების შესწავლისას ვიყენებდით კონგლომერატების კვლევის ცნობილ მეთოდებს, რომლის აქ აღწერა არ არის საჭირო. შესწავლული მასალის ლაბორატორიული დამუშავება ძირითადად 1947 წლის განმავლობაში წარმოებდა. ყველა ქანი, გარდა ფრაქციების მინერალოგიური ანალიზისა, შესწავლილ იქნა გამჭვირვალე შლიფებშიც. ასევე იქნა აღწერილი კონგლომერატის შემადგენელი ნაგორები ქვები.

ყველა ნიმუშისათვის გამოკვეთულია უხსნადი ნაშთის რაოდენობა და ნისი ცვალებადობა ქრილში ქვევიდან ზევით. გარდა ამისა, ორი გაშიშვლებიდან განსაზღვრულ იქნა კირქვებში  $MgO$ -ის რაოდენობის ცვალებადობა, რასაც შესაძლო იყო, აუზის მარილიანობის შეცვლის ხასიათის გასაგებად საჭირო მასალა მოეცა.

## II. ძირულის მასივის ლიასურის სტრატოგრაფია და ტექტონიკა

(ხოგადი მიმოხილვა)

ძირულის მასივში ლიასურის არსებობა პირველად მ. ნეიმაირმა და ვ. ულიგმა აღნიშნეს, მაგრამ ამ ნალექების სტრატოგრაფიის სწორად დადგენა პ. გამყრელიძეს და ს. ჩიხელიძეს [1], ა. ჯანელიძეს [15] და ივ. კახაძეს [3,4] ეკუთვნის; განსაკუთრებით სრულყოფილად გააშუქა ეს საკითხი ბოლო დროს ივ. კახაძემ [5], რომელმაც არა მარტო ლიასური, არამედ მთელი ძურული შეისწავლა. ჩვენთვის საინტერესო წყების სტრატოგრაფიის ძირითადი საკითხები ამ ავტორთა მიხედვით გვაქვს მოცემული.

გეოგრაფიული გავრცელებით ლიასი მასივის პერიფერიებს უკავშირდება. იგი აქ ტრანსგრესიულია და წარმოდგენილია ვულკანოგენური და ზღვიური დანალექი წყებებით. ამასთანავე როგორც პირველს, ისე მეორეს წყვეტილ-ზოლებრივი გავრცელება ახასიათებს.

მასივის დასავლეთ ნაწილში ვულკანოგენი წყება მდ. ნარულაზე, ყვირილაზე და გლინაის ღელის სათავეებში გამოიყოფა. ამავე წყების ვიწრო ზოლი სოფ. შროშისა და სანახშირის უბანზეც ჩანს. უფრო ფართე გავრცელება აქვს ამავე წყებას მასივის ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიებზე მდ. ყვირილასა და საძალელოს ხეობაში.

წყების ასაკი ახლა შეიძლება დადგენილად ჩაითვალოს. იმის გამო, რომ იგი ტრანსგრესიულად იფარება ფაუნის ჭურად დათარიღებული შუა ლიასური ნალექებით და თავის მხრივ ტრანსგრესიულად არის განლაგებული პალეოზოური დროის კრისტალურ მასივზე, მას ქვედა ლიასურად სთვლიან, თუმცა ზოგის აზრით არ არის გამორიცხული, რომ ის ტრიასულიც იყოს.

რაც შეეხება ზღვიურ დანალექ წყებას, ის შემდეგ ფაციესებს შეიცავს: მასივის დასავლეთ, სამხრეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ლიასი ქვიშაქვებითა და კირქვებით არის წარმოდგენილი; ქვიშაქვიანი ფაციესი, რომელშიც ჩვენ ორ ნაწილს ვარჩევთ: ქვედას, არკოზულ-გრაუვაკურს, კონგლომერატის შივა შრეებით და ლინზებით, და ზედას, ალევრიტულს, ქარს-კვარციანს, — ყველგან ერთნაირი სიმძლავრით და სისრულით როდია წარმოდგენილი; ასე მაგ., ქვიშაქვების სიმძლავრე (და ასევე შეიძლება ითქვას კირქვებზე) ძირულის ხეობაში (სოფ. სოფ. შროშა, სანახშირე) უფრო მეტია, ვიდრე დასავლეთით მდ. ყვირილისა და ნარულის ხეობაში; ამასთანავე ზოგ ქრილში (სალიეთი, კაცხი) ეს ფაციესი თითქმის არც კია წარმოდგენილი, თუ მხედველობაში არ იქნება მიღებული ფუძის კონგლომერატის თხელი შრეების არსებობა, რომლის ცემენტი ძირითადად კირქვიანია (სალიეთის ქრილი).

მასივის სამხრეთი და აგრეთვე აღმოსავლეთი პერიფერიის ზოგიერთ უბანში (ლეღვანის წყალი, მარელისი, სოფ. კედანის ზოლი) ტექტონიკური მოვლენების, უმთავრესად შეცოცებების გამო, ქვიშაქვიანი ფაციესი გამოსოლილია და ლიასი მხოლოდ კირქვის ლინზებრივი სხეულებით არის წარმოდგენილი. დაახლოებით ასეთივე სურათი ჩანს მდ. ძირულის ხეობის შუა ნაწილში—სოფ. სოფ. საქასრიის, ბეინევისა და ხუნევის ზოლზე. აქ ლიასი საერთოდ გათხლებულია, მაგრამ კირქვიანი ფაციესი უფრო სრულად არის წარმოდგენილი, ვიდრე ქვიშაქვიანი. ყველა ზემოთ აღნიშნულ ადგილებში ქვიშაქვები კირქვებს ქვეშ უდევს. ამასთანავე ქვიშაქვებს კირქვებში თანდათანობით გადასვლა ახასიათებს. კირქვები მეტად მდიდარი არიან განამარხებული ფაუნით; ამ კირქვებიდან ჯერ კიდევ პ. აბიხის მიერ დაგროვილი, ნეიმაირის და ულიგის მიერ განსაზღვრული ფაუნა (*Acrochordocrinus amalthei* Quenst., *Pentacrinus basaltiformis* Mill., *Amaltheus margaritatus* Montf. და სხვა) და შემდეგ პ. გამყრელიძის და ს. ჩიხელიძის შეგროვილი ინოცერამების და ბრაქიოპოდების მდიდარი ფაუნა დამუშავებული ივ. კახაძის [4] და ქ. ნუცუბიძის [7] მიერ, წითელ კირქვებს შუა და მის ნაწილს ზედა ლიასურად ათარიღებს.

აღ. ჯანელიძის [15] ახალმა გამოკვლევამ, რომელიც არა მარტო შრომის, არამედ ძირულის მასივის სხვა ადგილებში (სოფ. შროშაში, სანახშირესაღვინეს შუა, შირაქაულში, წიფლაგაკში, გლინავის ლეღეში და სოფ. კაცხში) წარმოდგენილი კირქვების ასაკს შეეხება, საბოლოოდ დააზუსტა მათი სტრატოგრაფიული მდებარეობა. ამ გამოკვლევაში ავტორი მდიდარ პალეონტოლოგიურ მასალას ასახელებს, წარმოდგენილს, უმთავრესად, ბელემნიტებით და ამონიტებით. შრომაში მოხსენებული 57 ფორმიდან 16 ზუსტი სტრატოგრაფიისათვის უმნიშვნელოა, ფართო ვერტიკალური გავრცელების გამო. დანარჩენი 41 ფორმიდან 16 შუა ლიასური არის და 25 ზედა ლიასური. 16 შუა ლიასური ფორმიდან 9 საერთოდ შუა ლიასურია, 7 კი დომერული. ზედა ლიასურ ფორმებში 11 ტოარსული არის, მათგან 3 ქვედა ტოარსული, 2 ზედა ტოარსული და 6 ტოარსული საერთოდ. გარდა ამისა კიდევ არის 4 ფორმა, რომლებიც ერთგვარად გვხვდება, როგორც ტოარსულის ზედა ნაწილში, ისე აალენურის ძირში. საკუთრივ აალენური ფორმა 7 არის, თუმცა ზოგი მათგანი ზედა ტოარსულშივე ჩნდება. ყოველივე ხსენებული ავტორს უფლებას აძლევს დაასკვნას, რომ შროშის კირქვებში წარმოდგენილია შუა ლიასის დომერული სართული, ტოარსული მთლიანად და აალენურის ქვედა ნაწილი. ზედა აალენური იქ არსად ჩანს და როგორც ივ. კახაძე [5] ფიქრობს იგი შეიძლება არც იყოს ზემოთ მომდევნო ბაიოსის პორფირიტული წყების ტრანსგრესიულობის გამო. რაც შეეხება პლინსბახურ სართულს, არც მისთვის დამახასიათებელი ფაუნაა წარმოდგენილი, მაგრამ მისი აქ არსებობა დასაშვებად მიაჩნიათ კირქვების ქვეშ წარმოდგენილი ქვიშაქვიანი ფაციესით. უფრო მეტიც, ჯერ კიდევ მ. ნეიმაირი და ვ. ულიგი და შემდეგ კი პ. გამყრელიძე და ს. ჩიხელიძე [1] კვარციანი ქვიშაქვების წყებას ქვედა ლიასად ათარიღებენ. ამრიგად, მასივის სამხრეთ-დასავლეთი, აღმოსავლეთი და სამხრეთი ზოლის ქვიშაქვების წყებას მაზედ მდებარე კირქვიანი ფაციესი ათარიღებს.

უკანასკნელი, როგორც ეს უკვე აღნიშნული იქნა, დომერულს, ტოარსულსა და აალენურის ქვედა ნაწილს შეიცავს. რაც შეეხება კირქვების ქვეშ მდებარე ქვიშაქვების წყებას, იგი შესაძლოა პლინსბახურიც იყოს.

სხვანაირი სურათი ჩანს მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე; აქ ფაციალურად განსხვავებული ლიასურია წარმოდგენილი. პირველ რიგში აღსანიშნავია, რომ ამ ზოლში კირქვიანი ფაციესი არგილიტებისა და თიხიანი მერგელების წყებით არის შეცვლილი. კირქვები იშვიათად თუ-ღა გვხვდება და ისიც ლოდებრივად, წყების ფუძეშია განვითარებული (ხახული-ახო და ლოპანის წყალი). შეზღუდული გავრცელება აქვს აგრეთვე ალევრიტულ, ქარსკვარციან ქვიშაქვებს; ჩრდილო აღმოსავლეთ პერიფერიაზე მათი გამოსავალი ერთ ადგილზეა სრულად წარმოდგენილი — ბერეთისა-მანდაეთის ზოლზე; ქვიშაქვები აქ ფუძის კონგლომერატით იწყება და ზემოთ მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვების სქელ და თხელშრიანი დასტების მორიგეობა ჩანს. ფუძის კონგლომერატიდან 30—35 მ-ზე ამ ქვიშაქვებში ივ. კახაძეს ნაპოვნი და აღწერილი აქვს შემდეგი ფაუნა: *Pentacrinus* sp., *Pholadomya angustata* Reg., *Lima* sp., *Entolium proetus* d'Orb. (= *cingulatum* Goldf.), *Mytiloides amygdaloides* Goldf. და *M. Quenstedti* Pchel. აღნიშნული ფაუნიდან მიტილოიდების წარმომადგენლები ქვიშაქვებს ზედა ლიასურად (ტოარსაალენი) ათარიღებს.

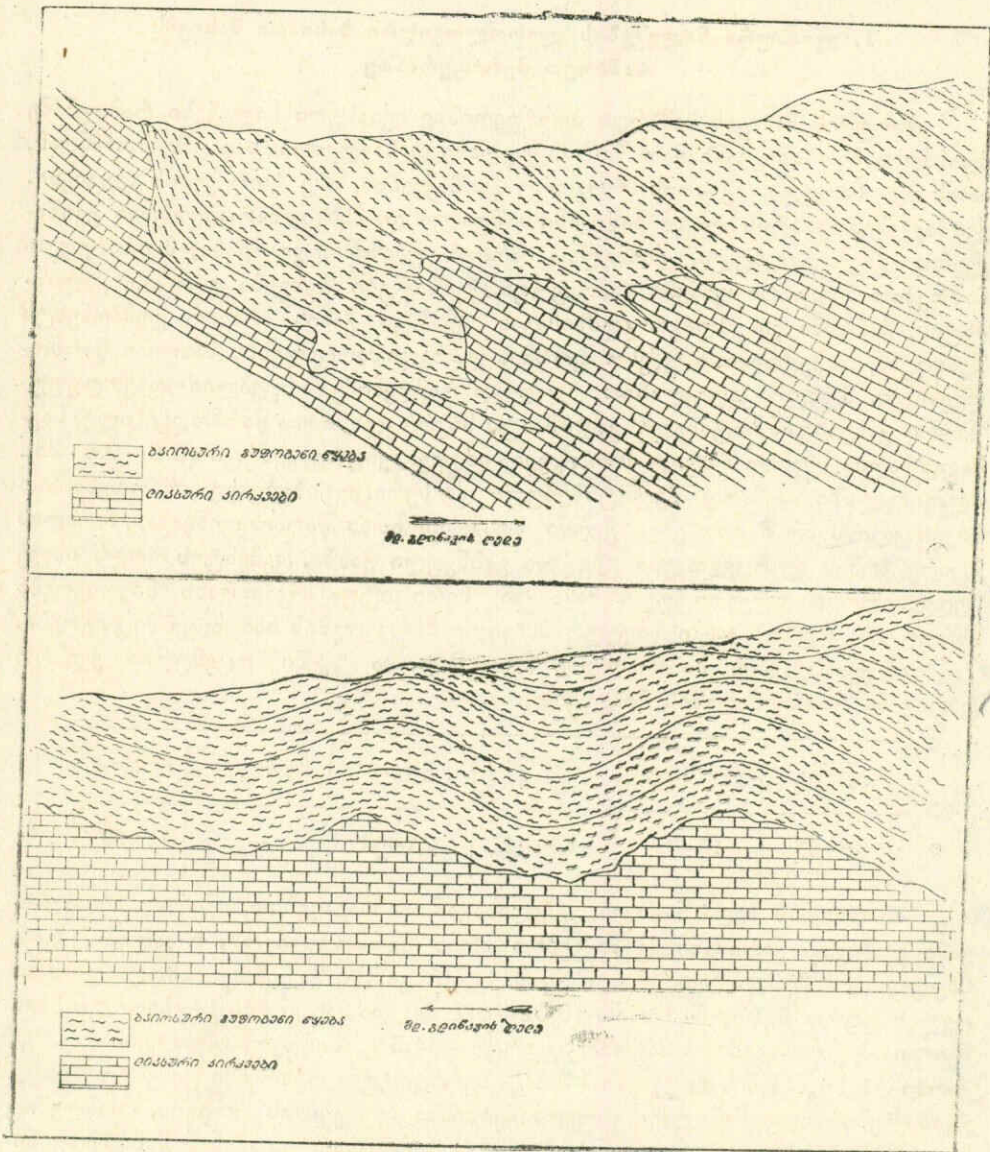
სხვანაირი სურათი ჩანს ჩონთო-ლოპანის ზოლზე; ამ ზოლის ლიასი, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, უმთავრესად მერგელოვანი თიხებით და არგილიტებით არის წარმოდგენილი. ქვიშაქვების ფაციესი აქ მხოლოდ ფუძის დასტაში გვხვდება, სადაც მათი სიმძლავრე ზოგ უბანში 5—20 მ უდრის, ზოგან კი სრულებით აღარ ჩანან და თიხიან-მერგელიანი წყება უშუალოდ ძველ კრისტალურ მასივს ეხება. ეს მოვლენა მეტ შემთხვევაში ტექტონიკური ბუნების არის და არა ფაციალური. სოფ. ჯვარის მიდამოებში, ფუძის კონგლომერატის მომდევნო შრეებში ივ. კახაძეს ნაპოვნი აქვს ამონიტებისა და მიტილოიდების მდიდარი ფაუნა, რომელშიაც ყველაზე ხშირია *Am. margaritatus* Montf., რაც წყების ამ ნაწილს შუა ლიასის დომერულ სართულად ათარიღებს, ხოლო წყების ზედა ნაწილი კი ზედა ლიასური უნდა იყოს.

ამის მიხედვით ირკვევა, რომ მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე წარმოდგენილი თიხიან-მერგელიანი წყება სტრატეგრაფიული მდებარეობით, მასივის დასავლეთ, სამხრეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიებზე წარმოდგენილი წითელი კირქვების შესატყვის დონეს იკავებს. ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე დომერულის წინა დროის ნალექების (ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვების ექვივალენტი) არარსებობა, პროფ. ი. კახაძის აზრით, მასივის ამ ნაწილში ზღვის დაგვიანებით მოსვლაზე მიგვითითებს. როგორც ჩანს, ტრანსგრესიის განვითარებაზე შესამჩნევ კვალს ტოვებს მაშინდელი ხმელეთის მორფოლოგია. ასე მაგალითად, ჩრდილო-აღმოსავლეთ ზოლში ჩონთო-ლოპანის ზოლზე ლიასური ზღვა დომერულში მოდის, ხოლო უფრო დასავლეთით იგივე ზღვა მანდაეთ-ბერეთისას რაიონში ტოარსულში მივიდა და ქვიშაქვების მძლავრი ფაციესი მოგვცა (იხ. ნახ. 1).



დასასრულ ორიოდ სიტყვით გვინდა შევეხოთ ლიასისა და ბაიოსის ურთიერთდამოკიდებულებას.

მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ბაიოსის ლიასზე თანხმობით განლაგება ექვს არ იწვევს, მაგრამ სამხრეთ პერიფერიაზე, ამ ფორმაციათა შორის აშკარა უთანხმოებას აქვს ადგილი. უთანხმოების კარგი სურათი ჩანს მდ. ყვირილის ხეობაში და გლინავის ღელეში (სურ. 1, 1<sup>ა</sup>).



სურ. 1 და 1<sup>ა</sup>. ბაიოსური ნალექების უთანხმო განლაგება ლიასურ კირკვებზე  
 8. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, ტ. III

გლინავის და აგრეთვე ბჟინეურის ხეობაში ლიასის კირქვებს გადარეცხვის მკაფიო ნიშნები ემჩნევა. ხშირია ბაიოსის ტუფებში კირქვის სხვადასხვა სიდიდის ლოდები და წვრილი ნატეხებიც. ამრიგად, ბაიოსის ლიასთან დამოკიდებულება მასივის პერიფერიებზე განსხვავებულია.

### III. ნალექების ლითოლოგიური დახასიათება

#### 1. ლიასური ნალექების ლითოლოგიური ხასიათი მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე

ძირულის მასივის სამხრეთ პერიფერიაზე ლიასური ნალექები რამდენიმე მდინარის ხეობაში ჩანს. მათ შორის ყველაზე დასავლეთით, სად. შოროპანთან, არის მდ. ნარულა. აქ არის როგორც ქვიშაქვების, ისე კირქვების ფაციესი. ქვიშაქვების დასტის ქვედა ნაწილში საშუალო და მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვებია გავრცელებული, რომელთა შორის უხვმარცვლოვანი, მცენარეული ნაშთებით მდიდარი უბნები გამოიყოფა. ქვიშაქვები შედგება კვარცის, კალიშპატის, ქარსისა და პლაგიოკლაზისაგან. კვარცი ქანის მთავარ კომპონენტს შეადგენს, ის მეტწილად უწყესო ფორმის კუთხედი მარცვლების სახითაა წარმოდგენილი, მკაფიო კატაკლაზით, მხოლოდ რამდენიმე მარცვალი უდავოდ ეფუზიური ქანებიდან მოტანილი. კალიშპატი მიკროკლინითაა წარმოდგენილი, საკმაოდ სალია, უფრო მსხვილ მარცვლებს იძლევა, ვიდრე კვარცი (0,6—0,8 მმ). პლაგიოკლაზი საკმაოდ პელიტიზებული და სერიციტიზებულია, რაოდენობით მიკროკლინს არ ჩამორჩება. ქარსი მუსკოვიტითაა წარმოდგენილი, რომლის მცირე ზომის ფურცელაკები უხვადაა გაბნეული ქანში. ცემენტის როლს იმავე შედგენილობის ალფერიტული მასა და სერიციტულ-რკინოვანი ნივთიერება ასრულებს; რკინის ჟანგი ზოგჯერ მსხვილი მარცვლების ნაპრალებშიც იჭრება. ამ ქვიშაქვების მინერალური შედგენილობა %-ში მოცემულია ქვემოთ ცხრილში (ოთხი ნიმუშის მიხედვით):

კვარცი	კალიშპატი	პლაგიოკლაზი	ქარსი	მადნეული	ცემენტი
46—67	10—19	1,3—12	2,1—12	—	11—30

ამ დასტის ზედა ნაწილი, ქვედასაგან განსხვავებით, წვრილმარცვლოვანი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი, რომლებიც განსხვავდებიან ზემოთ აღწერილი ქვიშაქვებისაგან, არსებითად, მხოლოდ მარცვლის უფრო წვრილი ზომით (0,02—0,2 მმ) და ცემენტის სიუხვით. კომპონენტთა % რაოდენობა ასეთია: კვარცი—34,5%, მინდვრის შპატები—4,2%, ქარსი—1,1%, ქანის ნატეხები—0,2%. სერიციტულ-თიხოვანი ცემენტი—60%. ქვიშაქვების ზედა ნაწილში ურევია ქვიშიანი კირქვების შრეები, რომლებიც ზევით მდებარე კირქვებისაკენ გარდამავალ ტიპს წარმოადგენენ. მათ შედგენილობაში კვარცი 13,6%-ია, ხოლო კირქვიანი ნაწილი—61% და კარბონატულ-სერიციტული ცემენტი—25,4%-ია.

დიდი ხარვეზის შემდეგ (300 მ) გამოდის კლასტური კირქვების დასტა პელიტურ-ალევიტული კირქვიანი ქვიშაქვების განშრევებებით. კირქვა ძირითადად ბრაქიოპოდების და კრინოიდების ნატეხებისაგან შედგება, ხოლო ცემენტი წარმოდგენილია მწვანე ფერის ქლორიტით მდიდარი პელიტურ-ალევიტული მასით, რომელიც ზოგ უბანში პელიტომორფულ კალციტსაც შეიცავს. მცირე რაოდენობით გვხვდება კაჟის სპიკულები, რომელთა ნაწილი კალციტით არის ჩანაცვლებული.

კირქვების დასტაში ქვიშაქვისებრი განშრევებები კირქვიანი პელიტური ტუფები აღმოჩნდა, რომელთა ძირითად შემადგენელ ნაწილს მწვანე ფერის იზოტროპული მასა და მასში მოქცეული პლაგიოკლასის კრისტალები შეადგენს. აქა-იქ ამ მასაში გაბნეულია სუფთა კალციტის, კრინოიდების მალეების და ბრაქიოპოდების ნიჟარების ნატეხები. გვხვდება აგრეთვე ქალცედონისაგან შემდგარი დამახასიათებელი შუბისებრი ფორმის ღრუბლის სპიკულები.

ზევით რუხი ფერის ადვილად მსხვრევადი მერგელების დასტაა. მერგელები მორუხო-მომწვანო ფერის პელიტომორფული მასისაგან შედგება, რომელშიც აქა-იქ კრისტალური კალციტის მარცვლებს და ბრაქიოპოდების ნიჟარებს ვპოულობთ. მცირე რაოდენობით შეიცავს მიკროფაუნას და კალციტისაგან შემდგარ სპიკულებს. ამ მერგელებში გვხვდება რუხი ფერის პელიტომორფული კირქვის კონკრეციები 5—10 სმ ზომისა. კონკრეციები შეიცავს მცირე ზომის ორსაგდულიანებს და ფორამინიფერებს. მერგელები ზევით ამ კონკრეციების ანალოგიური კირქვებით იცვლება.

სულ ზედა დასტა რკინის უანგის მინარევით წითლად შეფერილი კირქვებით არის წარმოდგენილი; ზოგ უბანში კირქვები იმდენად მდიდარია ნამარხებით, რომ ნიჟარულ კირქვას იძლევა. მიკროსკოპში კირქვის მთავარი მასა პელიტომორფული კალციტია, რომელშიც მრავლადაა გაბნეული ბრაქიოპოდების და კრინოიდების ნაშთები; ხშირია კრისტალური კალციტის გამკვეთი ძარღვები.

მდ. ყვირილაზე ლიასური ნალექები ნარულის ლიასის სრულიად ანალოგიურია და შემდეგი დასტებისაგან შედგება (ქვევიდან ზევით):

a. არკოზულ-გრაუვაკური ქვიშაქვები ფუძეში ზოგან კონგლომერატების ლინზებით.

b. კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები მუქი რუხი ფერის, მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი. იკვეთება დიორიტ-პორფირიტის შრეძარღვით.

c. სუსტად კირქვიანი ქვიშაქვები მორუხო-მომწვანო ფერის. შეიცავენ დიორიტ-პორფირიტის შრეძარღვს, რომელიც ჩვენ მიერ ცალკე წერილშია აღწერილი [14].

d. ნამარხებით მდიდარი მოიისფრო, ზოგ უბანში მომწვანო ფერის ქვიშაიანი კლასტური კირქვები.

e. მუქი წითელი ფერის მარმარილოსებრი კირქვები, რომელთა ქვედა ნაწილშია მოქცეული:

ნათლად შრეებრივი, მოიისფრო-მოწითლო ტუფები და ტუფოგენური ქვიშაქვები მდიდარი ამონიტური ფაუნით.

პირველი დასტის (ა) ქვიშაქვები არაფრით განსხვავდება ნარულის ანალოგიური ქვიშაქვებისაგან. მხოლოდ მათ შედგენილობაში აღინიშნება კრისტალური მასივის ქანების ნატეხები 15—20%—მდე, რაც ამ ქვიშაქვების მეტი მსხვილმარცვლოვანებით აიხსნება.

შემდგომი დასტის (ბ) ქვიშაქვებისათვის, ნარულისაგან განსხვავებით, აღსანიშნავია მცენარეული ნაშთების მნიშვნელოვანი რაოდენობით შემცველობა. შეიმჩნევა მასალის სიმსხოს თანდათან შემცირება ქვევიდან ზევით, ამავე მიმართულებით მინდვრის შპატების შეცვლის ხარისხის და მცენარეული ნაშთების რაოდენობის ზრდა. სხვა დასტები აქ უკეთ არის წარმოდგენილი, ვიდრე ნარულაზე და სხვა მხრივ განსხვავება არ ჩანს.

კირქვები აქაც ჰემატიტით წითლად შეფერილია ზოგ უბანში ორსაგდულიანებით და კრინოიდებით გამდიდრებული.

ამ კირქვების ქვედა ნაწილში მოქცეული ტუფების დასტა საინტერესოა იმით, რომ ის ლიასის ბოლოს ვულკანური ამოფრქვევების გამოვლინებაზე მიგვითითებს. რადგან ეს დასტა ნარულაზე მკაფიოდ გამოყოფილი არ არის, ამიტომ მის მოკლე დახასიათებას აქ მოვიყვანთ. შრეებრივობა მკაფიოა; ქვედა ნაწილში სქელშრეებრივი (შრეთა სისქე 0,5—0,6 მ) და უნამარხოა, ზედა ნაწილში კი თხელშრეებრივი (0,1—0,15 მ) და ნამარხებიანი. დასტის ზედა ნაწილის ქანი ავგიტიანი პორფირიტის კრისტალურ ტუფს წარმოადგენს; მისი შემადგენელი კომპონენტებია საკმაოდ პელიტიზებული პლაგიოკლაზი და უფერო ავგიტი: საკმაოდაა აგრეთვე პროფირიტების ძირითადი მასის ნატეხები. ზოგი შრე კალციტით არის მდიდარი და ტუფოგენურ კირქვას წარმოადგენს.

ნარულასა და ყვირილას შორის წყალგამყოფ ქედზე ლიასის მხოლოდ ქვედა ქვიშაქვების დასტა ჩანს, რომელიც აქ ზოგან უშუალოდ გრანიტებს აძევს, ხოლო ზოგან კი ქვედა ტუფიტებს. აღსანიშნავია ზოგ უბანში კონგლომერატების მნიშვნელოვანი განვითარება. ნარიყალის ზომა 2—8 სმ ფარგლებშია. შედგენილობის მხრივ კონგლომერატის მასალა ასეთია:

1. კვარცპორფირები . . . . .	35%
2. ალბიტოფირები . . . . .	33%
3. გრანიტები . . . . .	17%
4. პეგმატიტები . . . . .	8%
5. ძარღვის კვარცი . . . . .	7%

უფრო აღმოსავლეთით, სოფ. წიფლავეაკის მიდამოებში, ლიასური ნალექები ტუფიტებით იწყება, რომლებშიც შეცვლილი პორფირიტის ძარღვიც ჩანს. ტუფიტების წყების ზედა ნაწილში მოყოლილია გაკვარციანებული პორფირიტის საკმაოდ დიდი ზომის ლოდები.

ტუფიტებს ზევით აგრძელებს მსხვილ და საშუალომარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვების დასტა. ქვიშაქვები შემდგარია კვარცისგან, რომელიც როგორც კრისტალური ქანების, ისე ეფუზიური წყების გამორეცხვის ხარჯზეა წარმოშობილი, მცირე რაოდენობით გაალბიტებული პლაგიოკლაზისაგან, საგრძნობი რაოდენობით მიკროკლინის შედარებით სადი მარცვლებისაგან და მუსკოვიტის ფურცლებისაგან. საგრძნობი რაოდენობითაა ქანების ნატეხები, წარმოდგე-

ნილი კვარციტული ფიქლებით, პეგმატიტებით და ფელზიტური აგებულების ეფუზიური ქანით.

ქვიშაქვის ცემენტი სერიციტულ-კაოლინური მასაა.

მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები ზევით იცვლება წვრილმარცვლოვანი, ზოგჯერ ალევრიტული, კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვებით, რომლებიც საკმაოდ შეიცავენ მცენარეულ ნაშთებს. ეს ქვიშაქვები შედგენილობით არსებითად არ განსხვავდება ქვეშმდებარე ქვიშაქვებისაგან. ძირითადი განმასხვავებელი ნიშანი მარცვლის სიმსხოა. აქაც კომპონენტები კვარცი, მინდვრის შპატები და ქანთა ნატეხებია, მაგრამ გაზრდილია კვარცისა და ქარსის როლი, ხოლო ქანის ნატეხების რაოდენობა ძალზე შემცირებულია. ცემენტი სერიციტულ-თიხოვანია; ზოგ შრეში კი მას ეპიდოტ-ქლორიტული და ადგილ-ადგილ კარბონატული მასებიც უერთდება. სულ ზედა ნაწილში ცემენტი მთლიანად ლიმონიტით არის წარმოდგენილი.

კირქვების ფაციესი წიფლავაკის მიდამოებში არ გვხვდება. როგორც ჩანს, იგი შემდგომი ტრანსგრესიით უნდა იყოს გადარეცხილი.

მდ. ძირულას მარჯვენა შენაკად გლინავის ღელეში ლიასი აგრეთვე ქვედა ტუფიტებით იწყება; მას აგრძელებს უხეშმარცვლოვანი, მკვეთრად არათანაბარმარცვლოვანი ქვიშაქვები, რომლებიც ზოგჯერ შეიცავენ დამრგვალებულ ან დაკუთხულ რიყის ქვებს 10—20 მმ დიამეტრით. ამ ქანებს შორის იცნობა კვარციანი პორფირები, პეგმატიტები, კრისტალური ფიქლები და მთლიანად გათიხებული ქანის ნატეხები. ქვიშაქვის სხვა კომპონენტები არკოზული მასალითაა წარმოდგენილი. ამ ქვიშაქვების მინერალური შედგენილობა, მიკროსკოპში დათვლილი, ასეთია:

- |   |   |     |
|---|---|-----|
| 1. ქანების ნატეხები:                                    | a. ძველი კრისტალური კომპლექსი . . . . . | 12% |
|   | b. კვარციანი პორფირები . . . . .        | 8%  |
| 2. კვარცი . . . . .                                     |   | 32% |
| 3. მინდვრის შპატები (მიკროკლინი, პლაგიოკლაზი) . . . . . |   | 6%  |
| 4. ქარსი (მუსკოვიტი, სერიციტი) . . . . .                |   | 4%  |
| 5. ცემენტი . . . . .                                    |   | 38% |

უხეშმარცვლოვან ქვიშაქვებს ზევით წვრილმარცვლოვანი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები აგრძელებს, როგორც ეს ყვირილაზე და ნარულზე გვქონდა. შედგენილობა აგრეთვე ანალოგიურია სხვა ღელიდან ზემოთ უკვე აღწერილი ამ დასტის ქვიშაქვებისა. ამ ქვიშაქვების ცემენტი, თუმცა საერთოდ თიხოვანია, მაგრამ ზოგჯერ კრისტალური კალციტითაა წარმოდგენილი, რომელიც ზოგ უბანში ლიმონიტითაა გაჟღენთილი. ზოგი ქვიშაქვის კარბონატულ ცემენტში მრავლად არის გაბნეული წითელი რკინის ქანგის ოლითური სხეულები, რომლებიც ზოგ უბანშიც საკმაოდ რაოდენობით გროვდება და ქანის ცემენტს ქმნის.

უხეშმარცვლოვან ქვიშაქვებსა და ტუფიტებს შორის ცუდი გაშიფვლების პირობებში გვხვდება მოშავო თიხების მცირე ზომის გამოსავალი. თიხა მიკროსკოპში შემდგარია ღია მოყვითალო-ნაცრისფერი პელიტური მასისაგან,

რომელშიც მრავლად არის გაბნეული კაოლინისა და სერიციტის წვრილქერცლოვანი აგრეგატები; მცირე რაოდენობით გვხვდება მუსკოვიტის წვრილი ფურცლები და პლაგიოკლაზის ნატეხები. ბევრია განახშირებული მცენარეული ნაშთები.

წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების თავზე აქაც, ყვირილის მსგავსად, კირქვების ფაცივსია, რომელიც ყვირილის კირქვების სრულიად ანალოგიურია.

სრულიად თავისებური ხასიათი აქვს ლიასურ ნალექებს სოფ. შროშის მიდამოებში, იქ სადაც ცეცხლგამძლე თიხის საბადოა. სხვა ადგილებისაგან განსხვავებით, აქ ლიასის სიმძლავრე გაცილებით მეტია.

გარდა ამისა, აქ ფუძეში შვიდი მეტრის სიმძლავრე კონგლომერატის დასტა გვაქვს, იმ დროს, როდესაც სხვაგან კონგლომერატი მხოლოდ ლინზებისა და თხელი განშრევებების სახით თუ გვხვდებოდა.

კონგლომერატის შემადგენელი რიყის ქვების დიამეტრი 0,05—0,1 მეტრის ფარგლებში იცვლება, ხოლო შემადგენლობა ასეთია:

- |   |     |
|---|-----|
| 1. კრისტალური ფუძის ქანები (გრანიტები, კრისტალური ფიქლები)    | 35% |
| 2. კვარციანი პორფირები, კვარციანი ალბიტოფირები და მათი ტუფები | 33% |
| 3. დიაბაზები და პორფირიტები                                   | 29% |
| 4. ძარღვის თეთრი კვარცი                                       | 3%  |

კონგლომერატებს აგრძელებს უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების მძლავრი დასტა, რომლის ქვედა ნაწილი ფაქტიურად გრაველიტებს წარმოადგენს და ცუდად დაშრევებულია. ის შედგენილობით არსებითად არ განსხვავდება კონგლომერატისაგან და ასევე გრანიტების, კრისტალური ფიქლების და ფუძე ეფუზივების გამორეცხვის პროდუქტებს შეიცავს. ასეთსავე შედგენილობას ინარჩუნებს ქვიშაქვები მთელ სიმძლავრეზე, მაგრამ თანდათან იგრძნობა ალბიტოფირების შემცირება, ხოლო გრანიტული მასალის ზრდა და ქანები თანდათან ნამდვილ არკოზებს უახლოვდებიან. ფუძიდან დაახლოებით მეორმოცე მეტრზე გვხვდება სფერიული გამოფიტვის მქონე ქლორიტიანი დიაბაზის განფენი, რომელსაც მიკროსკოპში მკაფიო ოფიტური სტრუქტურა აქვს და შედგება ძალზე სერიციტიზებული და ქლორიტით ჩანაცვლებული გრძელპრიზმული პლაგიოკლაზისაგან, რომელთა შორის სივრცე ამოვსილია ქლორიტითა და სერპენტინით მთლიანად ჩანაცვლებული სილიკატით. ბევრია გალიმონიტებული მადნის შინერალი.

ფუძიდან 43-ე მეტრზე 8 მეტრის სიმძლავრე ფიქლებრივი თიხების დასტაა. თიხები მიკროსკოპში რკინის ქანგის ფერი პელიტური მასისა და მასში პარალელურად განწყობილი ქარსის წვრილი ქერცლებისაგან შედგება. ქარსის ასეთი განწყობა ამ თიხების მდგარ წყალში დალექვაზე მიგვითითებს. თიხაში მცირე რაოდენობით გაბნეულია კვარცისა და მინდვრის შპატის უწვრილესი მარცვლები. ბევრია პირიტის სხვადასხვა ფორმის კონკრეციები, მთლიანად გალიმონიტებული. ამ დასტაშია მოქცეული შროშის ცეცხლგამძლე თიხის საბადო. თიხა ორგანული ნივთიერებით მდიდარია, რის გამოც შავი ფერისაა, იგი მრავლად შეიცავს პირიტისა და სიდერიტის კონკრეციებს. ეს ნიშნებია

თიხის აღდგენით გარემოში წარმოშობის უდავო დამადასტურებელია, თიხაში ხშირია ქვიშაქვის სხვადასხვა ზომის ლინზები.

ზევით მდებარე ქვიშაქვები უკვე მსხვილ და საშუალომარცვლოვანია და კონგლომერატულ-გრაველიტური ხასიათი აღარა აქვს. მასალის ხასიათი კი იგივე რჩება. ზედა ნაწილში ისევ გამოერევა უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვის 5 მეტრის სიმძლავრის დასტა, რომელშიც კონგლომერატული უბნებიც არის; აღსანიშნავია, რომ ალბიტოფირების ნატეხები აქ სულ აღარ გვხვდება.

ამ ქვიშაქვების თავზე თხელშრებრივი მცენარეული ნაშთებით მდიდარი ქვიშაქვების დასტაა, რომლის ქვედა ნაწილში ნახშირის თხელი ფენებიცაა. მიკროსკოპში ქანები კაოლინისა და სერიციტის მჭიდრო ნარევისაგან შედგება და ცოტაოდენ ალევრიტულ მასალას შეიცავს კვარცისა და შეცვლილი მინდვრის შპატის სახით.

ზევით გრძელდება საშუალომარცვლოვანი ქვიშაქვები, რომელთა შორის ზოგჯერ მსხვილმარცვლოვანი შრეებიც გამოერევა. ხშირია აგრეთვე თხელშრებრივი, მცენარეული ნაშთებით მდიდარი წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების მცირე სიმძლავრის პაკეტები (1—3 მ). ქვიშაქვების სულ ზედა ნაწილი წვრილმარცვლოვანი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვებია, რომელთა ცემენტში ხშირია ლიმონიტი, ზოგჯერ ოოლითური, რაც ქვევით იშვიათად გვხვდებოდა. ამ ქვიშაქვებში მრავლადაა  $6 \times 8$  მმ ზომის ქვიშაქვისავე კონკრეციები, რომლებიც შემცველი ქვიშაქვისაგან განსხვავებით, კარბონატული ცემენტით ხასიათდება.

ქვიშაქვების ზედა ნაწილში ღია ფერის პლაგიოკლასიანი პორფირიტის მცირე სიმძლავრის შრე შეგვხვდა, რომლის ზედა ნაწილი პოროვანი და მანდელშტეინურია; როგორც ჩანს, განფენთან გვაქვს საქმე.

ამრიგად, შრომის ლიასური ქვიშაქვები ქვევიდან ზევით გარკვეულად გვიჩვენებს მარცვლის სიმსხოს შემცირების ტენდენციას, მაგრამ ამ საერთო ტენდენციას არღვევს დასტის ზედა ნაწილში ზოგჯერ მსხვილი და უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების მცირე ზომის პაკეტების არსებობა.

ასევე არასავსებით მკაფიოდ, მაგრამ მაინც შეიმჩნევა მასალის შედგენილობის ცვლა. ქვიშაქვების შექმნაში თითქმის თანაბრად მონაწილეობს, ერთი მხრივ, კრისტალური ფუძის ქანების — გრანიტებისა და კრისტალური ფიქლების — დაშლის პროდუქტები, მეორე მხრივ — ალბიტოფირების, ე. ი. ქვედა ტუფიტების მასალა. ქვედა პორიზონტებში მაინც იგრძნობა ალბიტოფირების უფრო მნიშვნელოვანი როლი, ზევით კი იზრდება გრანიტების მასალა და სათანადოდ მცირდება ალბიტოფირების გარეცხვის პროდუქტები. ხოლო სულ ზედა პორიზონტებში წმინდამარცვლოვანი კვარცით მდიდარი ქვიშაქვებია გავრცელებული.

მასალის ხასიათის ასეთი ცვლა, ალბათ, იმით უნდა აიხსნას, რომ ქვიშაქვების წყების დაღეჟვისას ქვედა ლიასური კვარციანი ალბიტოფირები საგრძნობ ფართობს ფარავდა ძირულის კრისტალურ მასივზე. შორს წასულმა ეროზიამ გადარეცხა ეს შედარებით მცირე სიმძლავრის წყება და უფრო გააშიშვლა კრისტალური ფუძის გრანიტები და კრისტალური ფიქლები. ამიტომ,

ბუნებრივია, რომ ზევით ქვიშაქვებში, თანდათან მცირდება კვარციანი ალბიტოფირების მასალა და იზრდება გრანიტების დაშლის პროდუქტების როლი.

სულ ზედა ჰორიზონტებში წმინდამარცვლოვანი ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვების გაჩენა ქიმიური გამოფიტვის ინტენსივობის ზრდის შედეგი უნდა იყოს, რაც, თავის მხრივ, ხმელეთის პენეპლენიზაციით უნდა აიხსნას. ქიმიური გამოფიტვა იწყებდა მინდვრის შპატების დიდი ნაწილის დაშლას და კვარცის როლის ზრდას. ამაზე მიგვიჩვენებს აღნიშნულ ქვიშაქვებში მხოლოდ მთლიანად გათიხებული მინდვრის შპატების არსებობის ფაქტიც.

მინდვრის შპატების ასეთი ინტენსიური დაშლა შესაძლოა, გარდა პენეპლენიზაციისა, კლიმატის უფრო განესტიანებასაც დაეუკავშიროთ. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ლაპარაკობს მცენარეული საფარის ზრდა, რაც ქვიშაქვების ზედა ჰორიზონტებში მცენარეული ნაშთების სიუხვით დასტურდება. ორგანიული მასალის დიდი რაოდენობა აუზში ქმნიდა ალღენით გარემოს, რამაც განაპირობა ზედა ქვიშაქვებში პირიტის კონკრეციების სიუხვე, რომელთა დაქანგვის ხარჯზეც წარმოშობილია ქვიშაქვების ლიმონიტური ცემენტი.

წვრილმარცვლოვანი ქარსიანი ქვიშაქვების დასტას მოჰყვება კირქვების დასტა, რომლის სიმძლავრე დაახლოებით 20—80 მეტრამდეა. კირქვები მეტწილად წითელი ქანგის ფერია, მაგრამ გამოერევა რუხი ფერის შრეებიც. შრეებრივობა მკაფიოდ არის გამოხატული; ცალკე შრეთა სიმძლავრე 0,5—1 მ-მდეა. ზოგჯერ კი 2 მეტრსაც აღწევს. ზოგ შრეში გვხვდება რკინის ქანგით უფრო გამდიდრებული უბნები, რომლებიც მეტ შემთხვევაში ნაპრალებთანაა დაკავშირებული.

ქვიშაქვებიდან გადასვლა კირქვებში არც თუ ისე მკვეთრია, როგორც ეს ველზე ჩანს. ასე მაგ., ქვიშაქვების დასტის სულ ზედა შრე შემდგარია კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვით, რომელსაც ლიმონიტური ცემენტი ახასიათებს. ამ შრეში ბლომად ვხვდებით სხვადასხვა ზომის კონკრეციებს (უფრო ხშირად  $6 \times 8$  სმ), რომლებიც შედგენილობით უბასუხებენ კვარციან ქვიშაქვებს, მაგრამ არა ლიმონიტური, არამედ წვრილკრისტალური კალციტური ცემენტით. ამრიგად, ამ შრიდან უკვე იწყება კარბონატის გამოყოფა, რომლის ინტენსივობა ზევით თანდათან იზრდება.

შედეგ ისევ არაკარბონატული ლიმონიტის ცემენტიანი ქვიშაქვის შრეა და მის ზევით ძვეს 1,5 მ სიმძლავრის შრე, რომელიც მაკროსკოპულად ბრექჩიული ქანია, ხოლო მიკროსკოპში ქვიშიან კირქვას წარმოადგენს, რომელიც მსხვილკრისტალური კალციტისაგან შედგება და მრავლად შეიცავს კუთხედი კვარცის მარცვლებსა და მუსკოვიტის წვრილ ფურცლებს. თვით კირქვა მდიდარია ხავსცხოველების, წყალმცენარეების და, ნაკლებად, ბრაქიოპოდების ნიჟარების ნამტვრევებით. ზოგ უბანში კალციტური ცემენტი არა ჩანს და მხოლოდ ლიმონიტი ასრულებს ამ როლს; ამგვარი უბნები არ განსხვავდებიან ქვეშმდებარე რკინიანი ქვიშაქვებისაგან. ეს ლიმონიტიანი უბნები აძლევს ქანს წითელ ფერს.

ამგვარად, ეს ნიმუში [115] ერთდროულად შეიცავს როგორც ქვეშმდე-



ზარე რკინიანი ქვიშაქვების მასალას, ისე ზევით მდებარე კირქვების მასალას და მათ შორის გარდამავალ ჰოიზონტს წარმოადგენს. ამ გარდამავალ შრეს აძევს 2 მ სიმძლავრის ნაპრალებით მდიდარი ქუქყიანი წითელი ფერის კირქვის შრე. მიკროსკოპულად (შლ. 116) ქანის მთავარი მასა მიკრომარცვლოვანი კირქვაა, რომელშიც ბლომად არის გაბნეული კრისტალური კალციტისაგან შემდგარი ღრუბლის, მეტ წილად ოთხსხივიანი სპიკულები, აგრეთვე ზღვის შროშნების ღეროები. შეგვხვდა 1 ჯამიც. იშვიათად ჩანს ბრაქიოპოდების ნიჟარების ნამტვრევები. კირქვაში ?რავლად არის გაბნეული ლიმონიტის ლაქები, რომლებიც ზოგჯერ თითქმის მთლიან უბნებად ერთდებიან. ზოგი ლაქა გარკვეულად კონკრეციის შთაბეჭდილებას ტოვებს. გვხვდება კვარცის რამდენიმე კუთხედი მარცვლი ზოხით 0,05—0,08 მმ. ერთი უბანი კვარცისა და ლიმონიტისაგან შემდგარია და ქვიშაქვის შთაბეჭდილებას ტოვებს, როგორც ამას ქვედა შრეში უფრო ხშირად ჰქონდა ადგილი.

შემდეგი შრე ნაცრისფერი ბრექჩიული კირქვაა, რომელიც მიკროსკოპში (შლ. 117) მიკრომარცვლოვან კირქვას წარმოადგენს და შეიცავს ბრაქიოპოდების ნამტვრევებს და მცირე რაოდენობით კალციტისაგან შემდგარ, მეტ წილად ერთსხივიან, სპიკულებს; აქა-იქ გაბნეულია კვარცის ცალკეული კუთხედი მარცვლები. ეს მიკრომარცვლოვანი კირქვა დანაპრალეულია და დანაპრალეები ამოვსებულია მსხვილმარცვლოვანი, სუსტად ლიმონიტის კალციტით; ეს გარემოება აძლევს ქანს ბრექჩიულ იერს. ამავე ქანის სხვა შლიფში, ნაპრალეებში ჩასულ კალციტში კვარცის მარცვლები და მუსკოვიტის ფურცლებიც არის მცირე რაოდენობით, ე. ი. კირქვის ნაპრალეებში ქვეშ მდებარე ქვიშაქვის მსგავსი მასალა არის ჩასული. ქანში არ არის შემჩნეული არც პირიტი და არც ლიმონიტი.

ზევით მდებარე შრე ისევ ნაცრისფერი, შროშნებით მდიდარი კირქვაა, რომელიც მიკროსკოპულადაც ჰგავს ზემოთ აღწერილ ქანს, მაგრამ აქ ორგანიზმების ნაშთები გაცილებით ნაკლებია და უმთავრესად ერთსხივიანი სპიკულებითა და ბრაქიოპოდების ნიჟარების ნამტვრევებით არის წარმოდგენილი. ნაპრალეებში ჩამჯდარ კალციტში ბლომდაა მუსკოვიტის ფურცლები. პირიტი ან ლიმონიტი სრულებით არ გვხვდება. ამ ადგილას კირქვებში 0,6 მ სიმძლავრის ალბიტის პორფირიტის ძარღვია შექრილი, რომელშიც მუქი სილიკატი მხოლოდ კალციტ-ქლორიტული ფსევდომორფოზებით არის წარმოდგენილი.

შროშის კირქვების კარნიზის ზედა ნაწილში აღებულია ნიმუში რუხი ნაცრისფერი კარბონატული ქანის შრიდან. უკანასკნელი მიკროსკოპში (შლ. 120) ისევ ბრექჩიული კირქვა აღმოჩნდა, შემდგარი მიკრომარცვლოვანი მუქი რუხი კირქვის უბნებისაგან, რომლებიც მოქცეული არიან წვრილკრისტალურ კარბონატულ მასაში. ორივე უბანი მდიდარია ორგანიზმების ნაშთებით, მაგრამ შემაცემენტებელ წვრილკრისტალურ მასაში საგრძნობი რაოდენობითაა სპიკულები, ხშირად ოთხსხივიანი, რომლებიც მუქ ნატეხებში მხოლოდ ერთ შემთხვევაში შეგვხვდა. სპიკულების განივ კვეთებს ზოგჯერ ქალცედონის გარე რკალი აქვთ შერჩენილი, ხოლო ცენტრული ნაწილი კალციტისაგანაა შედგე-

ნილი. ტერიგენი მასალა არ გვხვდება. აქა-იქ არის ტერებრატულების მთლიანი კვეთები.

ზევით გრძელდება წითელი ფერის სქელშრებრივი კირქვების დასტა. კირქვა მრავლად შეიცავს ბელემნიტებს, ბრაქიოპოდებს და სხვ. მიკროსკოპში ბრექჩიული კირქვა შემდგარია ორგვარი უბნისაგან. ქანის მთავარი მასა წარმოდგენილია მკვრივი მიკრომარცვლოვანი ყომრალი კირქვით, რომელშიც მეტ-ნაკლებად თანაბრად განაწილებულია ლიმონიტის უწყვრილესი ლაქები, ხშირად შეერთებული მთლიან უბნად. შედარებით მცირე რაოდენობით გვხვდება მეორე გვარი უბანი, რომელსაც წინას მსგავსი სტრუქტურა აქვს, მაგრამ სრულებით არ შეიცავს ლიმონიტს. ფაუნა ორივეში მრავლადაა; სპიკულები, ბრაქიოპოდების ნიჟარების ნამტვრევები, ბელემნიტები, ხავსცხოველები.

საერთო შთაბეჭდილება ისეთია, რომ ღია ფერის ულიმონიტო უბნები მოქცეულია წითელი ფერის ლიმონიტის უბნებში.

ამ დასტის ზევით ვგაქვს თხელშრებრივი რუხი კირქვებისა და მოიისფრო-მოწითლო და მომწვანო მერგელებრივი ქანების მორიგეობა. რუხი კირქვების შრეთა სიმძლავრე 0,15 მ, ხოლო მერგელებრივი ქანებისა კი 1,5—2 მ. დასტის ზედა ნაწილში მერგელებრივი ქანები ჭარბობს კირქვებს. ხშირად შრეები დასერილია კალციტის ძარღვებით, რომლებიც მიკრომარცვლოვანი კირქვების სხვადასხვა სახეობას წარმოადგენენ.

წითელ კირქვებში გვხვდება რკინის ჟანგით გამდიდრებული უბნები. ერთი ნიმუში ასეთი უბნებიდან მკაფიოდ ოოლითური აღნაგობისაა და თანაც საკმაოდ ქვიშიანია. ოოლითების ზომა 0,5 მილიმეტრზე ნაკლებია, მხოლოდ რამოდენიმე ოოლითი გამოირჩევა სიდიდით და 1 მმ-დე აღწევს. მიკროსკოპში ქანი ზოგ უბანში გაუწვივრავლად მთლიანი რკინის ჟანგის მასისაგან შედგება; ასეთ უბნებს ზოგჯერ ეტყობათ მეტ-ნაკლებად მკაფიოდ გამოხატული ოოლითური აღნაგობა. სხვა უბნები კი მსხვილმარცვლოვანი კალციტისაგან შედგებიან და მრავლად შეიცავენ ორგანიზმების ნაშთებს და კვარცისა და მინდვრის შპატის მარცვლებს. ამ უბნებში ჰემატიტის მხოლოდ ცალკეული, მრგვალი ან ოვალური ფორმის ოოლითებია მოქცეული. ზოგ ოოლითს აშკარად ეტყობა, რომ ის კალციტის ოოლითის ჩანაცვლებით არის გაჩენილი. აქვე მკაფიოდ ჩანს ნიჟარების ნატეხების ჰემატიტით ჩანაცვლების ყველა საფეხური. ჰემატიტი გარს ეკვრის კალციტის, კვარცის და სხვა მარცვლებს და ცემენტის როლს ასრულებს. ჰემატიტით მდიდარ უბნებში შემჩნეულია, რომ ზოგი ოოლითის გულში პირიტი დარჩენილა. საფიქრებელია, რომ ოოლითების ნაწილი, თუ ყველა არა, უშუალოდ პირიტის კონკრეციების დაჟანგვის გზით გაჩნდა. თავისი ბუნებით ეს ქანი სანაპირო ზოლის წარმონაქმნია.

ზოგ, ჰემატიტით გამდიდრებულ, კირქვას ოოლითური აღნაგობა არ ეტყობა. მაგ., ნიმ. 128 მიკროსკოპულად შედგება კრისტალური კალციტისაგან, რომელიც მხოლოდ აქა-იქ დარჩენილა ლაქების სახით, რადგან ინტენსიურად არის ჩანაცვლებული ჰემატიტით; უკანასკნელი მქიდრო გროვებსა ქმნის, ხოლო ზოგ უბნებში კალციტს შეიცავს. ზოგან კი არამკაფიოდ გამოხატულ

ოლითურის მსგავს სტრუქტურას გვიჩვენებს; ამ ოლითებს შორის კალციტის ვიწრო ზოლებია დარჩენილი.

მდ. ძირულის ხეობაში გარდა შროშის მიდამოებისა, ლიასური ნალექები გავრცელებულია საქასრულაზე, მდ. ბჟინეურაზე და სოფ. ვერტყვილის ქალის მიდამოებში მდ. ჩხრიალეთის წყლის ორივე მხარეზე.

მდ. საქასრულას ხეობაში ლიასი კირქვიანი ფაციესით არის წარმოდგენილი.

ს გვიჩვენებს; ამ ოლითებს შორის კალციტის ვიწრო ზოლებია დარჩენილი.

და შროშის მიდამოებისა, ლიასური ნალექები გავრცელებულია საქასრულაზე, მდ. ბჟინეურაზე და სოფ. ვერტყვილის ქალის წყლის ორივე მხარეზე.

ლიასი კირქვიანი ფაციესით არის წარმოდგენილი და აღმოსავლეთ მხარეზე მასივის ტიპურად განლაგებული, სამხრეთიდან ბაიოსური ასავლეთიდან კი ქვედა ცარცის კირქვებით.

ქვეში ბრექჩია-კონგლომერატების ზოლი ჩანს. ნილია კვარცხორფირების, ალბიტოფირების, კარისტალური ფიქლებისა და ალევრიტული. ზევით მომდევნო კირქვებში ოახი დასტა პირველი დასტა მოწითლო ფერის, კალციტებით დასერილი კირქვებით არის წარმოდგენილი კირქვის უბნები ძლიერ წვრილკრისტანავე მათში მნიშვნელოვანი რაოდენობით გადალაქობრივად განწყობილი ჰემატიტის.

დასტა კლასტური კირქვებით არის აგებული, დათანობით მარცვლოვან გამარმარილოებულ კირქვები ქვიშიანი მასალისა და წვრილკრისტან არიან შემდგარი. ქვიშიანი ნაწილი მთელი მდგენილია კატაკლაზური კვარცისა და გაჟემარცვლებით. მარცვალთა ზომა საშუალოდ და ნაწილში, გამარმარილოებული კირქვების კირქვებში ნიჟარების ნატეხებიც გამოერევა. ზოში რუხი ფერის პელიტომორფული კირქვებში კი წითლად შეფერილი ნიჟარებიანი კირხართფეხიანები, ფორამინიფერები და კალციტის სპიკულები.

ური კირქვებით არის წარმოდგენილი, რომ მასალა დაახლოებით თანაბარი რაოდენობის მთლიანად ფუძე ეფუზიური ქანის ნატეხიოკლასისგან შედგება. კირქვა ტუფური მასალის კომპონენტის როლს ასრულებს.

ოლითურის მსგავს სტრუქტურას გვიჩვენებს; ამ ოლითებს შორის კალციტის ვიწრო ზოლებია დარჩენილი.

მდ. ძირულის ხეობაში გარდა შროშის მიდამოებისა, ლიასური ნალექები გავრცელებულია საქასრულაზე, მდ. ბჟინეურაზე და სოფ. ვერტყვილის მიდამოებში მდ. ჩხრიალეთის წყლის ორივე მხარეზე.

მდ. საქასრულას ხეობაში ლიასი კირქვიანი ფაციესით არის წარმოდგენილი. გამოსავლების ეს ზოლი ძველ გრანიტებზეა ტექტონიკურ მოწყვეტა ნორმულად, ხოლო დანაწილებულია.

მთელ ზოლზე კირქვების ფაციესი აქ მასალა ძირითადად წარმოდგენილია გრანიტების და შედარებით ცოტა კვარცხანი ქვიშაქვების ნატეხებით გამოიყოფა. ამათგან სულ ქვედა კალციტის მსხვილკრისტალური ძარღვიანი ნილი. ძარღვებს შორის მოქცეულია კალციტის შეიცავს, ამასთანავე მოიყოფა ქვიშიანი ნაწილაკებით უბნები.

ზევით მომდევნო მეორე და მესამე კომპლექსებში ზევით სრულიად თანაბარი კირქვებში გადადის. კლასტური ტალური კირქვის ნატეხებისაგან შედგენილია 40% შეადგენს და წარმოადგენს მინდვრის შპატის 0,4×0,8 მმ უდრის. დასტის ზოლის ქვეშ მდებარე კლასტურ ნაწილში მესამე დასტა ქვედა ნაწილით არის აგებული; ზედა ნაწილი კირქვებით. ნაშარხებიდან ხშირია კალციტის სპიკულები.

მეოთხე დასტა ტუფოვანი კომპლექსებშიც კირქვისა და ტუფური მასალის თანაბარი რაოდენობისაგან შედგენილია. ამასთან, უკანასკნელი თიხის ნატეხებისა და გაჟელიტებული პლასტიკური მასალის კომპონენტის როლს ასრულებს.

ყოფა. სულ ქვედა დასტა, რომელიც ფილიტებისა და კრისტალური ფიქლების ნატეხებისგან შემდგარ ბრექჩიებს მოჰყვება, საქასრულის ხეობის კირქვებისაგან განსხვავებით, აგებულია კირქვიანი ალევრიტული ქვიშაქვებით. ქვიშიანი ნაწილი მთელი ქანის 50-60% შეადგენს და წარმოდგენილია გრანიტული კვარცით, შეცვლილი მინდვრის შპატებით და ქანის უწვრილესი ნატეხებით. საკმაოდ ბევრია აგრეთვე განახშირებული მცენარეული ნაშთები. კირქვიანი ნაწილი ქვიშაქვის ცემენტის როლს ასრულებს და შემდგარია ძლიერ წკრილკრისტალური კალციტისაგან.

კირქვიანი ქვიშაქვების ეს დასტა სრული თანდათანობით გადადის ჯერ ქვიშიან სუსტად კლასტურ კირქვებში (მეორე დასტა), შემდეგ კი წვრილმარცვლოვან, რუხი ფერის, ნამარხებიან კირქვებში (მესამე დასტა). გამოსავლების სულ ზედა ნაწილი აქაც ტუფოგენური კირქვებით არის წარმოდგენილი (მეოთხე დასტა). ამრიგად, სამი უკანასკნელი დასტა თითქმის ანალოგიურია მდ. საქასრულის ხეობის კირქვებისა.

სოფ. ვერტყვილისქალის მიდამოებში ლიასური ნალექები სოფლის სამხრეთ ნაწილში არის გაშიშვლებული, მდ. ჩხრიალეთის დელის ორივე მხარეზე, სადაც ლითოლოგიურად შემდეგი დასტები გამოიყოფა: 1. მორუხო ფერის ალევრიტული, კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვები, 2. ღია რუხი ფერის მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარი საშუალო მარცვლოვანი პსამიტური ქვიშაქვები, 3. რუხი ფერის ქვიშიანი კირქვები, დასერილი კალციტის წვრილი ძარღვებით, 4. წითელი ფერის ნიჟარებიანი კირქვები, რომლებსაც ზევით ბაიოსის ტუფოგენური წყება მოჰყვება.

პარველი დასტის ალევრიტული ქვიშაქვები მთელ სიმძლავრეზე თითქმის ერთგვაროვანი ხასიათის არის და შედგება: კვარცის, საღი მიკროკლინის, ოლიგოკლაზის, შეცვლილი ქანის ნატეხებისა და მუსკოვიტის დაღვრილი ფურცელაქვებისაგან. მარცვალთა ზომა საშუალოდ 0,01-0,2 მმ ფარგლებში მერყეობს. კვარცი ორგვარია - გრანიტული და ეფუზიური. ქვიშაქვის ცემენტი დასტის ქვედა ნაწილში კარბონატულია და მთელი ქანის 24%-ს შეადგენს, დასტის ზედა ნაწილში კი თიხოვან-სერიციტულია და მთელი ქანის 47%-ს შეადგენს.

ამ ქვიშაქვების რაოდენობრივი მინერალოგიური შედგენილობა ასეთია:

შემაღგენელი კომპონენტები	დასტის ქვედა ნაწილი	დასტის შუა ნაწილი	დასტის ზედა ნაწილი
კვარცი . . . . .	66,0%	34,4%	37,7%
მინდვრის შპატი . . . . .	6,4 "	11,4 "	10,2 "
მუსკოვიტი . . . . .	2,2 "	10,4 "	5,1 "
ცემენტი . . . . .	25,4 "	43,7 "	47,0 "

მეორე დასტის ქვიშაქვები რამდენადმე განსხვავებულია ქვეშემდებარე ქვიშაქვებისაგან. მათ ახასიათებს შედარებით მსხვილმარცვლოვანი აგებულება (მარცვალთა ზომა 0,1-1,8 მმ) და შედგენილობით მთავე ქანების ნატეხებით

მდიდარ არკოზულ ქვიშაქვებს შეესაბამებიან. ქვიშაქვის შემადგენელი კომპონენტებია: გრანიტული და ეფუზიური კვარცი, მიკროკლინი, მჭავე პლაგიოკლაზი, ქარსი და კვარცპორფირების, კვარციანი დიორიტებისა და პეგმატიტის ნატეხები. ყურადღებას იპყრობს მარცვლების ერთმანეთთან მჭიდრო შეხება და კვარცის წვრილი სოლების შექრა პლაგიოკლაზის მარცვლებში ყავრიანობის სიბრტყეების გასწვრივ. ჩანს ქვიშაქვებს წნევის ზეგავლენა განუცდია, რაც შესაძლოა ტექტონიკის შედეგი იყოს.

მესამე დასტა მთლიანად კვირქვებით არის აგებული. ეს კირქვები დასტის ქვედა ნაწილში კლასტური ბუნების არის და შედგება: პელიტომორფული ან ძლიერ წვრილკრისტალური აგებულების კირქვის ნატეხებისაგან. ნატეხების შემაცემენტებელი მასა ქვიშიანი მასალით არის წარმოდგენილი. უკანასკნელის შედგენილობაში მონაწილეობას ლებულობს კვარცი, მიკროკლინი, მცირეოდენი ქარსი და გათიხებული ქანის ნატეხები.

ეს კირქვები დასტის ზედა ნაწილში თანდათან კარგავენ კლასტურ აგებულებას და გადადიან პელიტომორფულ ქვიშიან კირქვებში. უკანასკნელი მოგარდისფროა და მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს მხართფეხიანების და წყალმცენარეების ნაშთებს.

მეოთხე დასტის კირქვებს, როგორც უკვე ვთქვით, წითლად შეფერვა ახასიათებს. მათში ცალკე უბნებად ქვიშიანი კლასტური კირქვები გამოიყოფა. კირქვის მთავარი მასა პელიტომორფული კალციტით და მასში მოქცეული ორგანიზმების ნაშთებით არის აგებული. ნამარხებიდან ხშირია მხართფეხიანები, ფორამინიფერები და კალციტის სპიკულები. ამასთან უკანასკნელნი მეტწილად პელიტომორფულ უბნებს უკავშირდებიან.

ამ რაიონში ლიასის გამოსავლები ცნობილია აგრეთვე სოფ. ხუნევის დასავლეთით მდ. ნაპურალის მარჯვენა მხარეზე და მდ. ახალშევას გასწვრივ.

მდ. ნაპურალის მარჯვენა მხარეზე ლიასური ნალექების სიმძლავრე დიდი არ არის. წყებაში ქვევიდან ზევით გამოიყოფა: 1. პსამიტური არკოზული ქვიშაქვები, 2. ალევრიტული კვარციანი-ქარსიანი ქვიშაქვები და 3. მარცვლოვანი კირქვები, რომლებსაც ზევით ბაიოსური ტუფოგენური წყება მოჰყვება.

პირველი დასტის ქვიშაქვების შემადგენელ კომპონენტებს წარმოადგენენ: კვარცი, ოლიგოკლაზი, მიკროკლინი, მუსკოვიტი, კვარცპორფირული ქანის, მიკროპეგმატიტის და კვარციტული ფიქლის ნატეხები. მასალა მკაფიოდ კუთხედიანია. მარცვალთა ზომა 0,3—0,9 მმ ფარგლებში მერყეობს. ცემენტი ზოგ უბანში შესამჩნევად ბევრია, ზოგან კი ძლიერ ცოტაა. ცემენტის მასა თიხოვან-სერიციტულ ნივთიერებას წარმოადგენს. დასტის ზედა ნაწილში ქვიშაქვის შედგენილობა არ იცვლება. მხოლოდ კლებულობს მარცვალთა ზომა და ნახშიროვანი ნივთიერებაც ჩნდება. მარცვალთა ზომა აქ საშუალოდ 0,1—0,4 მმ უდრის.

მეორე დასტის ქვიშაქვები მცენარეული ნაშთებით მდიდარი ალევროლიტებია. მარცვალთა ზომა—0,01—0,2 მმ. შემადგენელი კომპონენტები აქ იგივეა, რაც პირველ დასტაში იყო, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ აქ კომპონენტებს შორის ყველაზე მეტი კვარცი და ქარსია. ბევრად მატულობს ქლო-

რითული ცემენტის რაოდენობა. პირველი და მეორე დასტის ქვიშაქვების რაოდენობრივი მინერალური შედგენილობა შემდეგს გვიჩვენებს:

დასტები	კომპონენტები	დასტის ქვედა ნაწილი	დასტის ზედა ნაწილი
1 დასტა	ცემენტი . . . . .	48,0 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>	42,7 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>
	კვარცი . . . . .	37,1 "	39,5 "
	მინდვრის შპატი . . . . .	5,5 "	8,9 "
	ქარსი . . . . .	1,2 "	3,7 "
	ქანის ნატენები . . . . .	2,4 "	5,5 "
2 დასტა	ცემენტი . . . . .	59,7 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>	—
	კვარცი . . . . .	23,5 "	—
	მინდვრის შპატი . . . . .	7,1 "	—
	ქარსი . . . . .	9,5 "	—

სულ ზედა, მესამე დასტა ქვედა ნაწილში მოვარდისფრო პელიტომორფული კირქვით არის წარმოდგენილი. ნამარხებს საერთოდ ცოტას შეიცავს, უმთავრესად მხართფეხიანებს. ასევე ცოტაა ქვიშაკვარცის და მინდვრის შპატის მარცვლების სახით.

დასტის ზედა ნაწილში წითელი ფერის ნიჟარებიანი კირქვებია განვითარებული. ნამარხებიდან აქ ძირითადად ბრაქიოზოდებსა და ფორამინიფერებს ვხვდებით. ძლიერ ცოტაა კვარცისა და მინდვრის შპატის მარცვლები.

ლიასური ნალექების ეს ზოლი უშუალოდ ებმის მდ. ახალშევის ლიასური ნალექების გამოსავლებს, მაგრამ აქ ლითოლოგიურად რამდენადმე განსხვავებული დასტები გვაქვს. ამ გამოსავლებში ზევიდან ქვევით გამოიყოფა:

1. შავი ფერის ქანი, გამდიდრებული მწვანე მინერალის უბნებით და ზოლვით,
2. წითელი კირქვები მწვანე მინერალის ზოლებით. მწვანე მინერალი განსაკუთრებით ბევრია დასტის ქვედა ნაწილში,
3. მწვანე ფერის ქანი შავი უბნებით,
4. მოვარდისფრო ნიჟარებიანი კირქვა, ზოგ უბანში ბრეჭიული აგებულების,
5. ღია მორუხო, დაფიქლებული და ინიექციურებული ქანი,
6. გასერიციტებული და გატალკებული ზოლი,
7. ქარს-კვარციანი ქვიშაქვები მომწვანო-მოყვითალო ფერის,
8. მიგმატიტები.

1, 3 და 5 დასტის შემადგენელი ქანები კალციტით გამდიდრებულ სერპენტინიტებს წარმოადგენენ. კალციტი ძარღვების სახით ან ცალკე უბნებად არის სერპენტინის მასაში გაბნეული. სერპენტინი მთავარი შემადგენელი ნაწილია. ახასიათებს ღია მწვანე ფერი, ფირფიტოვანი აგებულება და დაბალი ინტერფერენციული ფერი. გარდატეხის მაჩვენებელი  $N_g = 1,570 \pm 0,02$ ,  $N_p = 1,563 \pm 0,02$ ;  $N_g - N_p = 0,007 - 0,009$ . ამ თვისებების მიხედვით მინერალი ანტიგორიტს მიეკუთვნება.

აღწერილი ქანის მინერალოგიური შედგენილობა მოცულობით პროცენტებში ასეთია (დასტა 1):

ანტიგორიტი . . . . .	49—63 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>
კალციტი . . . . .	29—39 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>
მაგნეტიტი-ქლორიტი . . . . .	7—12 <sup>0</sup> / <sub>0</sub>

დასტა მე-6 ქანი ძლიერ არის შეცვლილი. იგი თითქმის მთლიანად სერიციტისა და ტალკისაგან შედგება.

დასტა მე-2 ქანი არსებითად წითელი ფერის კირქვას წარმოადგენს, გამდიდრებულს ანტიგორიტის ზოლებით. ქანი პელიტომორფული, უნამარხო კალციტისაგან შედგება, რომელშიც ზოლების სახით ანტიგორიტის და შავი ფერის ორგანული ნივთიერების ზოლები გამოიყოფა. მსხვილკრისტალური კალციტი მხოლოდ ძარღვებში ჩანს, უკანასკნელები კი ამ დასტის კირქვებში საერთოდ ბევრია. მე-4 დასტის კირქვა პელიტომორფული კალციტისაგან არის შემდგარი; შეიცავს, არცთუ დიდი რაოდენობით, ბრაქიოზოდების და წყალმცენარეების ნაშთებს, შესამჩნევად ქვიშიანია და ზოგ უბანში კლასტურ ხასიათს ატარებს. ქვიშიანი ნაწილის შემადგენელ კომპონენტებს წარმოადგენს: კვარცი, მუსკოვიტი და ქანის ნატეხები. უკანასკნელთა შორის კვარცპორფირის ნატეხებიც გვხვდება.

დასტა მე-7 ამ კრილში ლიასური ნალექების ფუძეს წარმოადგენს. მასში ალევრიტული და პსამიტური ქვიშაქვების მორიგეობა ჩანს. დასტის ზედა ნაწილში ქვიშაქვის ცემენტი კარბონატულია, ხოლო ქვედა ნაწილში კი ქლორიტული. შემადგენელი კომპონენტები ვერტიკალურ კრილში არ იცვლება და წარმოდგენილია კვარცით, მიკროკლინით, ოლიგოკლაზით, ქარსით, ქლორიტით და აგრეთვე კრისტალური მასივის ქანთა და კვარცპორფირების ძირითადი მასის ნატეხებით. დასტის სულ ქვედა ნაწილში, ქლორიტულ ცემენტთან ერთად ბევრია გაქლორიტებული ქანის ნატეხებიც. საერთოდ, ეს ნაწილი მადნის მინერალებსაც ბევრს შეიცავს. დასტის შემადგენელი ქვიშაქვების მინერალოგიური შედგენილობა %-ში და მარცვალთა ზომა (მმ-ში) ასეთია:

	დასტის ზედა ნაწილი		დასტის შუა ნაწილი		დასტის ქვედა ნაწილი	
	რაოდენობა %-ში	ნაწილაკთა ზომა (მმ-ში)	რაოდენობა %-ში	ნაწილ. ზომა (მმ-ში)	რაოდენობა %-ში	ნაწილაკთა ზომა (მმ-ში)
კვარცი . . . . .	36,5	0,02—0,25	30,4	0,1—0,3	30,5	0,3—1,2
შინდერის შპატი . . . . .	10,4	0,01—0,2	10,8	0,1—0,16	12,2	0,1—1,5
ქარსი . . . . .	5,6	0,01—0,2	4,3	0,1—0,16	1,3	0,4—0,8
ქანის ნატეხები . . . . .	1,5	0,1—0,5	4,4	0,5—1,4	2,8	0,5—1,5
ცემენტი . . . . .	46,0	—	50,0	—	52,9	—

ასეთია ლიასური ნალექების საერთო ლითოლოგიური ხასიათი მდ. ძირულის ხეობის ნაწილში მდ. საქარულიდან სოფ. ხუნევაამდე. როგორც აღწერილი კრილებიდან ჩანს ლითოლოგიურად ლიასისათვის დამახასიათებელი ყველა ფაციესები მხოლოდ ერთ უბანზეა წარმოდგენილი; სახელდობრ, სოფ. ვერტყვილას სამხრეთ-აღმოსავლეთით მდ. ახალშევისა და ნაპურალს შორის. აქ, როგორც უკვე აღვნიშნეთ, საში დასტა გამოიყოფა: ქვედა—არკოზული ქვიშაქვებისა, შუა—კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვებისა და ზედა—კირქვიანი.

რაც შეეხება სხვა ადგილებს, იქ ლიასი არასრულია. ასე მაგალითად, მდ. საქასრულაზე მხოლოდ კირქვიანი ფაციესია წარმოდგენილი, ასევე მდ. ბჟინეურაზე, სადაც კირქვების ქვეშ მდებარე 0,5 მ სიმძლავრე ქვიშაქვის დასტას თუ არ მივიღებთ მხედველობაში, მთელი ლიასი მხოლოდ კირქვიანი ფაციესით არის წარმოდგენილი. უფრო აღმოსავლეთით, ვერტყვილის ქალასთან ჩხრიალეთის ღელეში კირქვებთან ერთად ქვიშაქვებსაც ვხვდებით, მაგრამ უკანასკნელთა რაოდენობა აქ დიდი არ არის. ამ კრილიდან 1 კმ აღმოსავლეთით, როგორც ზევით აღვნიშნეთ, ლითოლოგიურად სრული კრილი გვაქვს, მაგრამ ნალექების საერთო სიმძლავრე დიდი არ არის.

ნალექების ამგვარი ცვალებადობა სიმძლავრისა და ფაციალური ბუნების მიხედვით მათი ტექტონაკური მდებარეობით აიხსნება. უკანასკნელი გარემოება ადრევე აქვს აღნიშნული ს. ჩიხელიძეს [11], რომელმაც გამოსავლების ყველა ეს უბანი წყვეტის ერთ ხაზს დაუკავშირა.

ამავე წყვეტის ხაზთან არის დაკავშირებული ახალშევის მარჯვენა მხარეზე აღწერილი ლიასური ნალექები. მაგრამ ამ გამოსავლებში ყუოადლებას იპყრობს კირქვებთან მორიგეობაში მყოფი სერპენტინიტის ძარღვისებური სხეულები, რომელთა წარმოშობა ზემოაღნიშნულ ტექტონიკურ მოვლენასთან უნდა იყოს დაკავშირებული. ასაკობრივად ეს ქანები ბაიოსური უნდა იყვნენ, რადგანაც მსგავსი ქანების არსებობა ამავე რაიონში ს. ჩიხელიძეს აქვს შენიშნული ბაიოსურ პორფირიტულ წყებაში.

ლიასი წყვეტილი ზოლის სახით გამოიყოფა აგრეთვე მდ. ჩხერიმელის ხეობაში. აქ ეს ნალექები შემდეგ ადგილებში გვხვდება: მდ. ქარტალაზე და წიაღის ღელეში, ამ ღელეთა შორის წყალგამყოფზე, მარელისის ქედზე, მდ. ვახანის წყალზე და ლაღვანთაზე.

მდ. ქარტალაზე ლიასური ნალექები მხოლოდ ქვიშაქვების ფაციესით არის წარმოდგენილი. კირქვები ღელეში არ ჩანს და მათი გამოსავლები, ლოდნარის სახით, მარტო ღელეთა შორის წყალგამყოფზე გვხვდება.

მარცვალთა სიმსხოსა და შედგენილობის მიხედვით 2 დასტა გამოიყოფა: ქვედა—პსეფიტ-პსამიტური არკოზული ქვიშაქვები და ზედა—ალევიტული კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვები.

ქვედა დასტის ქვიშაქვები მსხვილ- და საშუალორიყიანი კონგლომერატებით იწყება. კონგლომერატის რიყეებს შორის თვალით ადვილად გამოირჩევა კვარცპორფირების, გრანიტებისა და კრისტალური ფიქლების ქვარგალები. ზევით ეს კონგლომერატები თანდათან წვრილრიყიანი ხდება და გადადის უხეშმარცვლოვან ქვიშაქვებში. უკანასკნელნი არათანაბარმარცვლოვან აგებულებას იჩენენ. მარცვალთა სიმსხო 0,1—0,5 მმ ფარგლებში იცვლება; შემადგენელ ნაწილებს წარმოადგენს: კვარცი, მიკროკლინი, ალბიტი და სხვადასხვა ქანთა ნატეხები.

კვარცი ორგვარია: მკაფიოდ კუთხედი, კატაკლაზური, მდიდარი მტვრისებური ჩანართებით, და არაკატაკლაზური, კიდეების გასწვრივ ძირითადი მასის უბეებით და ჩანართებისაგან თავისუფალი. პირველი სახეობის წყარო ძველი კრისტალური მასივია, მეორესი კი კვარცპორფირული წყება. მიკრო-



კლინი და ალბიტა კუთხედ მარცვლებს ჰქმნიან; ამასთან პირველი გაცილებით საღია მეორეზე. ქანის ნატეხები ზომით მინერალთა მარცვლებზე მსხვილია და ძირითადად წარმოდგენილია ქლორიტული ფიქლებით და მკაფე ეფუზივების შეცვლილი ნატეხებით. ქვიშაქვის ცემენტი შესამჩნევი რაოდენობითაა. იგი თიხოვან-სერიციტულ მასას წარმოადგენს.

ზედა დასტის ქვიშაქვები ვერტიკალურ კრილში თითქმის ერთნაირი არის და მათში მხოლოდ ცემენტის ნივთიერება ცვალებადობს; დასტის ზედა ნაწილში ცემენტი კარბონატულია, შუა და ქვედა ნაწილში კი ქლორიტული, თიხა-სერიციტულ მასებთან ერთად.

ქვიშაქვები, რომელთაც კარბონატული ცემენტი აქვს, შემდეგი კომპონენტებისაგან შედგება: კვარცის, ქარსის და მთლიანად გათიხებულ და ზოგ უბანში ნაწილობრივად გაქლორიტებულ ქანთა ნატეხებისაგან. კარბონატულ ცემენტში განახშირებულ მცენარეულ ნაშთებთან ერთად ფორამინიფერების და იშვიათად კრინოიდების ნატეხებს ვხვდებით.

ამავე დასტის ქვედა ნაწილში კლასტური მასალა ცემენტზე მეტია. პირველი უმთავრესად კუთხედი, კატაკლაზური და ზოგჯერ არაკატაკლაზური კვარცის, გათიხებული მინდვრის შპატის, შეცვლილი ქანის ნატეხებისა და მუსკოვიტისაგან შედგება (მარცვალთა ზომა 0,01—0,3 მმ უდრის). ცემენტი კი ქლორიტიან თიხოვან-სერიციტულ მასას წარმოადგენს. შეცემენტების ტიპი ორივე შემთხვევაში ბაზალურია. ასეთია ქარტალის ღელის გასწვრივ ლიასური ნალექების ლითოლოგიური ხასიათი.

ლიასური ნალექების მცირე სიმძლავრის გამოსავალი სოფ. ქარტალის ჩრდილო განაპირა უბანშიც ჩანს. აქ ძველი ნაეკლესიარის მახლობლად შემდეგი დასტები გამოიყოფა (ზევიდან ქვევით):

1. ბაიოსის პორფირიტული წყება, 2. თეთრი, ზოგ უბანში რუხი კრისტალური კირქვები, უმთავრესად ლოდნარის სახით, 3. ქარსითა და განახშირებული მცენარეებით მდიდარი რუხი ფერის ალევრიტული ქვიშაქვები წყვეტილი გამოსავლების სახით; აქვე მძლავრი მეწყერია—ჩამომეწყრილ ზოლში მოლურჯო თიხებისა და ალევრიტული ქვიშაქვების მცირე უბნები ჩანს, 4. არკოზული ქვიშაქვების და კონგლომერატების დასტა, 5. ძველი კრისტალური სუბსტრატი.

ამ კრილში წარმოდგენილი დასტები ლითოლოგიურად არაფრით განსხვავდება ზემოთ აღწერილი გამოსავლების ქანებისაგან. ამიტომ მათ ცალკე დახასიათებას აქ ალარ მოვიყვანთ.

სხვა სურათი ჩანს წიაღის ღელეში. ეს ღელე სოფ. მოლითს ჩამოუდის დასავლეთით და მდ. ჩხერიმელას მარჯვენა მხრიდან ერთვის. შესართავთან ახლოს ღელეში შიშვლდება ჯერ ბაიოსური პორფირიტები, შემდეგ კი გრანიტები. გრანიტული სხეული ამ ადგილას ტექტონიკურად არის ამოწეული და ჩრდილო მხარით ლიასურ ნალექებზეა მიწყვეტილი. მდინარე საკმაოდ დიდ მანძილზე ჰკვეთს ლიასურ ნალექებს და კალაპოტის გასწვრივ თითქმის უწყვეტ გაშიშვლებებს ჰქმნის.

ამ ღელეში ლიასური ნალექები წარმოდგენილია ქვიშაქვებით და კირქვებით.

ქვიშაქვიანი ფაციესი მთელ გაშიშვლებაში ერთგვაროვანია და ქარს-კვარციანი ალფერიტული ქვიშაქვების დასტით არის წარმოდგენილი.

გარეგნულად ეს ქვიშაქვები რუხი ან ყვითელი ფერის, ქარსის ფურცულა-კვებით მდიდარ ქანებს წარმოადგენენ, რომლებიც ზოგ უბანში მცენარეულ ნაშთებსა და პირიტის კონკრეციებს შეიცავენ. ქვიშაქვის მთავარი შემადგენელი კომპონენტებია: კვარცი, ქარსი, შეცვლილი მინდვრის შპატი და ქანის ნატეხები. ცემენტი დასტის ზედა ნაწილში კარბონატულია, ქვედაში კი ქლო-რიტულ-თიხოვან-სერიციტული. კვარცი მეტ შემთხვევაში მკაფიოდ კუთხედი დაატალღებრივი ჩაქრობითაა, თუმცა ისეთი მარცვლებიც გვხვდება, რომელთაც ტალღებრივი ჩაქრობა არ ახასიათებს. მარცვალთა ზომა 0,02—0,1 მმ არ აღემატება. მინდვრის შპატები საღ მდგომარეობაში იშვიათად გვხვდება და უმეტესი ნაწილი შესამჩნევად გათიხებულია. ქანთა ნატეხებიც შეცვლილი არის ქლორიტითა და პელიტური მასებით. ნატეხების დიდ ნაწილს კარგად დამ-რგვალება ახასიათებს. განსაკუთრებით კარგადაა დამრგვალებული კვარციანი ალბიტოფირის ტუფის ნატეხები. ქარსი ცემენტს უკავშირდება და მუსკოვი-ტის და ბიოტიტის დაღვერილი ფურცულაკებით არის წარმოდგენილი. ძირი-თადად ამგვარია ქვიშაქვის ყველა შრე, რომელიც კი წიაღის ღელეში გვხვდება.

აღსანიშნავია ისიც, რომ გამოსავლების მთელ სიმძლავრეზე ქვიშა-ქვები თანაბარ მარცვლოვანობას ინარჩუნებენ და მარცვალთა სიმსხოს ცვალებადობას ქვევიდან ზევით ადგილი არა აქვს. ერთგვარი განსხვავება ჩანს ცემენტის შედგენილობაში, დასტის ზედა ნაწილში ცემენტი კარბონატულია და კარბონატი ექვს ვარეშე პირველადია, რადგანაც მიკროფაუნის შემცვე-ლობით ხასიათდება. დასტის ქვედა ნაწილში ცემენტის შედგენილობა ძირი-ანად იცვლება და კარბონატის მაგიერ აქ ქლორიტიანი თიხითა და სერიცი-ტით არის წარმოდგენილი. შეცემენტების ტიპი ორივე შემთხვევაში კონტაქ-ტურია.

სხვანაირი სურათი ჩანს ღელის მარჯვენა მხარეზე წიაღის ღელესა და ქარტალის წყალგამყოფზე. აქ მოლითის მარმარილოების საბადოს უბანზე ლიასური ნალექები კირქვებისა და ქვიშაქვების ფაციესითაა წარმოდგენილი. ქვიშაქვების ფაციესში ორი დასტა გამოიყოფა: ქვედა—არკოზული და ზედა—ქარს-კვარციანი. უკანასკნელი წინა ქრისტში აღწერილი ქვიშაქვების უშუალო გაბრძნლებას წარმოადგენს და მათგან არაფრით განსხვავდება. რაც შეეხება ქვედა დასტის არკოზულ ქვიშაქვებს, ისინი ზედა დასტის ქვიშაქვე-ბისგან უმთავრესად მარცვლის სიმსხოთი და ნაწილობრივ შედგენილობითაც განსხვავდებიან. ეს ქვიშაქვები მარცვლის სიმსხოს მიხედვით პსამიტოლითებს მიეკუთვნებიან. მათ შედგენილობაში მონაწილეობას იღებს: გრანიტული და ეფუზიური კვარცი, მუსკოვიტი, ბიოტიტი, კალიშპატი, მყავე პლაგიოკლასი და ქანის ნატეხები, წარმოდგენილი კვარცპორფირების, კრისტალური ფიქლებისა და გრანიტოიდების ნატეხებით. ცემენტი თიხა—სერიციტულია.

კირქვების გამოსავლები ამ ზოლზე ორ ადგილას გვხვდება: საკუთრივ

წიალის ლელის ქვედა ნაწილში და ამავე ლელის მარჯვენა მხარეზე ე. წ. მოლითის „მარმარილოების“ საბადოს უბანზე.

წიალის ლელში განვითარებული კირქვები ღია რუხი ან ოდნავ მოვარდისფრო შეფერვით ხასიათდება. დიდი რაოდენობით შეიცავს განამარხებულ ორგანიზმებს, წარმოდგენილს მხართფეხიანებით, ფორამინიფერებით და წყალმცენარეებით. შედარებით ცოტაა კლასტური მასალა კვარცისა და მინდვრის შპატის სახით. დასტის ქვედა ნაწილში განამარხებული ორგანიზმების ნაშთების რაოდენობა თანდათან მცირდება, სამაგიეროდ მატულობს კლასტური მასალა და სულ ქვედა დასტები ამის გამო ქვიშიან კირქვებში გადადიან. კლასტური მასალა ამ უქანასკნელში კვარციით, კვარციტული ფიქლების ნატეხებით და მცირეოდენი მუსკოვატით არის წარმოდგენილი.

სხვანაირია მოლითის „მარმარილოების“ საბადოს უბანზე წარმოდგენილი კირქვები. უქანასკნელნი აქ, ნაწილობრივ გამარმარილოებულნი არიან და თავისებური მოზაიკით ხასიათდებიან. „მარმარილოების“ ამ გამოსავლების ნიმუშები გ. სმირნოვს და მ. როყვას [8] აქვთ მიკროსკოპულად შესწავლილი. მათი მონაცემებით გამარმარილოებული კირქვები მთელ სიმძლავრეზე ერთნაირია. ჩვენ მიერ შეგროვილი კირქვის ნიმუშებია შესწავლაც ამას გვიჩვენებს.

გარეგნულად მოლითის კირქვა რუხი, ოდნავ მოწითლო ფერისაა, შეიცავს კალციტის ჟეოდებს და ძარღვისებურ გამონაყოფებს. ეს ძარღვები პელიტომორფული კირქვის კუთხედ ნატეხებს აცემენტებს და ამიტომ, კირქვას ბრექჩიულ სახეს აძლევს. კალციტი ძარღვებში და ჟეოდებში საკმაოდ მსხვილკრისტალურია.

ძარღვებს შორის მოქცეული კირქვის ნატეხები ძირითადად პელიტომორფული კალციტის, თიხოვანი მასების და ზოგჯერ რკინის ქანგის ლაქებისაგან შედგება. ცოტაა კვარცის წვრილი მარცვლები. კირქვა ნაზარხიანია და ვხვდებით ბრაქიოპოდებს, ფორამინიფერებს და ღრუბლის კალციტის სპიკულებს.

მარელისის ქედზე ლიასური ნალექების გამოსავლები, ტექტონიკური აშლილობის გამო, წყვეტილ ხასიათს ატარებს. ისე, როგორც სოფელ ქარტალში, აქაც სამი დასტა გამოიყოფა (ქვევიდან ზევით):

1. უხეშმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვები, რომლებშიაც გრანიტული მასალის მსხვილი ნაგორები კენჭებიც ჩანს. ქვიშაქვების უშუალო შეხება კრისტალურ მასივთან ნაყარით დაფარვის გამო არ ჩანს, 2. წვრილმარცვლოვანი, უმთავრესად ალევრიტული ქარსიან-კვარციანი ქვიშაქვები და 3. კირქვები, საკმაოდ მსხვილკრისტალური, უმთავრესად მოვარდისფრო ფერის.

ეს დასტები ლითოლოგიურად წინა ქრილებში აღწერილი დასტებისაგან არაფრით განსხვავდებიან. ამიტომ მათ დახასიათებას აქ აღარ მოვიყვანთ.

ლიასური ნალექების იზოლირებული გამოსავლები გვაქვს მდ. ვახანის წყალზე. ეს მდინარე სადგურ მოლითსა და მარელისს შორის ერთვის მდ. ჩხერიმელას მარცხენა მხრიდან. ლიასურ ნალექებს მდინარის შესართავის მიდამოები უჭირავთ; აქ, ტექტონიკურად ამოწეულ ძველი ხნოვანების, ვარდისფერ გრანიტებს თავზე ადევს: 1. მოყვითლო-მორუხო ფერის, უმთავრესად პსეფი-

ტური არკოზული ქვიშაქვები, რომლებიც ზევით საშუალომარცვლოვან ქვიშაქვებში გადადის. ქვიშაქვების შემადგენელი მასალა ძირითადად გრანიტულია და მხოლოდ მცირეოდენი ნაწილი კვარცპორფირების მასალით, კვარციტებით და კრისტალური ფიქლების ნატეხებით არის წარმოდგენილი.

ქვიშაქვის ცემენტი სერიციტულ-კაოლინურია.

2. კარგად დაზრევებული, მცენარეული დეტრიტუსით მდიდარა რუხი ფერის, კვარციან-ქარსიანი ალევრიტული ქვიშაქვები, სერიციტული და ზოგან კარბონატული ცემენტით. დასტის შუა ნაწილში ეს ქვიშაქვები პირიტის კონკრეციებსა და ქვიშიანი კირქვის ლინზებს შეიცავს.

3. თეთრი ფერის პსამიტური კვარციანი ქვიშაქვების დასტა. ქვიშაქვების ცემენტი უმთავრესად კარბონატულია. მარცვალთა ზომა 0,1—1,4 მმ ფარგლებში მერყეობს. ქვიშაქვები თხელშრეებრივია და აქა-იქ შეიცავს კონკრეციების მსგავს მომწვანო-მორუხო ფერის გაკვარცებულ კირქვებს;

4. თეთრი, ზოგ უბანში მომწვანო ფერის, მსხვილმარცვლოვანი კირქვების დასტა. დასტის ქვედა ნაწილში ბრექჩიული კირქვის შრე გამოიყოფა. უკანასკნელი კრისტალური კალციტისა და პელიტომორფული კირქვის ნატეხებისაგან არის შემდგარი. ზედა, მომდევნო შრეები თეთრი ფერის, მსხვილმარცვლოვანი (მარცვალთა ზომა 0,2—0,3 მმ), სრულკრისტალური კირქვებით არის აგებული. მომწვანო ფერის კირქვებს უბნობრივი გავრცელება და ნაწილობრივად გაქლორიტება ემჩნევა. მათში ჰიბზიტის მცირე გამონაყოფებსაც ვხვდებით.

ამის შემდეგ ხარვეზია გაშიშვლებაში. მერე კი ბაიოსის პორფირიტული წყების ძირითადი გამოსავალი ჩანს.

ამრიგად, მდ. ვახანის წყალზე ლიასური ნალექების ორგვარი ფაციესია განვითარებული—ქვიშაქვებისა და კირქვების. ქვიშაქვები მინერალოგიური შედგენილობის მიხედვით ორგვარია: არკოზული და მის ზემოთ მომდევნო კვარციან-ქარსიანი. ორივე ქვიშაქვის ძირითადი კომპონენტები გრანიტული მასალით არის წარმოდგენილი, მაგრამ მათში მცირე რაოდენობით შეავე ეფუზივების და კრისტალური ფიქლების ნატეხებსაც ვხვდებით. კირქვიანი ფაციესი ძირითადად სრულკრისტალური გამარმარილოებული კირქვებით არის წარმოდგენილი, ნაწილი ამ კირქვებისა გაკვარცებულია და კონტაქტური ზეგავლენის ნიშნებს ატარებს; კირქვიანი დასტის შუა ნაწილში ჰიბზიტის და გრანატიანი უბნები გამოიყოფა. ზოგ ადგილას ქლორიტის კონცენტრაციაც ჩანს. აღსანიშნავია, რომ ამგვარი ზოლები მეტწილად ბრექჩიული კირქვებით არის წარმოდგენილი.

ლიასური ნალექების არამძლავრი გამოსავლები ვაკეს მდ. ლაღვანთაზე. ეს მდინარე სადგურ მარელისის დასავლეთით მოედინება და სოფ. დიდ ვაკესთან ერთვის მდ. ჩხერიმელას მარცხენა მხრიდან. ლიასური ნალექები მდინარის მარჯვენა მხარეზე გამოდიან, შესართავიდან 400—500 მეტრის მანძილზე. ამ გამოსავლებში ლიასი კრისტალურ სუბსტრატზეა ტექტონიკურად განლაგებული და ორგვარი ფაციესით არის წარმოდგენილი—ქვიშაქვებითა და კირქვებით.

ქვიშაქვებს ნორმალურად კრილის ქვედა ნაწილი უკავიათ. მარცვლის სიმსხოს მიხედვით ისინი ძირითადად პსამიტებს წარმოადგენენ. შედგენილობით კი არკოზულ ქვიშაქვებს მიეკუთვნებიან. ქვიშაქვის შემადგენლობაში მონაწილეობას ღებულობს: დაკუთხული, კატაკლაზური და ზოგჯერ ძლიერ დამსხვრეული კვარცი, მცირედენი, მაგრამ საღად შენახული კალიშპატი, შეცვლილი პლაგიოკლაზი და ქერცლოვანი მუსკოვიტი. მარცვალთა ზომა 0,09—1,1 მმ ფარგლებში იცვლება. ცემენტი საკმაოდ უხვია და უმთავრესად სერიციტულ-კაოლინური ნივთიერებით არის წარმოდგენილი. ამ დასტის ქვიშაქვის რაოდენობრივი მინერალოგიური შედგენილობა ასეთია:

კვარცი	. . . . .	51,0%
მინდვრის შპატი	. . . . .	9,2%
მუსკოვიტი	. . . . .	2,8%
სერიციტულ-თიხოვანი ცემენტი	. . . . .	37,0%

ნიმ. № 290.

კირქვიანი ფაციესი თეთრი, ზოგ უბანში მორუხო და ზოგან მოწითალო ფერის მსხვილმარკლოვანი კრისტალური კირქვებით არის წარმოდგენილი. როგორც დასტის ქვედა ნაწილში, ისე ზედაში, ალაგ-ალაგ ჩანს ტერიგენული მასალით გამდიდრებული უბნები. ერთი ასეთი უბანი დასტის ფუძეში გამოიყოფა, სადაც გრანიტული მასალა, უქთავრესად კვარცით არის წარმოდგენილი (40%-). აქვე კირქვებს ჰემატიტით გამდიდრება ემჩნევა, რის გამოც მათ მოწითალო შეფერვა აქვს. ტერიგენული მასალით გამდიდრებული მეორე უბანი დასტის ზედა ნაწილს უკავშირდება, სადაც ტიპური ქვიშიანი კირქვები გვაქვს. ამ უკანასკნელში ქვიშიანი ნაწილი კუთხედი კვარციითა და მუსკოვიტის ფურცლებით არის წარმოდგენილი.

ტერიგენული მასალისგან თავისუფალი კირქვები უმთავრესად თეთრი ფერისაა და ძირითადად შედგება მსხვილკრისტალური (1,5 მმ სიდიდის) კალციტისაგან. კალციტის მარცვლები ერთმანეთს მჭიდროდ ეხება და დაკბილულ კონტურებს იძლევა. მარცვლების დიდი ნაწილი სრულიად სუფთაა, ნაწილი კი ორგანიულ ან პელიტური ნივთიერების მტვრისებურ მასებს შეიცავს. ასეთია ჩხერიმელის ხეობაში გავრცელებული ლიასური ნალექების საერთო ლითოლოგიური ხასიათი.

## 2. ლიასური ნალექების ლითოლოგიური ხასიათი მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე

მასივის აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ლიასის ზოლის გამოსავლებს ტექტონიკურ მოვლენათა გამო წყვეტილი ხასიათი აქვს.

მარელის-მოლითის შემდეგ ამ ნალექების ცალკეულ გამოსავლებს სურამის რაიონში ეხვდებით მდ. ორხევიდან მოყოლებულს მდ. ბურნეულის ხეობამდე. მცირე სიძლიერის გამოსავლები აღინიშნება აგრეთვე სოფ. ჩორჩანასა და წნელის შორის.

სურამის რაიონში (მდ. ორხევეზე) ლიასი კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების ფაციესით არის წარმოდგენილი, ხოლო სოფ. ცედანსა და ბრილის რაიონში (მდ. შუა ღელისა და ბურნეულის ტოტებში) ნიჟარებიანი კირქვე-

ბით. ამასთან უკანასკნელთა გამოსავლებს მთელ ამ ზოლზე ცვალებადი სიმძლავრე ახასიათებს და მეტწილად ლოდნარის სახით გვევლინება.

ამ ზოლის კირქვები ლითოლოგიურად შროშის კირქვების ანალოგიურია. ქვიშაქვების ფაციესით წარმოდგენილი ლიასის შედარებით მძლავრი გამოსავალი ძირითადად ორ ადგილას გვხვდება: სოფ. ბიჯნისის ჩრდილო-დასავლეთით მდებარე ქედზე, მდ. ორხევსა და შუა ლყლეს შორის და ორხევის მარცხენა მხარეზე ქართლ-იმერეთის გზის გასწვრივ. ორივე ეს გამოსავალი ტექტონიკურ ხასიათს ატარებს და ძველი ხნოკანების გრანიტებზეა მიწყვეტილი.

ბიჯნისის ჩრდილო-დასავლეთით მდებარე ქედზე ქვევიდან ზევით შემდეგი დასტები გამოიყოფა:

1. საშუალორიყიანი კონგლომერატები, განლაგებული უშუალოდ ვარდისფერ გრანიტებზე, რომელშიაც ლინზების სახით საშუალომარცვლოვანი ქვიშაქვები გამოიყოფა.

2. პსეფიტური ნათლად შრეებრივი ქვიშაქვები, რომლებიც ზევით საშუალო მარცვლოვან პსამიტურ ქვიშაქვებში გადადიან.

3. ქვედა ნაწილში მოიისფრო, ზედა ნაწილში კი რუხი ფერის ქარსიანი ალფერიტული ქვიშაქვები. დასტის შუა ნაწილში ცალკე შრის სახით პსამიტური ქვიშაქვა გამოიყოფა. დასტის სულ ზედა ნაწილში ლინზებრივი ფორმის ქვიშიანი კირქვაც ჩანს.

1 დასტის შემადგენელ კონგლომერატულ მასალას კარგად დამრგვალება ემჩნევა. შემადგენელი ქვარგვლების ზომა 20—50 მმ ფარგლებში მერყეობს და ისინი საკმაოდ მტკიცედაა შედუღაბებული. დუღაბი ძირითადად უხეშმარცვლოვან არკოხს წარმოადგენს. ქვარგვლებს შორის გამოირჩევა (პროცენტებში):

- 1. კვარცპორფირები, ალბიტოფირები და კვარცპორფირის ვიტროკლასტური ტუფები . . . . . 80%
- 2. მიკროგრანიტი . . . . . 5,0%
- 3. მიკროპეგმატიტი . . . . . 5,0%
- 4. ძარღვის კვარცი . . . . . 10,0%

ამავე კონგლომერატებში ლინზებად გამოყოფილი ქვიშაქვა არკოხულია და ზევით მდებარე დასტის ქვიშაქვებისაგან არ განსხვავდება.

დასტა მე-2 მსხვილ და საშუალომარცვლოვანი პსამიტური არკოხული ქვიშაქვებისაგან შედგება. ქვიშაქვების შემადგენელ კომპონენტებს წარმოადგენს: კვარცი, მინდვრის შპატი, მუსკოვიტი და სხვადასხვა ქანის ნატეხი. ცემენტის რაოდენობა ცვალებადობს და წარმოდგენილია კაოლინ-სერიციტული მასით. კვარცი ორგვარია—გრანიტული და ეფუზიური. მარცვალთა ზომა 0,06—1,3 მმ უდრის.

მინდვრის შპატი ოდნავ გაპელიტებული მიკროკლინით და ალბიტით არის წარმოდგენილი. მუსკოვიტი ძირითადად ცემენტის მასას უკავშირდება და გვხვდება დაღვერილი ფურცელაკების სახით. ქანის ნატეხებს შორის ვარჩევთ კვარცპორფირის ძირითადი მასის ნატეხებს, მიკროპეგმატიტებს და მიკროგრანიტებს.

სრულიად ასეთივე შედგენილობის არის წვრილ და საშუალომარცვლოვანი ქვიშაქვები.

აქვე მოგვყავს ამ ქვიშაქვების რაოდენობრივი მინერალური შედგენილობა %-ში:

კვარცი	30,5%
მინდვრის შპატი	7,5%
მუსკოვიტი	3,4%
ქანის ნატეხები	18,5%
ცემენტი	40,1%

დასტა 3 ძირითადად აგებულია რუხი ფერის, ზოგ უბანში მცენარეულ ნაშთებით გამდიდრებული ალევრიტული კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვებით.

ამ ქვიშაქვების მთავარი შემადგენელი კომპონენტებია კვარცი და მუსკოვიტი. პირველი მსხვილ და კუთხედ მარცვლებს ჰქმნის, მეორე კი ძლიერ წვრილ ფურცლაკებს და ქერცვლებსაც კი. ბევრად ნაკლებია მინდვრის შპატი, წარმოდგენილი გაპელიტებული მიკროკლინით და ალბიტ-ოლიგოკლაზით. ქანის ნატეხები აღარსად ჩანს. სამაგიეროდ ბევრია ნახშიროვანი ნივთიერება და პირიტის კონკრეციები.

დასტის ზედა ნაწილში წარმოდგენილი ქვიშიანი კირქვა ძირითადად შემდგარია პელიტომორფული კალციტისაგან, რომელშიც აქა-იქ გაბნეულია კვარცისა და გაქლორიტებული ქანის ნატეხები. ცოტაა აგრეთვე მიკროფაუნა, წარმოდგენილი ფორამინიფერებით.

ამ დასტისათვის დამახასიათებელი ქვიშაქვის რაოდენობრივი მინერალური შედგენილობა %-ში ასეთია:

1. კვარცი	68,6%
2. მინდვრის შპატი	11,0%
3. ნახშიროვანი ნივთიერება	1,8%
4. ცემენტი მუსკოვიტთან ერთად	18,6%

ასეთია ბიჯნისის ჩრდილო-დასავლეთით მდებარე ქედზე წარმოდგენილი ლიასური ნალექების საერთო ხასიათი.

ლიასის შემდეგი გამოსავლები ქართლ-იმერეთის გზის მახლობლად იმყოფება, მდ. ორხევის მარცხენა ნაპირზე, სოფ. ჩუმათელეთიდან ზემოთ 1—1,5 კმ-ზე. აქ, ლიასი მეტწილად გარარეცხილია და დარჩენილი ნაწილი ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი და არსებითად ერთ დასტას შეადგენს. დასტის ქვედა ნაწილში, სადაც უმთავრესად პსეფიტური და პსამიტური ქვიშაქვებია განვითარებული, კონგლომერატის ლინზებიც გვხვდება. ქვიშაქვებისა და კონგლომერატების შემადგენელი მასალა ერთნაირია და მყავე ქანების—გრანიტოიდებისა და კვარცპორფირების—გარეცხვის პროდუქტებით არის წარმოდგენილი. დასტის ზედა ნაწილში ქვიშაქვების შემადგენელ ნაწილაკთა სიდიდე თანდათან კლებულობს და სულ ზევით კვარცით მდიდარი ალევრიტული ქვიშაქვებია წარმოდგენილი. მაგრამ კონგლომერატის ლინზებს აქაც ვხვდებით. ყურადღებას იქცევს ამ კონგლომერატის რიყის ქვებს შორის კვარცის ქვიშაქვის კენჭების არსებობა. უკანასკნელთა აგებულებაში მოწაწილეობას დებულობს

კარგად დამრგვალებული კვარცი და ძლიერ ცოტა მინდვრის შპატი, წარმოდგენილი კალიშპატით და მყავე პლაგიოკლაზით. ცემენტიც ძლიერ ცოტაა და მეტწილად სერიციტულია. ლიასური წყების ასეთივე არამძლავრი გამოსავლებია სოფ. უწლევსა და ჩორჩანას შორის მდ. ხევაზე. ამ ზოლის ლიასი ქვიშაქვებითა და კირქვებით არის წარმოდგენილი; ქვიშაქვები, რომლებიც უშუალოდ კვარცპორფირების წყებაზე არიან განლაგებული, ტიპიურ არკოზებს წარმოადგენენ. მატი რაოდენობრივ-მინერალოგიური შედგენილობა ასეთი:

კვარცი . . . . .	48,3%
მინდვრის შპატი (მიკროკლინი, ოლიგოკლაზი) . . . . .	13,4%
მუსკოვიტი . . . . .	3,8%
მყავე ქანების ნატეხები . . . . .	2,4%
ცემენტი . . . . .	32,3%

ზევით მომდევნო კირქვის დასტის ქვედა ნაწილში რუხი ფერის კრისტალური კირქვაა განვითარებული.

კირქვა საკმაოდ ქვიშიანია. შემადგენელი კომპონენტების მიკროსკოპში დათვლა იძლევა:

კრისტალური კალციტი . . . . .	69%
კვარცი . . . . .	25%
მინდვრის შპატი . . . . .	3,8%
ქანის ნატეხები . . . . .	2,2%

კირქვის ამავე დასტაში ზემომომდევნო შრეებრივ კირქვები კრისტალურ აგებულებას თანდათან კარგავენ და კირქვის პელიტომორფულ სახესხვაობაში გადადიან. უკანასკნელნი ნამარხიანია. ნამარხებიდან ხშირია: მხართფეხიანები, ფორამინიფერები და ბელემნიტები. ასეთ კირქვებში ქვიშიანი ნაწილაკები ძლიერ ცოტაა. სამაგიეროდ ბევრია ჰემატიტი, რომელიც კირქვას წითელ ფერს აძლევს.

აღნიშნულ კირქვებს უშუალოდ თავზე ადევს მასივური და შრეებრივი ბრეჩიების დასტა. ბრეჩია მსხვილ და წვრილნატეხიანია; მასში თვალთ კარგად გაირჩევა კვარცპორფირების, რუხი გრანიტისა და მინდვრის შპატის ნატეხები.

მიკროსკოპში ასეთ ქანს მკაფიოდ გამოხატული კლასტური სტრუქტურა აქვს. შემადგენელი ნატეხები კრისტალური კალციტითაა შეცემენტებული. ცემენტი ზოგან მეტია, ზოგან კი ნაკლები. საერთო რაოდენობით კი იგი მთელი ქანის ერთ მესამედს შეადგენს.

ნატეხებს შორის გაირჩევა: კვარცპორფირები, გნეისისებური კვარციანი დიორიტი, კვარცი და მინდვრის შპატები (კალიშპატი და ოლიგოკლაზი). ნატეხების სიდიდე 0,3—5 მმ ფარგლებში იცვლება. ნატეხების ცემენტი კრისტალური კალციტით არის წარმოდგენილი. უკანასკნელის რაოდენობა ზოგჯერ მთელი ქანის 1/3-ს შეადგენს.

ასეთია ამ უბანზე ლიასური ნალექების საერთო ლითოლოგიური ხასიათი.



როგორც ზემომოყვანილი მოკლე დახასიათებიდან ჩანს, ლიასი აქ თითქმის ნორმული ჭრილით არის წარმოდგენილი, თუ არ მივიღებთ მხედველობაში ფუძის კონგლომერატების არარსებობას, რაც საერთოდ დამახასიათებელია ამ ზოლის სხვა ჭრილებისათვისაც. ამიტომ საფიქრებელია, რომ ეს ზოლიც შესაძლოა ტექტონიკურ შეხებაში იყოს კვარცპორფირებთან და საერთოდ ძველ კრისტალურ სუბსტრატთან. როგორც ვნახეთ, საკმაოდ თავისებურია ამ გამოსავლების ზედა ნაწილი, სადაც ბრეჩიების საკმაოდ მძლავრი დასტაა წარმოდგენილი. უკანასკნელი, ს. ჩიხელიძის აზრით [11], ბაიოსს უნდა ეკუთვნოდეს და არა ლიასს. ჩვენ კი ვფიქრობთ, რომ ეს დასტაც ლიასის ნაწილს უნდა წარმოადგენდეს, რომლის წარმოშობა იმ დროისთვის მასივის ამოწვევას უნდა გამოეწვიოს.

### 3. ლიასური ნალექების ლითოლოგიური ხასიათი მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე

ამ ნაწილში ლიასური ნალექები გვხვდება მდინარეების: კარტნაულის, ძირულის, ოტრიის, ჭერათხევის, ლოპანისწყლის და ფრონეს ხეობებში. ამ მდინარეთა შორის, რომლებიც დასავლეთიდან აღმოსავლეთისაკენ თანმიმდევრობით არიან განლაგებული, მდ. ოტრიას დაახლოებით შუა ადგილი უჭირავს. ამიტომ, საკმარისი იქნება მდ. ოტრიის ლიასური დავახასიათოთ და აღვნიშნოთ, თუ რა ცვლილებას განიცდის ნალექები დასავლეთის ან აღმოსავლეთის მიმართულებით.

მდ. ოტრიის ხეობაში ლიასური უშუალოდ გრანიტულ მასივზეა განლაგებული. გრანიტები აქ მსხვილმარცვლოვანია, მუქი რუხი ფერის, ბიოტიტიანი, მუსკოვიტის წვრილი ფურცლების მცირე რაოდენობით.

ამ გრანიტებზე განლაგებული დასტა მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვებით არის წარმოდგენილი. მიკროსკოპული შესწავლით გამოირკვა, რომ ქანი უმთავრესად გრანიტული კვარცის მარცვლებისაგან შედგება. მარცვლების ზომა 0,5—0,8 მმ-ია, ზოგი მარცვალი 1—1,5 მმ აღწევს. მარცვლები ყოველგვარი ფორმისაა: მკვეთრად კუთხედიდან კარგად დამუშავებულამდე.

ამგვარი კვარციანი ქვიშაქვების გაჩენა შეუძლებელია უშუალოდ გრანიტების გამორეცხვის გზით. უნდა ვიფიქროთ, რომ ამ ქვიშაქვების დალექვისას რაღაც სხვა დანალექი წყება ირეცხებოდა, რომელიც თითქმის სუფთა კვარცს აწვდიდა აუხს.

ქვიშაქვებს აგრძელებს მერგელოვანი თიხების, მკვრივი რუხი ფერის არგილიტების ან არგილიტებისა და ალევრიტული ქვიშაქვების დასტების მორიგეობით წარმოდგენილი მძლავრი წყება, რომელიც თავისი ბუნებით ფლიშური ხასიათისაა და მკვეთრად განსხვავდება საშხრეთი პერიფერიის კირქვიანი ნალექებისაგან. მერგელაში და არგილიტებში ხშირია სიდერიტისა და პირიტის კონკრეციები, რაც ამ ნალექების მორუხო ნაცრისფერთან ერთად მათ აღლვენით გარემოში დალექვაზე მიგვითითებს. ქვიშაქვები ხშირად მცენარეული ნაშთების საგრძნობ რაოდენობას შეიცავს.

მერგელოვანი ქანი მიკროსკოპში წვრილკრისტალური კალციტისაგან შედგება, რომელშიც კვარცის მარცვლები და ქლორიტის ფურცელაკები გვხვდება. კონკრეციის ქანი კი პელიტომორფული სიდერიტია, რომელშიც იშვიათად კვარცის უწვრილესი მარცვლები და ცუდად დაცული მიკროორგანიზმები ჩანს; ერთ უბანში თავმოყრილია პირიტის უწვრილესი კონკრეციები.

არგილიტები შემდგარია მორუხო-ნაცრისფერი პელიტური მასისგან, რომელშიც მრავლადაა პარალელურად განწყობილი სერიციტის ქერცლები. ზოგჯერ ზოლებრივად განლაგებული პირიტის უწვრილესი კონკრეციებიც გვხვდება. ზოგ არგილიტში წვრილი ქერცლები უწესრიგოდ არის განლაგებული.

ალევირითული ქვიშაქვები კვარცისა და სუსტად პელიტიზებული მინდვრის შპატის წვრილი კუთხედი მარცვლებისაგან შედგება. მარცვლების ზომა 0,05 მმ. ბევრია მწვანე ქლორიტის ფურცლები და ქერცლები. ცემენტი თიხოვანია, ზოგ უბანში კალციტით არის ჩანაცვლებული.

ზოგი დასტის მერგელები მიკროსკოპული შესწავლით აღმოჩნდა პელიტომორფული კირქვა შემდგარი მუქი მორუხო კალციტურ მასისგან, რომელშიც მრავლად არის გაბნეული სპაკულების ფორმის წარმონაქმნები, მოგრძო, წვეტიანი ბოლოთი, ორ-ან სამსხვიანი. განივი კვეთები ცენტრში მარცვლოვანი, ხოლო პერიფერიაზე რადიალურად განწყობილი კალციტისგან შედგება. ზოგჯერ სპაკულებში მცირე რაოდენობით ქალცედონიც გვხვდება, რაც გვაფიქრებინებს, რომ აქ კაჟის სპაკულები გქონდა, რომლებმაც შემდეგ განიცადეს კალციტით ჩანაცვლება. ასეთ ქანში კვარცი 5—6% შეადგენს. იშვიათად გვხვდება მუსკოვიტის ქერცლებიც.

წყების ზედა ნაწილში წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები კვარცთან ერთად შეიცავს მინდვრის შპატის ძლიერ გათიხებულ მარცვლებს და ბიოტიტის ფურცლებს, რომლებიც ნაწილობრივ გაუფერულებულია.

ამრიგად, ოტრიის ლიასურ ნალექებს ახასიათებს ქვედა ნაწილში კვარციანი მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, ხოლო ზევით ფლიშური ნალექებისათვის დამახასიათებელი მორიგეოაა რუხი-ნაცრისფერი არგილიტების, მერგელებისა და ალევრითული ქვიშაქვების. ამასთან ქვიშაქვები მკვეთრად დამორჩილებულია.

აღსანიშნავია ალბიტოფირული მასალის თითქმის სრულიად არარსებობა. ეფუხიური კვარცი და ალბიტოფირების ძირითადი მასის ნატეხები გამოიყრევა მხოლოდ წყების ზედა ნაწილის ქვიშაქვის ერთ დასტაში მცირე რაოდენობით.

ზევით წყება სრული თანხმობით გადადის ლაბრადორიანი პორფირიტის წვრილმარცვლოვან კრისტალოკლასტურ ტუფებში, რაც უკვე ბაიოსს უნდა ეკუთვნოდეს.

ოტრიის დასავლეთით, მდ. ძირულის ხეობაში ლიასურ ნალექებს ისეთივე ხასიათი აქვს, რაც ოტრიაში. აქაც ქვეშ მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების მცარე სიმძლავრის დასტაა, რომელსაც ზევით სერიციტიანი ალევრიტებისა და არგილიტების მორიგეობით წარმოდგენილი ფლიშისმაგვარი წყება მოჰყვება. მაგრამ, ოტრიისაგან განსხვავებით, აქ კირქვები და მერგელები თი-

თქმის სრულიად არ გვხვდება. ზედა ნაწილში აქაც გამოიყრება არკოზული მასალის შემცველი ქვიშაქვების დასტა.

კიდევ უფრო დასავლეთით, მდ. კარტნაულაზე, ლიასური ნალექები ძირულის და ოტრიის ანალოგიურია, მაგრამ ქვედა ნაწილის ქვიშაქვები აქ გაცილებით უხვმარცვლოვანია და კონგლომერატულ უბნებს შეიცავს. თუ ოტრიაზე და ძირულაზე ეს დასტა კვარცის ქვიშაქვებითაა წარმოდგენილი, აქ, კარტნაულაზე, ტიპიური არკოზული ქვიშაქვებია.

ზევით, ქვიშიანი მერგელების და სუსტად კარბონატული, მცენარეული ნაშთების შემცველი ალევრიტული ქვიშაქვების მორიგეობით წარმოდგენილი წყებაა. სულ ზედა ნაწილში აქაც გამოიყრება არკოზული მასალა.

ოტრიის აღმოსავლეთით, მდ. ჭერათხევზე, ლიასური ძირითადად ოტრისას ჰგავს. აქ ლიასი გნეისისებრი ტექსტურის მქონე აპლიტურ გრანიტებზეა განლაგებული და უხვმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვებისა და წვრილკენჭიანი კონგლომერატების დასტით იწყება. ზევით მარცვლის სიმსხო თანდათან იკლებს, მინდვრის შპატები მთლიანად გათიხებულია და მუსკოვიტის რაოდენობა იზრდება.

ზევით ქვიშაქვებს აგრძელებს რუხი ფერის მერგელოვანი კირქვებისა და მერგელების მორიგეობით წარმოდგენილი მძლავრი დასტა. მერგელები სუსტად ქვიშიანია, კვარცისა და პლაგიოკლასის 0,1 მმ ზომის მარცვლებით. ზოგ შრეში საკმაო რაოდენობით გვხვდება ორგანიზმების, უმთავრესად ბელემნიტებისა და ბრაქიოპოდების, ცუდად დაცული ნაშთები.

ზედა ჰორიზონტებში, მერგელებში ქვიშის რაოდენობა და მარცვლის ზომა იკლებს. მცირე რაოდენობით მერგელებში გვხვდება პირიტის უწყვილესი კონკრეციები.

როგორც ვხედავთ, ჭერათხევის ლიასი ოტრიის ლიასისგან განსხვავდება კარბონატობის ზრდით, რის გამოც უკანასკნელის დამახასიათებელი სერიციტიანი არგილიტებისა და ალევრიტული ქვიშაქვების დასტები აქ სრულიად არ გვხვდება და მათ ადგილს იკვრს სუსტად ქვიშიანი, ზოგჯერ ქარსიანი მერგელების დასტა.

სულ სხვაგვარი ხასიათისაა ლიასი სერზე, ხახულიახოდ წოდებულ ადგილას. აქ კრისტალური ფუძე შეხების ადგილას მსხვილმარცვლოვანი მიკროკლინიანი მილონიტიზებული გრანიტით არის წარმოდგენილი და იკვეთება ზოლებრივი კვარცპორფირებისა და დიაბაზის ძარღვებით. გარდა ამისა, გრანიტის პერიფერიაზე პოვნილ იქნა ბრექჩიული ქანი, რომლის შედგენილობაში თანაბრად მონაწილეობს კვარციანი ალბიტოფირისა და გნეისისებრი კვარციანი დიორიტის ნატეხები.

ლიასური ნალექები აქ იწყება არა კვარციანი ქვიშაქვებით, როგორც ეს ოტრიაშია. ძირულაზე და ჭერათხევზე გვექონდა, არამედ კარბონატული ქანებით, რომლებიც შედგენილობით გარდამავალი არიან ქვიშაქვასა და კირქვას შორის. ეს ქანები მორუხო-მოწითლო ფერისაა და მაკროსკოპულად უფრო ქვიშაქვის შთაბეჭდილებას ტოვებს. მიკროსკოპში კი (შლ. 161) გვაქვს კირქვა, მდიდარი ქვიშით, ქვიშა წარმოდგენილია კვარცის მსხვილი და იშვიათად

წვრილი მარცვლებით; ზოგი მარცვალი კარგად დამუშავებულია. კვარცი ორგვარი ბუნებისაა: ერთი მხრივ, გვაქვს უდავოდ ეფუზიური ბიპირამიდული კვარცი ნორმული ჩაქროშით, ხოლო, მეორე მხრივ, აშკარა კატაკლასური კვარცი გნეისისებრი კვარციანი დიორიტებიდან მოტანილი. მსხვილი მარცვლების ზომა 2—2,5 მმ უდრის. შეგვხვდა პლაგიოკლასის ორიოდე სალი მარცვალი. ამ ქვიშის შემაცემენტებელი კირქვა წმინდა მარცვლოვანია და მდიდარია სხვადასხვა ორგანიზმების ნაშთებით (ხავსცხოველები, წყალმცენარეები, ბრაქიოპოდები). კირქვის ცემენტი რაოდენობით ქანის 50%-ს ქმნის. თუ მოვივონებთ იმას, რაც ჰერათხევის ლიასის აღწერის დროს ვთქვით, რომ იქ კვარციანი ქვიშაქვის ცემენტი წარმოდგენილია კალციტით ხან მეტი, ხან კი ნაკლები რაოდენობით, ცხადი გახდება, რომ აქ საქმე გვაქვს კვარციანი ქვიშაქვების ჰორიზონტში კარბონატის როლის ზრდასთან აღმოსავლეთის მიმართულებით. ასეთი კირქვის ზოგ ნიმუშში გრანიტის საკმაოდ მსხვილი კარგად დამუშავებული ნატეხებიც (1 სმ) გვაქვს.

ზევით ამ ქანებს მოსდევს მიკრომარცვლოვანი კირქვები და მორუხომოწითლო მერგელები, რომლებიც შეიცავენ კვარცისა და პლაგიოკლასის წვრილ მარცვლებს უმნიშვნელო რაოდენობით. ეს ქანები თანდათან გადადის ნაცრისფერ მერგელებში, ე. ი. ისეთსავე ქანებში, როგორითაც თავდება ჰერათხევის ლიასი.

მდ. ლოპანისწყალზე, სოფ. გვირგვინასთან ლიასური ნალექები განლაგებულია კრისტალურ სუბსტრატზე, რომელიც აქ ფიქლებრივი ქანებით არის წარმოდგენილი. მის პირდაპირ, მდინარის მარცხენა ნაპირზე, იისფერი მჟავე ეფუზიური ქანის გამოსავალია. ამ ქანების მიკროსკოპულმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ფიქლებრივი ქანი დინამომეტამორფულად ინტენსიურად შეცვლილი მჟავე ეფუზიური ქანია, რომელიც, უდავოა, ლიასურზე ადრინდელ ფორმაციას უნდა ეკუთვნოდეს, რადგან ქვედა ტუფიტების წყებაში მსგავსი წარმონაქმნი არსად არ გვხვდება. მარცხენა ნაპირის იისფერი მჟავე ეფუზიური ქანი კი მიკროსკოპში კვარციანი ალბიტოფირი აღმოჩნდა; მას არ ემჩნევა ფიქლებრივობა და ბლომად შეიცავს ზემოთ აღწერილ ფიქლებრივ ალბიტოფირის კუთხედ ჩანართებს. ს. ჩიხელიძის დაკვირვებით, ეს ქანი აღმოსავლეთით გრძელდება და მდ. ფრონეს წყალზე ლიასურ თიხებშია შეჭრილი. როგორც ვხედავთ, ამ შემთხვევაში საქმე გვაქვს აშკარად ლიასზე ახალგაზრდა ეფუზივთან. ალბიტოფირები ზევით ბრეჭიებში და წვრილმარცვლოვან ტუფებში გადადის. ბრეჭიიდან აღებული ერთ-ერთი ნატეხი ძლიერ შეცვლილი, გაკალციტებული ოლივინიანი დიაბაზი აღმოჩნდა. ეს ფაქტიც ადასტურებს ზემომოყვანილ აზრს, რომ ეს ქანები ქვედა ტუფიტებს ეკუთვნის, რადგან ოლივინიანი ქანები, როგორც ცნობილია, ბაიოსის პორფირიტულ წყებაში არ გვხვდება.

ალბიტოფირების წყებას, მდინარის მარჯვენა ნაპირზე, უშუალოდ ჯერ მწვანე ფერის, ხოლო შემდეგ რუხად შეფერილი პელიტურ-პსამიტური ქანების დასტა აძევს. მიკროსკოპული შესწავლით გამოირკვა, რომ ეს დასტა სუსტად ქვიშიანი მიკრომარცვლოვანი თიხიანი კირქვისგან და მერგელები-

სგან შედგება. საინტერესოა აღინიშნოს, რომ მერგელებში სალი ანდეზინის მარცვლებიც გვხვდება. უფრო ზევით კი ავლომერატული ტუფების დასტა გამოერევა, რომელიც მრავლად შეიცავს სალი ლაბრადორის ნატეხებს.

ამ ტუფებს ზემოთ მოჰყვება პელიტური ქანების დასტა, რომელშიც მორიგეობს ერთმანეთთან მწვანე, ღია მწვანე და შოკოლადისფერი არგილიტური თიხები.

ეს პელიტური დასტა გაკვეთილია 100-ოდე მეტრის სიმძლავრის სუსტად ურალიტიზებული ოლივიინიანი დიბაზას ძარღვით, ხოლო ამ ძარღვის ჩრდილოეთით მეორე ძარღვია 4 მ სიმძლავრისა.

პელიტურ დასტას მოჰყვება თხელ- და სქელშრებრივი მწვანე ქვიშაქვების დასტა. ზოგი ქვიშაქვა შედგება კვარცის დაკუთხული მარცვლებისაგან და შეცვლილი, გაქლორიტებული ქანის ნატეხებისაგან; ცემენტი ქლორიტულ-თიხოვანია. მცირე რაოდენობით გვხვდება ქარსის ფურცლები. ზოგი ქვიშაქვა კი, გარდა ამისა, შეიცავს სალი ანდეზინის ნამტვრევებს საგრძნობი რაოდენობით. ამგვარად, ამ დასტაში უდავოდ ჩანს პიროკლასტური მასალის მონაწილეობა.

ზევით სუსტად ქვიშიანი არგილიტები მოდის და ბოლოს პორფირიტული წყების პრენიტიზებული ტუფებია განლაგებული.

იმავე ლოპანის წყალზე, სოფ. ლოპანთან, უკვე შუა იურული ვულკანოგენური წყების გავრცელების ფარგლებში, გვხვდება ლიასური ნალექების მცირე ზომის გამოსავალი, რომელიც გარკვეულად ტექტონიკური ლინზის სახეს ატარებს.

აქ გვაქვს მსხვილმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვები, რომელთაც ზევით აგრძელებს საშუალომარცვლოვანი, აგრეთვე არკოზული ქვიშაქვები.

ქვიშაქვებს აძევს წითელი ფერის კირქვა, რომელიც 10 მ სიმძლავრე ლინზას ქმნის. კირქვას ბრექჩიული აგებულება აქვს. მიკროსკოპში კარგად ჩანს, რომ წვრილმარცვლოვანი კირქვის ნატეხები შეცემენტებულია მსხვილკრისტალური კალციტით, რომელიც რადიალურად არის შემოზრდილი კირქვის ნატეხების გარშემო.

კირქვების თავზე უკვე ვულკანოგენური წყების ქანები გამოდიან, რომლებიც ლაბრადორიანი პორფირიტებითა და ტუფებით არიან წარმოდგენილი და ზოგჯერ შეიცავენ წითელი ფერის ალბიტოფერის ჩანართებს.

ლოპანისწყლის ლიასის ზემოაღწერილი ნაწილი ფაქტურად გვირგვინის ლიასის ქვედა, საწყის ნაწილს წარმოადგენს, რომელიც ნახსლეტის მიერ არის ამომხეურებული, ხოლო თვით გვირგვინას ლიასში ეს ქანები არა ჩანს, რაც შეცოცების გამო ქვედა დასტების გამოსოფლით არის გამოწვეული. აღსანიშნავია, რომ ლოპანის წყალზე უკვე კირქვის პირველსავე შრეში გვხვდება ტუფური მასალა, ხოლო ლიასის ქვედა ნაწილში კი ტუფების დასტაც კი გამოერევა. ეს ფაქტი გარკვეულად მიგვითითებს შუა ლიასურში ვულკანური აქტივობის არსებობაზე.

ამგვარად, ლოპანის ლიასი განსხვავდება ქერათხევის ლიასისგან მხოლოდ კარბონატულობის ზრდით ქვედა ნაწილში, რადგან ქერათხევის მერგე-

ლების ნაცვლად ლოპანზე ქვიშაქვებს უკვე წითელი კირქვები აძევს. მეორე არსებითი განსხვავება არის ლოპანისწყლის ლიასში ვულკანოგენური მასალის მონაწილეობა, რასაც ქერათხევში ადგილი არ ჰქონდა.

უფრო აღმოსავლეთით მდ. ფრონეს ხეობაში მესამეულის საფარს ქვეშ, მცირე ფართზე შიშვლდება იურული ნალექები, რომელთა ზედა ნაწილი ბაიოსის ვულკანოგენური ქანებია, ხოლო მათ ქვეშ რუხი ფერის სუსტად ქვიშიანი ქარსიანი მერგელების დასტა ძევს, რომელიც ლიასური ნალექების ზედა დასტის ანალოგიურია. მოყვანილი ფაქტიური მასალა საშუალებას გვაძლევს დავასკვნათ, რომ ძირულის მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე გავრცელებული ლიასური ნალექების ზოლში მიმართებაზე ძლიერ ფაციალურ ცვალებადობას ადგილი არა აქვს.

თითქმის ყველგან გვაქვს ქვედა კვარც-არკოზული მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების ჰორიზონტი, გარდა ხახულიახოსი, საცა კვარციანი ქვიშაქვების ნაცვლად ლიასი იწყება წითელი კირქვებით, რომელშიც მრავლად ვხვდებით მსხვილ არკოზულ მასალას და გრანიტულ კენჭებს.

კვარციანი არკოზული ქვიშაქვების ჰორიზონტს ყველგან მერგელების ან კირქვების ჰორიზონტი მოსდევს, მაგრამ ზოგან ზოლის უფრო დასავლეთ ნაწილში, მაგ., კარტნაულაზე, მერგელებთან მორიგეობს და საკმაო ადგილს იჭერს ალევრიტული ქარსიანი ქვიშაქვები, რომლებიც სხვაგან დამორჩილებულ მდგომარეობაში არიან ან იმდენად გამდიდრებულან კარბონატული მასალით, რომ უკვე სუსტად ქვიშიან მერგელებს წარმოადგენენ.

ლიასის სულ ზედა ჰორიზონტებში ზოგ ხეობაში გამოერევა წვრილმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვები, ზოგჯერ მცენარეული ნაშთებით მდიდარი (კარტნაულა, ძირულა, ოტრია).

გარდა ამისა აღსანიშნავია გვირგვინას ლიასი, რომლის ქვედა ნაწილში ლაბრადორიანი პორფირიტის მასალისაგან შემდგარი აგლომერატული ტუფის შრეა შეხვედრილი:

#### 4. ლიასური ნალექების ლითოლოგიური ხასიათი მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე

მდ. დუმალაზე, რომელიც ძირულის მარჯვენა შენაკადია, სოფ. ბერეთისას დასავლეთით ლიასური ძირითადად ქვიშაქვების ფაციესით არის წარმოდგენილი. ქვედა ნაწილში კონგლომერატები და წვრილი კენჭების შემცველი უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვებია, ხოლო ზევით თანდათან ბატონდება საშუალო და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები. მაგრამ ეს გადასვლა სავსებით კანონზომიერად არ ხდება, არამედ ზევითაც ადგილი აქვს წვრილმარცვლოვანი და მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვების შრეთა მორიგეობას.

მასალა ქვედა ნაწილში კვარციან-არკოზულია, კვარცპორფირული ქანების გადარეცხვის პროდუქტების დიდი რაოდენობით. ზევით მინდვრის შპატების რაოდენობა თანდათან იკლებს, ხოლო ქარსისა კი იმატებს. ცემენტი ქვედა ნაწილში სერიციტულია, ზევით—კარბონატული. გარდამავალ ზონაში

ადგილი აქვს კარბონატული და სერიციტული ცემენტის მქონე ქვიშაქვების მორიგეობას, ხოლო ზევით მთლიანად ბატონდება კარბონატული ქვიშაქვები. მიკრომარცვლოვან კარბონატულ ცემენტში ხშირია ფორამინიფერები. მცენარეული ნაშთები ამ ქვიშაქვებში ხშირია, მაგრამ მათი რაოდენობა ზედა ნაწილში იზრდება, რის გამო ქანებს მუქი რუხი ფერი აქვთ. ქვიშაქვებში ხშირია სხვადასხვა ზომის კონკრეციები, რომლებიც ქვიშიანი კირქვებით არის წარმოდგენილი. ზოგი შრე მდიდარია პირიტის წვრილი კონკრეციებით. ამრიგად, ქვიშაქვების აღდგენითი არეში წარმოშობა უდავოა. მდ. დუმალას ლიასი გარკვეულ მსგავსებას იჩენს ჩრდილო-აღმოსავლეთი პერიფერიის ლიასურთან, რაც შემდეგში მდგომარეობს; კირქვების ფაციესი აქ არ არის წარმოდგენილი; ადგილი აქვს მსხვილ- და წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების მორიგეობას, რაც შეესაბამება ოტრიის და NW ზოლის სხვა მდინარეების ლიასის ქვიშაქვებისა და თიხების მორიგეობას; ზედა ნაწილში ემჩნევა კარბონატით გამდიდრება და, თუ სხვაგან ეს მერგელებს გაჩენას იწვევდა, დუმალზე იგი კირქვიანი ქვიშაქვების დალექვაში გამოიხატა; დამახასიათებელია აღდგენით გარემოში დალექვა. ცხადია, დუმალის ლიასი ჩრდილო-აღმოსავლეთი პერიფერიის ლიასის, მხოლოდ უფრო სანაპირო, ქვიშიან ფაციესს მიეკუთვნება.

მასივის ჩრდილო პერიფერიაზე ლიასური ნალექების იზოლირებული გამოსავლები გვაქვს მდ. დუმალაზე, სოფ. ბერეტისას მახლობლად, სად. სალიეთის მიდამოებში — მდ. ყვირილას მარჯვენა მხარეზე და სოფ. კაცხთან მდ. კაცხურაზე.

სალიეთის მიდამოებში ლიასი ძირითადად კირქვიანი ფაციესით არის წარმოდგენილი. ს. ჩიხელიძე და ი. კახაძე კირქვების ქვეშ მცირე სიმძლავრის ფუძის კონგლომერატებსაც აღნიშნავენ. მაგრამ უკანასკნელთა გამოსავლები ჩვენ მიერ შედგენილ ჭრილებში არსად გამოიყოფა, ამიტომ ქვემოთ მხოლოდ კირქვების დახასიათებაა მოცემული.

სალიეთში ლიასური კირქვები უშუალოდ ძველ გრანიტულ მასივზეა განლაგებული. კირქვების საერთო სიმძლავრე ას მეტრზე მეტია. შრეები დაქანებულია მცირე კუთხით სამხრეთისკენ და ამავე მიმართულებით ტექტონიკური მოვლენის გამო ძველ გრანიტებს აწყდებიან.

ამ გამოსავლების კირქვები დასტის მთელ სიმძლავრეზე ლითოლოგიურად ერთგვაროვანია და კლასტური ხასიათის მეტ-ნაკლებად კრისტალური კირქვებით არის წარმოდგენილი. ამასთან, კირქვებს დასტის ქვედა ნაწილში უფრო მასივი ხასიათი აქვთ. ზედა ნაწილში კი ნათლად შრეებრივი.

დასტის სულ ქვედა ნაწილში წარმოდგენილ ბრეჩიულ კირქვებს ლია მოწითლო ან მოვარდისფრო ფერი ახასიათებს. დიდი რაოდენობით შეიცავენ შეუიარაღებელი თვალთ შესამჩნევ ბრაქიოპოდების და კრინოიდების ნატეხებს.

მიკროსკოპში ასეთ კირქვებს მკაფიოდ გამოხატული კლასტური აგებულება ახასიათებს; პელიტომორფულ ან სუსტად კრისტალურ კირქვის ნატეხებს, რომლებიც რუხი ფერის თიხოვან მასებთან ერთად შეიცავენ ჰემატიტის მტკრისებურ დანაგროვებს, თეთრი ფერის კრისტალური კალცი-

ტი აცემენტებს. ეს უკანასკნელი დაგვიანებით წარმოშობილია და მეტ შემთხვევაში ძარღვულ ხასიათს ატარებს. აღსანიშნავია აგრეთვე, რომ ამგვარი კირქვები ზოგ უბანში მსხვილმარცვლოვან ბრექჩიულ ზოლებში გადადიან. ასეთ შემთხვევაში კირქვის ნატეხთა სიდიდე 3—7 სმ უდრის. შემაცემენტებელი მასა აქაც კალციტია, რომელიც ნატეხთა შორის სივრცეებში სეკრაციებად ანდა ქარგისებურ ძარღვებად არის განვითარებული. კირქვების ეს თავისებური მოზაიკა, როგორც სალიეთში, ისე სხვაგანაც, ნატეხების ამგვარი შემცემენტებით არის გამოწვეული.

დასტის ქვედა ნაწილის კირქვები ტერიგენული მასალით უფრო მდიდარია, ვიდრე ზედა. ამ მასალის შედგენილობაში მონაწილეობას ღებულობს: კვარცი, მიკროკლინი და ზოგჯერ გასერპენტინებული, მწვანე ფერის მინერალის ნატეხები.

ყურადღებას იპყრობს დასტის ფუძიდან რამდენიმე მეტრის სიმაღლეზე მდებარე კირქვის ლოდები და უსწორმასწორო უბნები, რომლებიც გრანიტული მასალის ქვარგვალებს შეიცავენ; ზოგან ეს ქვარგვალები ნამდვილ კონგლომერატებს იძლევიან. კენჭები ძლიერ კარგადაა დამრგვალებული (სიდიდე 0,5—50 მმ) და ძირითადად წარმოდგენილია პორფირული გრანიტებითა და გნეისისებური კვარციანი დიორიტებით.

განამარხებული ორგანიზმების განაწილებაში რაიმე კანონზომიერება არ შემჩნევა—დასტის ზოგი უბანი უნამარხოა, ზოგი კი ნამარხებით ძლიერ მდიდარი. ყურადღებას იპყრობს დასტის ზედა ნაწილში წარმოდგენილი პელიტომორფულ და წვრილკრისტალურ კირქვებში ფორამინიფერების და კალციტიანი სპიკულების დიდი რაოდენობით არსებობა.

მდ. კაცხურაზე ლიასი მთლიანად კირქვიანი ფაციესით არის წარმოდგენილი. კირქვები ნათელ შრეებრივობას იჩენს. მსგავსად სალიეთის გამოსავლებისა, ფუძის კონგლომერატი არც აქ არის წარმოდგენილი და კირქვები უშუალოდ განლაგებულია ძველ გრანიტულ მასივზე. ყურადღებას იქცევს აგრეთვე ის გარემოება, რომ კირქვებში ტერიგენული მასალა მთელ სიმძლავრეზე თითქმის არსადა ჩანს, გარდა კვარცის ერთეული მარცვლებისა, რომლებიც დასტის ქვედა და ზედა ნაწილში თანაბარი რაოდენობით არის წარმოდგენილი. გარეგნულად კაცხის კირქვები შროშისა და სალიეთის კირქვებს ჰგავს. რკინის უბნის შერევის გამო წითელი ან ღია მოვარდისფრო შეფერვა ახასიათებს. უბნობრივად შეიცავს ნამარხებს დიდი რაოდენობით. ამ კირქვებშიც ძლიერ ხშირია რუხი ან თეთრი ფერის კრისტალური კალციტის წვრილი ძარღვები, რომლებიც წითელი კირქვის ნატეხებს აცემენტებენ და ამის გამოა, რომ კირქვა ზოგ უბანში არაშეისებურ მოზაიკას იძლევა. მიკროსკოპული შესწავლით ირკვევა, რომ კირქვის დასტა მთელ სიმძლავრეზე თითქმის ერთნაირია. დასტის ქვედა ნაწილში განვითარებული კირქვა უბნობრივად კლასტურ ბუნებას იჩენს, რომლის შემადგენელ ნატეხებს პელიტომორფული კირქვები იძლევა. უკანასკნელი მნიშვნელოვანი რაოდენობით შეიცავს ბრაქიოპოდების, ფორამინიფერებისა და კირქვიანი სპიკულების ჩანარებს. ამასთან, არის უბნები, სადაც კლასტიური ბუნება კარგად აღარ ჩანს და ასეთ



შემთხვევაში კირქვა, ჰემატიტით გამდიდრებული, პელიტომორფული კარბონატით არის აგებული.

დასტაში უბნებრივად გამოიყოფა აგრეთვე მორუხო კრისტალური კირქვები. უკანასკნელნი თითქმის მთლიანად მსხვილკრისტალურ კალციტისაგან შედგებიან.

#### IV. ფაციესთა განაწილება და ნალექთა წარმოშობის პირობები

ამ თავში ჩვენ შევეცდებით ზემომოყვანილი ფაქტიური მასალის საფუძველზე გავარკვეოთ ფაციესთა განაწილების კანონზომიერებანი ლიასურში და აღვადგინოთ ის პირობები, რომლებშიც ხდებოდა ლიასური ნალექების წარმოშობა ძირულის მასივის გარშემო. აქვე უნდა მოვიგონოთ ის, რაც შესავალში უკვე იყო თქმული, რომ ლიასური დროის ნალექთა წარმოშობის პირობები და პალეოგეოგრაფიის საკითხები საკმაოდ დეტალურად აქვს განხილული ი. კახაძეს თავის კაპიტალურ ნაშრომში [5] და ჩვენ მხოლოდ ზოგი საკითხის დეტალიზაცია ან ზოგის ახლად დაყენება გვხვდა წილად. გარდა ამისა, ჩვენ პეტროგრაფიული მასალის საშუალებით ვადასტურებთ ი. კახაძის მიერ ზოგად ფორმებში გამოთქმულ მოსაზრებებს.

##### ა. ლიასის კონტინენტური ფაციესი

1. კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების წყება. ქვედა ლიასური ზღვიური ფაციესი ძირულის მასივში არ არის ცნობილი. პირობითად ამ ასაკისად სთვლიან ვულკანოგენურ წყებას, რომელიც ფაუნით დათარიღებული შუა ლიასურით არის გადაფარული. ეს ვულკანოგენური წყება პ. გამყრელიძის და ს. ჩიხელიძის მიერ ქვედა ტუფიტებად იქნა წოდებული და ამ სახელწოდებით არის ცნობილი გეოლოგიურ ლიტერატურაში. ძირითადად, ძირულის მასივის ფარგლებში ქვედა ტუფიტების წყების გავრცელების ორი რაიონი გვაქვს. ერთი — შროშა-მარტოთუბან-ნარულის ვიწრო ზოლი და მეორე — ყვირილის ხეობა ქიათურისა და სალიეთს შუა და მისი შენაკადის მდ. საძღლე ხევის ზედა ნაწილი.

შროშა-მარტოთუბან-ნარულის ზოლში გარკვეულად ემჩნევა წყების სიმძლავრის ცვალებადობა მარტოთუბნიდან როგორც დასავლეთით მდ. ნარულისაკენ, ისე აღმოსავლეთით შროშისაკენ. ასე მაგ., ნარულის ხეობაში, ჩვენი დაკვირვებით, წყების სიმძლავრე 600—700 მეტრამდეა, მარტოთუბნის სადგურის მიდამოებში 1000 მეტრამდე, ხოლო ქანდარის მიდამოებში მხოლოდ 300მ თუ იქნება; შროშისაკენ იგი კიდევ უფრო იკლებს და 100 მეტრამდე ძლივს აღწევს, ხოლო უფრო აღმოსავლეთით ვულკანოგენური ქანები სავსებით ნოსოლება და მიმართებაზე იცვლება კონგლომერატებითა და მსხვილმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვებით.

სიმძლავრის ცვლასთან ერთად შესამჩნევია მასალის სტრუქტურული ხასიათის ცვლა. ზოლის ცენტრალურ ნაწილში, ე. ი. მარტოთუბნის მიდამოებში, ქვედა ნაწილში წყება შედგება ფუძე ლავებისაგან, რომლებშიც იშვიათად გამოერევა მქავე ალბიტოფირული ტუფები; უკანასკნელთა რაოდენობა

ზედა ნაწილში იზრდება და აქა-იქ ტუფებს შორის ტუფბრეჭიები და განფენებიც გვხვდება. წყებაში შრეებრიობა არა ჩანს. ნარულაზე კი წყება ტუფებისაგან შედგება, რომლებშიც ზოგჯერ ცუდად გამოხატული შრეებრიობის შემჩნევაც შეიძლება. დაახლოებით ასეთივე ხასიათისაა წყება—შროშა-ქანდარის მიდამოებშიც. ეს გარემოება გვაფიქრებინებს, რომ ამ ზოლში ვულკანური ამოფრქვევის ცენტრები მარტოაუბნის მიდამოებში იყო უპირატესად განლაგებული და ამ ცენტრებიდან ამოსროლილი პიროკლასტური მასალის გაფანტვის არეალი დასავლეთით და აღმოსავლეთით შედარებით მცირე იყო, რის გამო მათ მასალას მხოლოდ ნარულამდე და შროშამდე მიულწევია.

ასეთივე ამოფრქვევის ცენტრები გვქონდა კიათურასა და სალიეთს შორის. აქაც წყება მასიურია, შრეებრიობა სრულიად არ ემჩნევა და ლავებისა და მსხვილ-ნამსხვრევი ბრეჭიების საგრძნობი მონაწილეობით ხასიათდება. მისი სიმძლავრეც რამდენიმე ასეული მეტრია.

ქვედა ტუფიტების წყების კონტინენტური ბუნება ამჟამად არავისში უჭვს არ იწვევს და დასტურდება წყებაში შრეებრიობის არარსებობით, მასში, ზოგ უბნებში, მცენარეული ნაშთების სიუხვით, ზოგჯერ გაკაჟებული ხეების პოვნითა და იშვიათად ნახშირის ლინზების არსებობით.

ქვედა ტუფიტები უშუალოდ ძირულის მასივის კრისტალურ ქანებზე არის განლაგებული. რომ ამ დროს მასივის ზედაპირი უსწორ-მასწორი იყო იქიდან ჩანს, რომ ტუფიტების წყების ზოგ ჰორიზონტში საკმაო რაოდენობით ვხვდებით გრანიტებისა და კრისტალური ფიქლების მეტ-ნაკლებად ნაგორებ ნატეხებს. უდავოა, რომ ამ მასალის გადატანასა და გადაამუშავებას ძირულის მასივზე იმ დროს მიმდინარე ლელები და მდინარეები აწარმოებდნენ, რადგან ამოფრქვევის დროს არ შეიძლებოდა ადგილი ჰქონოდა დამუშავებული მასალის უშუალოდ შეტაცებას.

ისმის კითხვა: რას წარმოადგენდა ამ დროს ძირულის მასივის ის ნაწილი, სადაც ინტენსიურ ვულკანურ ამოფრქვევებს არ ჰქონდა ადგილი. რა ნაწილები ჩნდებოდა ამ დროს ამ ნაწილებში და გვაქვს თუ არა სადმე შენახული ამ ნაწილების ნაშთი? შევეცდებით ამ კითხვაზე პასუხის გაცემას.

სოფ. შროშის მიდამოებში კოტროულის ლელის მარჯვენა შენაკადის გასწვრივ კრისტალურ მასივს უშუალოდ თავზე ადევს კონგლომერატებითა და უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვებით წარმოდგენილი წყება, რომელიც ზევით თანდათან იცვლება წვრილმარცვლოვანი ქარსიანი ქვიშაქვებით და სჟლ ზევით რუხი და წითელი კირქვებით. წვრილმარცვლოვანი ქარსიანი ქვიშაქვები ჰემატიტით არის მეტ-ნაკლებად გამდიდრებული.

შროშის წყების ქვედა ნაწილი თავისი ხასიათით მკვეთრად განსხვავდება ძირულის მასივის ლიასური ნაწილების სხვა ჯრილებისაგან. ეს განსხვავება ძირითადად შემდეგში მდგომარეობს: 1. წყებას ქვეშ უდევს 7 მეტრის სიმძლავრე კონგლომერატის დასტა, რომელსაც შრეებრიობა სრულიად არ ემჩნევა; ასეთი კონგლომერატები სხვა ადგილას არსად არ არის ნახული, 2. კონგლომერატებს ადევს უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების დასტა, რომლებშიც ხშირად საკმაოდ მსხვილ კენჭებს და რიყის ქვებს ვხვდებით. შრეებრიობა ამ

დასტაში არამკაფიოა და ზოგან ძნელი შესამჩნევია, 3. მასში მოქცეულია 5—7 მეტრი სიმძლავრე ფიქლებრივი თიხების დასტა, რომელთანაც არის დაკავშირებული შროშის ცეცხლგამძლე თიხის საბადო. თიხა შავი ფერისაა ორგანული ნაშთებით სიმდიდრის გამო, 4. თიხების შემცველ დასტას ადევს 108 მეტრის სიმძლავრე მხვილ- და საშუალომარცვლოვანი ქვიშაქვების მორიგეობით წარმოდგენილი დასტა, რომელიც მთავრდება 4 მეტრის სიმძლავრე თხელსრეებრივი ნახშირიანი ქვიშაქვების დასტით; ამ დასტაში ნახშირის თხელი ფენებიც გვხვდება.

ნახშირის თავზე მდებარე წყება წარმოდგენილია წითელი ფერის ქარსიანი, წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვების დასტით, რომლის ქვედა ნაწილში გვაქვს ამ წითელი ფერის ქვიშაქვების მორიგეობა ქვემდებარე მსხვილმარცვლოვან მოთეთრო-ნაცრისფერ ქვიშაქვებთან. დასტის შუა ნაწილის ქვიშაქვებში ამონიტური ფაუნა არის ნაპოვნი.

ლიასი მთავრდება რუხი და წითელი, ზღვიური ფაუნის შემცველი, კირქვებით. როგორც ვხედავთ, შროშის ლიასის ზედა ნაწილი, ნახშირიანი დასტის თავზე, აშკარად ზღვიური ნალექებითაა წარმოდგენილი. ასევე უდავოა, რომ ქვედა ნაწილი კონტინენტური წყებაა, მდინარეული ნალექებით წარმოდგენილი. ამის ერთ-ერთი მაჩვენებელია მასალის ცუდი დახარისხება. წყების გრანულო-მეტრიული შედგენილობის ცვალებადობაში რაიმე კანონზომიერების შემჩნევა შეუძლებელია და თითქმის ყველა ქვიშაქვის შრეში მონაწილეობს პსეფიტური, პსამიტური, ალევრიტული და პელიტური მასალა. ამასთან პსეფიტური მასალა ქარბობს ყველა სხვა კომპონენტზე. პსამიტური მასალა საგრძნობი რაოდენობითაა, ხოლო ალევრიტულ-პელიტური მასალა დამორჩილებულ როლს თამაშობს, გარდა ზოგი შრისა, რომელშიც ამ უკანასკნელის რაოდენობა შედარებით გაზრდილია.

წყების კონტინენტურ ბუნებაზე მიგვითითებს აგრეთვე მასში ცეცხლგამძლე თიხებისა და ნახშირის საბადოთა არსებობა. როგორც ცნობილია, შროშის თიხების ტიპის მაღალხარისხოვანი ცეცხლგამძლე თიხები მხოლოდ კონტინენტურ წყებებში გვხვდება [6].

როგორია სიმძლავრე ამ კონტინენტური წყებისა? ამ კითხვაზე პასუხის გაცემა არც ისე ადვილია. შროშის ლიასის მთელი სიმძლავრე 300 მეტრს უდრის. ჩვენი აზრით, ზღვიური ფაციესის დასაწყისად შეიძლება მივიჩნიოთ პირველი ჰემატიტიანი ქვიშაქვა, რომელიც უშუალოდ ადევს ნახშირიანი ქვიშაქვების 4 მეტრიან დასტას, რადგან ჰემატიტის ოლითების წარმოშობა მდინარის მტკნარი წყლის ზღვის მარილიან წყალთან შერევის პირობებში უნდა მომხდარიყო. თუ ამ შრეს მივიღებთ ზღვიური ფაციესის პირველ გამოვლინებად, მაშინ ქვედა კონტინენტური წყების სიმძლავრე 150 მეტრი იქნება და ზედა ზღვიურისაც ამდენივე. მაგრამ აქვე უნდა შევნიშნოთ, რომ წყების ქვედა ნაწილში ადგილი აქვს ზღვიური წმინდამარცვლოვანი ქარსიანი რუხი-მოწითლო და კონტინენტური უხეშმარცვლოვანი მოთეთრო-ნაცრისფერი ქვიშაქვების მორიგეობას, რაც გრძელდება 15—20 მეტრის სიმძლავრეზე, რის შემდეგ იწყება ნამდვილი ზღვიური ნალექები, რომლებშიც ამონიტური ფაუნა

ნაც კი არის ნაპოვნი. ამგვარად, საკუთრივ ზღვიური ნალექების სიმძლავრე 120—130 მეტრით განისაზღვრება. თუ შევადარებთ შროშის ლიასს ძირულის მასივის სამხრეთა პერიფერიის სხვა ადგილას გავრცელებულ ლიასურთან, ვნახავთ, რომ შროშის წყების სწორედ ზედა (ზღვიური) ნაწილი როგორც სიმძლავრით, ისე ლითოლოგიური შედგენილობით სავსებით შეესაბამება სხვა ადგილების ლიასს. ყველგან სიმძლავრე ცვალებადობს 80—150 მეტრის ფარგლებში, ხოლო შედგენილობა ყველგან ასეთია: ქვეშ მსხვილმარცვლოვანი თეთრი-მონაცრისფრო კვარციან-არკოზული ქვიშაქვები, ზევით ქარსიანი წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვები, ხოლო სულ ზევით ბრეჩიული, კალციტის ექოდების შემცველი რუხი და წითელი კირქვები. ამგვარად, თითქოს ნათელია, რომ შროშის ლიასის სხვა ადგილების ლიასურთან შედარებისას, მხოლოდ მისი ზედა, ზღვიური ნაწილის პარალელიზაციაზე შეიძლება ლაპარაკი.

ახლა განვიხილოთ შროშის ქვედა, კონტინენტური წყების ქვედა ტუფიტებთან დამოკიდებულებისა და ასაკის საკითხი.

ვერ კიდევ 1946 წელს ველზე მუშაობისას, იმის გამო, რომ შროშის ლიასური ნალექების კრილი თავისი ხასიათით არ გავდა მეზობელ ნარულის, ყვირილის და სხვა ადგილების ლიასურს, ჩვენ გამოვთქვით მოსაზრება — ხომ არ იცვლება მიმართებაზე აღმოსავლეთისაკენ ქვედა ტუფიტების ვულკანოგენური ფაციესი ქვიშაქვებით? ამ აზრის სასარგებლოდ ისიც ლაპარაკობდა, რომ შროშის ლიასის ფუძეში ქვედა ტუფიტები არ ჩანდა სრულებით, იმ დროს, როცა ნარულასა და ყვირილასზე მათ რამდენიმე ასეული მეტრი სიმძლავრე აქვთ. მაგრამ ამ საკითხის გადაწყვეტა მაშინ ვერ მოხერხდა.

1947 წლის დამატებით ექსკურსიის დროს მდ. კოტროულიდან 100-ოდე მეტრის მანძილზე ქანდარისაკენ მიმავალ გზაზე ჩვენ მიერ შემჩნეული იყო შროშის კონგლომერატების თავზე მდებარე ქვიშაქვების გადასვლა ქვედა ტუფიტებში.

მაგრამ გაცილებით უფრო მდიდარ მასალას ამ საკითხის გადასაწყვეტად იძლევა შროშის ცეცხლგამძლე თიხებზე 1940—41 წელს ჩატარებული ძიება, რომლის შედეგები მოყვანილია გ. ქომეთიანისა და ი. ზვიადაძის ანგარიშში. ამ ანგარიშთან დართული ჭაბურღილებისა და ბუნებრივი გამოსავლების აღწერებიდან კარგად ჩანს, რომ ქვიშაქვები როგორც მიმართებაზე, ისე დაქანებაზე გადადიან ტუფიტებში.

თუ ზედაპირზე გამოსავალში შროშის ლიასის ფუძეში კონგლომერატები უშუალოდ კრისტალურ ფუძეზეა განლაგებული და ქვედა ტუფიტები არ ჩანს, ჭაბურღილებმა გვიჩვენა, რომ დაქანებაზე კონგლომერატები და ქვიშაქვები ტუფიტებით იცვლება. ასე მაგალითად, № 1 ჭაბურღილის კრილის ქვედა ნაწილის განხილვა გვიჩვენებს, რომ ტუფიტებზე განლაგებულია ქვისებრი თიხა, მასზედ ქვიშაქვა და ზევით ისევ ქვისებრი თიხა. თუ მხედველობაში მივიღებთ იმ გარემოებას, რომ ქვისებრი თიხა ტუფიტების ადგილზე გამოფიტვის პროდუქტია, ცხადი გახდება, რომ აქ ტუფიტების შრეების ქვიშაქვებთან მორიგეობის სურათი გვაქვს.

№ 11 ჭაბურღილის კრილში ჩანს, რომ შავი პლასტიური თიხების ქვეშ უშუალოდ ტუფიტებია განლაგებული. № 20 ჭაბურღილში აშკარად გვაქვს

შორიგეობა ტუფიტებისა ქვიშაქვებთან. ასე მაგალითად, შავი პლასტიური თიხის შრეს ქვეშ უდევს ქვისებრი თიხა; მათ ქვევით უხეშმარცვლოვანი კვარციანი ქვიშაქვებია, რომელთაც ქვეშ მოსდევს ტუფიტების დასტა სიმძლავრით 6 მეტრი, ტუფიტების ქვეშ ისევ ზედას მსგავსი კვარციანი ქვიშაქვებია 4 მეტრის სიმძლავრის. ანალოგიური სურათია სხვა ქაბურღილებშიც.

ტუფიტებისა და ქვიშაქვების ურთიერთობის შესახებ კარგ მასალას გვაძლევს ქაბურღილები. მაგალითად, № 13 და № 6 ქაბურღილებზე გატარებული კრილები გვიჩვენებს, რომ ქვიშაქვებს მიმართებაზე ტუფიტები ცვლიან. № 15 და № 12 ქაბურღილებზე გატარებული კრილი გვიჩვენებს, რომ კონგლომერატი და უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვა მიმართებაზე უფრო წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვით იცვლება, ხოლო მათ თავზე ადევს ტუფიტების შრე, რომელზედაც თიხის ფენა განლაგებულია.

მოყვანილი ფაქტები უდავოდ ლაპარაკობს იმის სასარგებლოდ, რომ ქვედა ტუფიტები აღმოსავლეთისაკენ კონტინენტური წყების კონგლომერატებითა და ქვიშაქვებით იცვლებიან და ტუფიტები ქვეშ კი არ უძევს ამ წყებას, როგორც აქამდე ფიქრობდნენ, არამედ მორიგეობენ მასთან და, მაშასადამე, ისინი ერთი ასაკის წარმოქმნებია. შრომის წყებაში ვულკანიზმის აშკარა ნიშნები ჩვენ მიერაც იყო ნაპოვნი. თიხების ქვეშ მდებარე ქვიშაქვებში შეგვხვდა ძლიერ გამოფიტული დიაბაზის 0,6 მეტრის სიმძლავრე განფენი, რაც უკვე იყო აღწერილი.

ქვე ქვ. სი. 15  
ქვიშა  
ქვებთან

ამგვარად, ზემომოყვანილი ფაქტებისა და მსჯელობის საფუძველზე შეგვიძლია დავასკვნათ, რომ შრომის ლიასის ქვედა კონტინენტური ნაწილი (150 მეტრის სიმძლავრე) ქვედა ტუფიტების წყების სინქრონულია და მის სტრატოგრაფიულ ექვივალენტს წარმოადგენს, რადგან მას მიმართებაზე თანდათან ცვლის. ქვედა ტუფიტები რომ ქვედა ლიასზე ახალგაზრდა არ არის, ეს ეჭვს არ იწვევს; ეს დადგენილია ქვედა ტუფიტებზე შუა ლიასის უთანხმო განლაგებით. მაშასადამე, შრომის ცეცხლგამძლე თიხებისა და ნახშირის შემცველი წყება ქვედა ლიასურია და არა შუა ლიასური, როგორც აქამდე ფიქრობდნენ. თუმცა შესაძლებელია, რომ მისი ზედა პორიზონტები პლინსბახურის ელემენტებსაც შეიცავდეს.

ამავე დროს მიღებული შედეგი საშუალებას გვაძლევს საბოლოოდ გადავწყვიტოთ ქვედა ტუფიტების ქვედა ლიასური და არა ტრიასული ასაკი, რადგან ამ წყების სტრატოგრაფიული ექვივალენტი, შრომის პროდუქტიული წყება, მკვეთრი უთანხმოების გარეშე გადადის ფაუნით დათარიღებულ შუა ლიასურში.

აქვე საჭიროდ მიგვაჩნია აღვნიშნოთ, რომ მოსაზრება შრომის კონტინენტური წყების ქვედა ლიასზე მიკუთვნების შესაძლებლობის შესახებ ა. ჯანელიძის მიერ აღრევე იყო გამოთქმული.

2. ლიასის ვულკანიზაციური წყება. როგორც ზემოთ უკვე იყო აღნიშნული, ქვედა ტუფიტების წყება პირობითად ქვედა ლიასურად არის მიჩნეული. ჩვენ მიერ წინა თავში მოყვანილი ფაქტობრივი მასალა თითქმის უფრო ამტკიცებს ამ აზრს.

დღემდე ამ წყების ქიათურა-სალიეთისა და შრომა-მარტოთუნის გამო-საელებში ცნობილი იყო მხოლოდ მუავე ქანები: კვარციანი პორფირები, კვარციანი ალბიტოფირები და მათი ტუფები. მხოლოდ პ. გამყრელიძემ და ს. ჩიხელიძემ პირველად აღნიშნეს და რუკაზედაც დაიტანეს შავი ქანის განფენი-მდ. ყვირილის მარცხენა ნაპირზე — სოფ. სოფ. სანახშირისა და ქანდარის რაი-ონში. მაგრამ მათ არ უწარმოებიათ ამ ადგილების ქანთა შესწავლა და აპიტომ მათ მიერ აღნიშნული განფენის პეტროგრაფიული ბუნება არ იყო გარკვეული [1]. პ. თოფურიაც თავის გამოკვლევაში რკვიის გრანიტული ინტრუზივის შე-სახებ იხსენიებს მარტოთუნის მიდამოებში პორფირიტს, მაგრამ არ იძლევა მის აღწერას [9]. ჩვენ მიერ მარტოთუნის მიდამოების ჩვედა ტუფიტების წყებაში დადგენილ იქნა ფუძე ქანების მნიშვნელოვანი მონაწილეობა. ეს ქა-ნები მორიგეობს მუავე ქანებთან და ხუთი მძლავრი განფენის სახითაა წარ-მოდგენილი. პირველ მათგანს, სულ ზედას, სფერიული განწვევრება აქვს, ზოგ ადგილას მანდელშტეინური. განფენის კიდეებში ალბიტ-ოლიგოკლაზიანი ქლორიტით მდიდარი დიაბაზია, ხოლო ცენტრისაკენ ჩნდება ლაბრადორი და ცოტა ავგიტი; ცენტრალურ ნაწილში დიაბაზი შემდგარია ლაბრადორის, ტი-ტან-ავგიტის, ქლორიტისა და ილმენიტისაგან; გვხვდება აგრეთვე კალციტ-ქლო-რიტული პსევდომორფოზები ოლივინისადმი. ხშირია აპატიტის წვრილი ნემსები.

მეორე განფენი აგრეთვე მანდელშტეინური ქანია და ისეთივე შედგენი-ლობის დიაბაზ-პორფირიტით არის წარმოდგენილი.

მესამე განფენი განირჩევა სხვებისგან შუა ნაწილში კარგად გამოხატული სვეტებრივი განწვევრებით და სალი ბაზალტური ქანის იერით. პერიფერიულ ნაწილებში ეს განფენიც სფერულ განწვევრებას იჩენს და მომწვანო დიაბაზური ჰაბიტუსისაა. როგორც ჩანს, მისი სისალე მალალ კარნიზში განფენის სალი ნაწილის გამოჩენით აიხსნება. შედგენილობისა და სტრუქტურის მიხედვით ქანი აგრეთვე დიაბაზ-პორფირიტია და არ განსხვავდება დანარჩენებისაგან.

დანარჩენი ორი განფენიც მსგავსი შედგენილობის დიაბაზ-პორფირიტი-თაა წარმოდგენილი; სფერიული განწვევრება და მანდელშტეინური ტექსტურა ორივე განფენზე მეტ ნაკლებად კარგადაა გამოხატული.

ქვემოთ მოგვყავს მესამე და მეხუთე განფენის ქანთა ანალიზები, რომ-ლებიც ადასტურებენ ამ ქანების ფუძე ბაზალტურ შედგენილობას.

ნომ. №№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	+ H <sub>2</sub> O	ჯამი
36	48,57	1,68	14,38	6,91	5,67	0,18	4,32	9,52	4,46	1,63	0,27	0,16	0,28	2,08	100,11
41	42,90	1,05	14,24	4,57	4,73	0,17	9,28	11,58	3,32	0,97	0,10	0,12	4,85	2,08	99,99

მაგმური ფორმულები ფ. ლევისონ-ლესინგის მიხედვით:  
 ნომ. 36 ნომ. 41



რიცხვითი დახასიათებანი ა. ზავარიცკის მიხედვით:

ნიმ. 36

a = 12,3	f' = 42,4
c = 3,5	m' = 27,4
b = 27,2	c' = 30,2
s = 57,00	n = 81,0
Q = 14,5	

ნიმ. 41

a = 8,84	f' = 25,4
c = 4,76	m' = 47,5
b = 33,8	c' = 27,1
s = 52,6	n = 81,9
Q = 16,76	

შენიშვნა: ნიმ. № 36 შესაძებ განფენის ქანი, სადგურ მარტოთუბნიდან. ნიმ. № 41 მეხუთე განფენის ქანი, აღებული სადგურ მარტოთუბნის ჩრდილოეთით.

მდ. ყვირილის მარცხენა ნაპირზე აღნიშნული ფუძე ქანების გამოსავლები სანახშირეს ქედზე გავლით სოფ. ქანდარამდე გრძელდება. ამავე ქანების გაგრძელებას უნდა წარმოადგენდეს ღიაბაზის განფენი, რომელიც შროშის ღიასის ქვედა ნაწილში, კონგლომერატებისა და უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების დასტაში იყო ჩვენ მიერ აღნიშნული.

ამრიგად, ჩრდილო კავკასიისა და აღმოსავლეთ ამიერკავკასიის ზოგ ადგილებში ცნობილი ღიასური ასაკის ფუძე ვულკანიზმის მსგავსად, საქართველოშიაც ღიასურში მქავე ქანებთან ერთად, ფუძე პროდუქტების არსებობაც დადგენილად უნდა ჩაითვალოს.

### ბ. ღიასის ზღვიური ფაციესი

#### 1. უხეშმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვების ჰორიზონტი

ზღვის მკაფიო ტრანსგრესია ძირულის მასივის გარშემო მხოლოდ შუა ღიასურიდან იწყება; ქვედა ღიასურში, როგორც უკვე ვნახეთ, ზღვიური ნალექები არა გვაქვს, რის გამო ზღვიური შუა ღიასური უშუალოდ განლაგებულია კონტინენტურ ნალექებზე ან კრისტალურ მასივზე. შუა ღიასურის შედგენილობაში ფაუნით დადასტურებული ყველაზე ძველი ნალექები დომერულია. შუა ღიასურის უთანხმოება ქვედა ტუფიტებზე ნათლად ჩანს, მაგრამ ეს ტრანსგრესია ძნელი შესამჩნევია შროშის მიდამოებში, სადაც ზღვიურ შუა ღიასურსა და მის ქვეშ მდებარე კონტინენტურ ქვედა ღიასურს შორის რაიმე უთანხმოების დაქერა არ ხერხდება, რასაც აღნიშნავენ ა. ჯანელიძე, პ. გამყრელიძე და ს. ჩიხელიძე. ჩვენ ვერ შევამჩნიეთ აქ უთანხმოების ნიშნები, თუმცა გამორიცხულად არ მიგვაჩნია, რომ ამგვარი უთანხმოება მომავალში დადგენილ იქნას. მეორე მხრივ, ცნობილია, რომ კონტინენტური ნალექების ზღვიურით შეცვლისას ხშირად არაერთარ უთანხმო განლაგებას არა აქვს ადგილი და მრავალი პარალური აუზის ნალექების ქვედა კონტინენტური წყება იცვლება ზევით ზღვიურით რაიმე ხილული უთანხმოების გარეშე.

შუა ღიასური თითქმის ყველგან იწყება უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვებით, რომლებიც თითქმის უწყვეტი ზოლის სახით არის შემოკრული მასივის გარშემო. მხოლოდ ზოგან გამოჩნდება სხვადასხვა სიმძლავრის კონგლომერატები; ასეთი ადგილებია:

სამხრეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიაზე

მდ. ნარულაზე—კონგლომერატის სიმძლავრე . . . . .	2	მეტრი
ადგ. ნიჩაფა—კონგლომერატის სიმძლავრე . . . . .	7	”
ჭარტალის ღელე . . . . .	4—5	”
ვახანის წყალი . . . . .	1	”
სურამი (ორხევისა და შუა ღელეს შორის) . . . . .	7—8	”
მდ. ღუმალაზე სოფ. ბერეტისასთან . . . . .	4	”

ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე

სოფ. ჯვართან . . . . .	25	მეტრი
სადგ. სალიეთთან	}	კირქვა მდიდარი კენჭებითა და რიყის ქვებით
ადგ. ხახულიახო . . . . .		

როგორი წარმოშობისაა ეს კონგლომერატები; მათი მასალა ზღვის აბრა-  
ზიული მოქმედების შედეგია თუ მდინარეების მიერაა მოტანილი? კონგლო-  
მერატებზე დაკვირვება საშუალებას გვაძლევს ამ კითხვაზე მეტ-ნაკლებად და-  
მაჯერებელი პასუხი გავცეთ. ცნობილია, რომ აბრაზიის შედეგად გაჩენილი  
კონგლომერატები მარტივი შედგენილობისაა ანუ ოლიგომიქტურია, რადგან  
ზღვის მიერ ნაპირის აბრაზია, გარკვეულ უბანზე ძირითადად ერთგვარ ქანებს  
რეცხავს, ხოლო პოლიმიქტური კონგლომერატები მდინარის მიერ მოტანილი  
რიყის ხარჯზე არის წარმოშობილი. ამ თვალსაზრისით თუ განვიხილავთ ლია-  
სის კონგლომერატებს, შემდეგ სურათს მივიღებთ:

ნიჩაფაზე კონგლომერატების შედგენილობა:

კვარცხორფირები . . . . .	35	%
კვ. ალბიტოფირები . . . . .	33	%
ვარდისფერი გრანიტები და ნაცრისფერი კვ. დიორიტები	16,5	%
პეგმატიტები . . . . .	8	%
ძარღვის კვარცი . . . . .	7	%

სრულიად ასეთივე პოლიმიქტური ხასიათისაა მდ. ნარულასა და მდ.  
ჭარტალის ღელის კონგლომერატები, რომლებიც სათანადო ადგილას იყო  
ზემოთ აღწერილი.

ნაკლებ ჭრელი, მაგრამ მაინც პოლიმიქტურია სურამის კონგლომერატე-  
ბის შედგენილობა, რომელშიც შედის:

კვ. პორფირები, კვ. ალბიტოფირები და მათი ტუფები . . . . .	80	%
გრანიტები . . . . .	5	%
კვარცი . . . . .	10	%
მიკროპეგმატიტი . . . . .	5	%

ასეთივე შედგენილობა აქვს მდ. ღუმალის კონგლომერატებს. მათი ანა-  
ლოგიური უნდა იყოს ჯვარის კონგლომერატებიც, რომელთა მასალა ჩვენ  
ხელთ არა გვქონდა.

თუ პოლიმიქტურ შედგენილობას დავუმატებთ კონგლომერატების მნიშ-  
ვნელოვან სიმძლავრეს, ცხადი გახდება, რომ ამ ქრილებში მდინარის მიერ



მოტანილი მასალის ხარჯზე წარმოშობილ კონგლომერატებთან გვაქვს საქმე და, მაშასადამე, სათანადო ადგილას მდინარეთა შესართავების არსებობა უნდა ვიგულისხმოთ.

რადგან ძირულის მასივი იმ დროს შედარებით მცირე ზომის ხმელეთს (კუნძულს) წარმოადგენდა, ცხადია, მდინარეები უფრო მოკლე, მცირეწყლიანი ლეღები იქნებოდა. ამით უნდა აიხსნას კონგლომერატის მასალის ზოგჯერ ცუდი დამუშავება და იშვიათად კუთხედი ხასიათიც კი.

კონგლომერატის ცემენტი ისეთივე შედგენილობის ქვიშაქვითაა წარმოდგენილი და ხშირად ცემენტი იმდენად ჭარბობს, რომ მსხვილი კენჭები მასში თითო-ორიოლა თუა გაბნეული. ფაუნა სრულებით არა გვხვდება.

ზოგ ადგილას, (მაგ., ვახანისწყალი, სალიეთი, ხახულიახო) კენჭებიანი კირქვის კონგლომერატები მათი მცირე სიმძლავრის და ერთგვაროვანი შედგენილობის შიხედვით აბრაზიულ კონგლომერატებს უნდა წარმოადგენდეს.

ზღვის ტრანსგრესიის განვითარებასთან დაკავშირებით კონგლომერატები ყველგან იფარება არკოზული და კვარციანი ქვიშაქვების დასტით, რომელიც კონგლომერატებისაგან განსხვავებით ნამდვილად უწყვეტ ზოლს ქმნის. ამ დასტების ქვიშაქვების გრანულომეტრიული შედგენილობა საკმაოდ ერთგვაროვანია ყველა ჭრელში და ხასიათდება მსხვილი პსამიტური ფრაქციის ( $>0,5$  მმ) მკვეთრი სიჭარბით ყველა დანარჩენ კომპონენტზე; მისი რაოდენობა მერყეობს  $40\%$ -დან  $91\%$ -მდე; მართალია, ამ დასტაში გამოიყვება ცალკეული ლინზები როგორც კონგლომერატების, რომელთა შედგენილობაში პსეფიტური ფრაქციაა მთავარი, ისე საშუალო პსამიტებიც, სადაც მთავარ როლს ასრულებს ფრაქცია  $0,5-0,2$  მმ, მაგრამ ძირითადად გვაქვს ქანები, რომლებშიც მსხვილი პსამიტი  $50\%$ -ზე მეტია. მეორე ადგილი უჭირავს საშუალო პსამიტს ( $0,5-0,2$  მმ), რომლის რაოდენობა სხვადასხვა შრეში იცვლება  $20-50\%$  ფარგლებში, მაგრამ ზოგში  $6\%$ -მდეც ეცემა. დანარჩენი სტრუქტურული კომპონენტები: წვრილი პსამიტი ( $0,2-0,1$  მმ), ალვერიტი ( $0,1-0,01$  მმ) და პელიტი ( $<0,01$  მმ) ერთად აღებული,  $20\%$ -მდე თუ აღწევს, ხოლო მეტწილად  $10-15\%$  ფარგლებში რჩება. ამგვარად, სტრუქტურული თვალსაზრისით მნიშვნელოვნად დახარისხებულ მსხვილ პსამიტებთან გვაქვს საქმე. როგორც კონგლომერატების აღწერისას უკვე იყო აღნიშნული, ამ ქვიშაქვების დასტის ქვედა შრეების შედგენილობაში ზოგჯერ პსეფიტური მასალაც მონაწილეობს საგრძნობი რაოდენობით და მაშინ ქვიშაქვა კონგლომერატისაკენ გარდამავალ ტიპს ქმნის.

ამ ქვიშაქვების გრანულომეტრიული შედგენილობის ერთგვარობა მათი დალექვის პირობების ერთგვარობაზე მიგვიბრუნებს, ე. ი. ზღვის ნაპირის ხასიათი, მასალის მოტანისა და დახარისხების პირობები ძირულის მასივის მთელ პერიფერიაზე ძირითადად ერთგვარი იყო.

ქვიშაქვების დასტის სიმძლავრე სხვადასხვა ადგილას ცვალებადობს 5-დან 20 მეტრამდე. განსხვავება სიმძლავრეებში უნდა აიხსნებოდეს ზღვის ზოგ უბანში მდინარის მიერ მასალის უხვად შემოტანით, რის გამოც აქ მეტი სისქის ნალექები დაგროვდა, ხოლო სადაც ნალექები აბრაზიული მასალით

სხვადასხვა ქვიშაქვების გრანულომეტრიული ანალიზი, ცხრილი 1.

ქ რ ი ლ ი	>0,5	0,5-0,2	0,2-0,1	0,1-0,01	<0,01
ნარულა . . . . .	17-75	14-55	3-14	9-21	2-7
ყვირილა . . . . .	6-74	7-25	1-10	1-28	17-29
გლინავი . . . . .	67-68	15-17	3-3	6-7	5-6
შროშა . . . . .	25-60	16-35	3-21	5-17	0,5-21
წიფლავაკე . . . . .	35-87	0,7-29	1-12	2-13	0,2-3
ჩხრიალეთი . . . . .	41	22	11	16	8
ლაღვანთა . . . . .	50	30	4	8	6
ვახანისწყალი . . . . .	48	24	7	12	6
მარელისის ქედი . . . . .	69	16	3	7	4
კარტალის დღღე . . . . .	46-55	18-26	4-5	11-12	9
ორხევი . . . . .	53	30	4	7	5
ხევა . . . . .	29	46	5	11	7
ქფილარი . . . . .	6-37	23-61	5	11-21	15
კარტნაულა . . . . .	46	7	1	4	41
ჩონთო . . . . .	53	25	5	9	6
ოტრია . . . . .	59-78	13	3-4	3-9	3-14
ქერათხევი . . . . .	80-91	6-11	0,5-2	1-4	0,4-2

იკვებებოდა, იქ ქვიშაქვების სიმძლავრეც მინიმალურია. ამ მოსაზრების სასარგებლოდ ლაპარაკობს ის გარემოებაც, რომ უფრო მძლავრი ქვიშაქვები გვაქვს სწორედ იქ, სადაც კონგლომერატები გვქონდა აღნიშნული. შრეებრიობა ქვიშაქვებში ხშირად მეტ-ნაკლებად მკაფიოა, მაგრამ ჩრდილო პერიფერიის ზოგ ადგილას შრეებრიობა ძალზე ცუდი და ძნელად შესამჩნევია. ამავე ჩრდილო ზოლში ქვიშაქვები უშუალოდ არის განლაგებული გრანიტული მასივის უსწორმასწორო ზედაპირზე და მის კენჭებსაც საკმაოდ შეიცავს. ფაუნის რაიმე ნაშთი ქვიშაქვებში არსად არ ჩანს; ცუდად დაცული განახშირებული მცენარეული ნაშთები მხოლოდ ზოგ ადგილას გვხვდება, ისიც უმნიშვნელო რაოდენობით (ნარულა, ნიჩაფა, ბერეტისა), ხოლო მდ. კარტნაულის ლიასის სულ ქვედა შრე 3 სმ სისქის ნახშირის მოკლე ლინზას შეიცავს, ამავე შრეში კარგად ჩანს მიმართებაზე მსხვილმარცვლოვანი ქვიშაქვის გადასვლა უხეშ-მარცვლოვან ქვიშაქვაში და წვრილკენჭიან კონგლომერატში.

შედგენილობით ქვიშაქვები უპირატესად არკოზული და არკოზულ-კვარციანი სახესხვაობით არის წარმოდგენილი. კვარციანი ქვიშაქვები, რომლებშიც მინდვრის შპატები მკვეთრად დამორჩილებულ როლს თამაშობს, მხოლოდ ქერათხევის ლიასში გვხვდება.

ქვიშაქვების ცემენტი მეტწილად სერიციტულ-კაოლინური მასაა, ზოგჯერ კი რუხი ფერის პელიტური მასა. ორივე შემთხვევაში მინდვრის შპატების შეცვლის პროდუქტებთან გვაქვს საქმე.

აღსანიშნავია, რომ კარბონატული ცემენტი ამ ქვიშაქვებში სრულებით არ გვხვდება, გარდა კალციტის ერთეული ლაქებისა ზოგ ნიმუშში. პირიტის ძლიერ ცოტაა. მხოლოდ იშვიათ შემთხვევაში ცემენტში პელიტურ ნივთიერებასთან ერთად ლაქების სახით ლიმონიტია გაბნეული.

ქვიშაქვების მოყვანილი დახასიათება საშუალებას გვაძლევს ისინი ლიტორული ზონის ნალექებად ჩავთვალოთ, რომლებიც ნაპირის ზვირთცემის პირობებში ჩნდებოდნენ, თუმცა ნაწილი, განახშირებული მცენარეებით მდიდარი ქვიშაქვები, შესაძლოა ზვირთცემის ზონის ზევით ხმელეთზე დალექილი იყოს. ქვიშაქვების გავრცელების ზოლში მხოლოდ მექანიკური მასალის დალექვას ჰქონდა ადგილი, ხოლო ქიმიური ნალექები კარბონატების სახით თითქმის სრულებით არ ილექებოდა. აუზი კარგად მარავდებოდა ჟანგბადით და გოგირდწყალბადით მოწამლული მდგარწყლიანი ლაგუნები, ლიმანები ან მოწყვეტილი ყურეები (ბუხტები), სრულიად არ აღინიშნება, რაც იმით დასტურდება, რომ პირიტს ქვიშაქვებში ვერ ვხვდებით და არც შლამიანი ნალექები არის აღნიშნული ამ ჰორიზონტის გავრცელების ფარგლებში.

ქვიშაქვების ზოლში კარბონატული მასალის სრულიად არარსებობა აიხსნება იმით, რომ ამ დროს ძირულის მასივი საკმაოდ ამოწეული იყო და ინტენსიურ ეროზიას განიცდიდა, რომლის პროდუქტები მსხვილი არკოზული ქვიშის სახით წარმოადგენდა მთავარ მასალას ამ დროის ნალექებისათვის. ქიმიური გამოფიტვის სისუსტე იწვევდა ზღვაში გახსნილი მასალის მცირე რაოდენობით ჩატანას. ამას ის გარემოება ერთვოდა, რომ ზღვის სანაპირო ზოლში წყალი არ უნდა ყოფილიყო მაღალი მარილიანობის, ე. ი. ნორმალურზე ნაკლები კონცენტრაცია უნდა ჰქონოდა, რადგან ამაღლებული ძირულის მასივიდან სწრაფად მიმდინარე, თუნდაც მცირეწყლიანი, მაგრამ მრავალრიცხოვანი მდინარეების მიერ ჩატანილი წყალი იწვევდა ვიწრო ზოლში წყლის საგრძნობ გამტკნარებას. ხოლო, მდინარეთა რიცხვი რომ საგრძნობი იყო, ეს ჩვენ ზემოთ ვაჩვენეთ მრავალ ადგილას მდინარეული ფაცივის კონგლომერატებისა და ქვიშაქვების არსებობით. ქიმიური გამოფიტვის სისუსტესა და წყლის სიმტკნარეზე მიუთითებს ის გარემოებაც, რომ რკინისყანგი (ჰემატიტი, ლიმონიტი და სხვ.), რომელიც საგრძნობი რაოდენობით ილექება ზედა ჰორიზონტებში, ქვედა ქვიშაქვებში სრულებით არ გვხვდება.

## 2. წვრილმარცვლოვანი ქარსიანი ქვიშაქვებისა და არგილიტების ჰორიზონტი

მსხვილმარცვლოვან ლია მოთეთრო-ნაცრისფერ კვარციან არკოზულ ქვიშაქვებს თითქმის ყველგან ცვლის წვრილმარცვლოვანი ან ალფერიტული ქვიშაქვების დასტა, რომლის სიმძლავრე სხვადასხვა ადგილას ცვალებადობს—0-დან 40—60 მეტრამდე. ეს დასტა ყველაზე კარგად არის წარმოდგენილი სამხრეთ ზოლში. დაწყებული ნარულიდან ის მიემართება აღმოსავლეთისაკენ, სადაც სოფ. კობთან, ხაშურის რაიონში, ისოლება. ასევე, შროშის აღმოსავლეთით დასტას გამოსოლვა ეტყობა და სულ არ გვხვდება ბჟინევის და საქასრიას მიდამოებში, სადაც მათი არარსებობა ტექტონიკით აიხსნება და არა და-

ლექვის პირობებით, რადგან დასახელებული ადგილების დასავლეთით და აღმოსავლეთით დასტა საკმაოდ კარგადაა წარმოდგენილი და დიდი სიმძლავრითაც ხასიათდება.

სხვაგვარი სურათი გვაქვს ჩრდილო და ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიებზე. კაცხისა და სალიეთის მიდამოებში ეს ჰორიზონტი საერთოდ არ გვხვდება და იქ კირქვები უშუალოდ ქვედა უხეშმარცვლოვანი არკოზული ქვიშაქვების დასტას ადევს, ხოლო უფრო აღმოსავლეთით, მდ. დუშალის ხეობაში, წვრილმარცვლოვანი ქარსიანი ქვიშაქვების დასტა 80—100 მეტრამდე აღწევს სიმძლავრით და აღმოსავლეთისაკენ მიმართებაზე, თანდათან იცვლება არგილიტებით და მერგელოვანი არგილიტებით. თუ ქარსიანი ქვიშაქვების ჰორიზონტის სიმძლავრე მდ. დუშალაზე 100 მეტრს არ აჭარბებს, აღმოსავლეთით მდ. კარტაულაზე, ოტრიაზე, ქერათხევეზე და გვირგვინასთან ქარსიანი ქვიშაქვების და ფაციალურად მათი შემცვლელი არგილიტების სიმძლავრე 180—200 მეტრამდე აღწევს. კარბონატით ან თიხით გამდიდრებული ცალკეული შრეები ქვიშაქვებს შორის გამოერევა ხოლმე სამხრეთი პერიფერიის ლიასშიც, ისევე, როგორც მსხვილ ან საშუალომარცვლოვანი ქვიშაქვების ცალკეული შრეებიც, მართალია იშვიათად, მაგრამ მაინც გვხვდება განსაკუთრებით ქვედა ქვიშაქვებისაკენ გარდამავალ დასტებში. ამით არის გამოწვეული გრანულომეტრიული შედგენილობის ცვალებადობის დიდი ფარგლები ზოგ შრეში, მიუხედავად იმისა, რომ საერთოდ კარგად დახარისხებულ მასალასთან გვაქვს საქმე.

ქვემომოყვანილ ცხრილში კარგად ჩანს ამ ჰორიზონტის გრანულომეტრიული შედგენილობის თავისებურება. ქვიშაქვების მთავარი მასა შემდგარი ალევრიტული ფრაქციისგან, იშვიათად გამოერევა ისეთი ქვიშაქვა, სადაც მთავარ როლს წვრილი პსამიტი (0,2—0,1 მმ) ასრულებს. საშუალო და მსხვილი პსამიტის როლი კი სრულიად უმნიშვნელოა და უმეტესობა შრეებში მათი შემცველობა ნულამდე ეცემა. გარდამავალ შრეებში იშვიათად მსხვილი პსამიტიც გვხვდება, არგილიტებში კი მთავარ როლს პელიტური ფრაქცია თამაშობს, რომელიც ზოგჯერ ქანის 80—100% შეადგენს.

მოყვანილი ცხრილი გვიჩვენებს ამ ჰორიზონტის გრანულომეტრიული შედგენილობის მკვეთრ განსხვავებას ქვემდებარე ქვიშაქვების ჰორიზონტისაგან. ზედა ჰორიზონტებში მკაფიოდ ჩანს მასალის კარგი დახარისხება, ალევრიტულ-პელიტური ფრაქციის წამყვანი როლი და სხვა ფრაქციების მკვეთრად დამორჩილებული ადგილი ან მათი სრული გამოვარდნა ქანების შედგენილობიდან; ქვედა ჰორიზონტში, პირიქით, საგრძნობია მასალის დაუხარისხებლობა, რის შედეგადაც თითქმის ყველა ფრაქცია იღებს დასტების შედგენილობაში მონაწილეობას.

ეს გარემოება ადასტურებს, რომ ზედა, ქარსიანი ქვიშაქვები უკვე ნამდვილად ზღვიური ნალექებია და ისინი ზღვის ტრანსგრესიის შემდგომ განვითარებაზე მიუთითებს, იმ დროს, როდესაც ქვედა ქვიშაქვები უშუალოდ სანაპირო ზვირთცემის ზოლის ნალექებს წარმოადგენს და საკმაოდ შეიცავს კონტინენტური ქვიშაქვებისათვის დამახასიათებელ ელემენტებსაც.

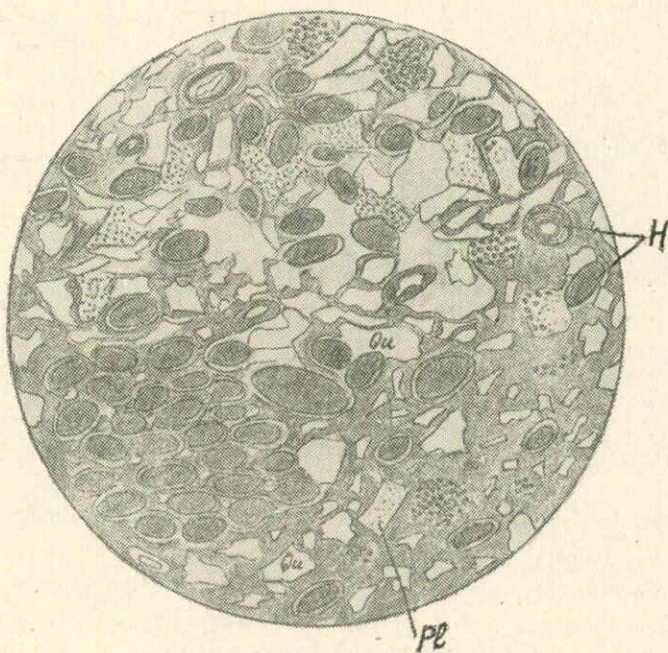
სხვადასხვა კრილების წვრილმარცვლოვანი ქარსიანი ქვიშაქვებისა და არგილიტების გრანულომეტრიული ანალიზი

ცხრილი 2

კ რ ი ლ ი	>0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,01	<0,01	უხსნადი ნაშთი
ნარულა . . . . .	—	1—15	28—47	12—33	20—37	66—100
ყვირილა . . . . .	—	2—3	52—54	30—34	11—12	87—100
წიფლაფაქე . . . . .	2,5	15,7	58	19	4,7	100
გლინავი . . . . .	—	12—20	10—23	53—61	7—13	94—99
შროშა . . . . .	2—58	15—27	16—27	6—52	7—24	100
საქასრია . . . . .	—	—	—	—	—	—
ბჟინევი . . . . .	—	—	—	—	—	—
ჩხრიალეთი . . . . .	20	15	3—11	41—60	12—28	42
ლაღანთა . . . . .	—	—	—	—	—	—
ვახანისწყალი . . . . .	0—15	0—40	20—60	25—40	0—15	64—90
მარედისის ქედი . . . . .	—	—	23	57	20	87
ქარტალის დღღე . . . . .	—	1—7	12—42	36—78	1—17	73—88
ორხევი . . . . .	0—37	5—33	4—62	8—58	7—39	100
ხევა . . . . .	2—5	75—60	5—8	5—20	10	93—100
ქფილარი . . . . .	0—8	0—17	0—30	2—25	13—70	22—100
სალიეთი . . . . .	—	—	—	—	—	—
კაცხი . . . . .	—	—	—	—	—	—
კარტნაულა . . . . .	—	—	—	80—85	15—20	86—95
ჩონთო . . . . .	—	—	—	—	—	—
ოტრია . . . . .	—	—	0,5—5	5—98	2—98,5	76—100
ჭვრათხევი . . . . .	—	0,60	0—40	5—40	10—95	—
გვირგვინა . . . . .	—	—	—	35—60	40—65	89—94
ფრონე . . . . .	—	—	1—3	2—6	94—98	40—98

ქარსიანი ქვიშაქვები ყოველთვის მუქი რუხი ფერით ხასიათდება, გარდა ზოგი უბნებისა, სადაც ჰემატიტის შემცველობის გამო მურა წითელი ფერი აქვს (მდ. ნარულა, მდ. გლინავი და ს. შროშა). შრეებრიობა ყოველთვის მკაფიოდ გამოხატულია. ცალკეულ შრეთა სიმძლავრე 0,3—1 მეტრამდეა. ამ ქვიშაქვებისათვის დამახასიათებელია მუსკოვიტის წვრილი ქერცლების საგრძნობი რაოდენობით შემცველობა. შედგენილობა ასეთია: კვარცის წვრილი კუთხედი მარცვლები 40—60%, ძლიერ შეცვლილი, თითქმის მთლიანად გათიხებული პლაგიოკლასების მნიშვნელოვანი რაოდენობა, ქარსის ფურცლები 5—10%-მდე და თიხოვანი ცემენტი, რომელიც ზოგჯერ ქანის მთავარ მასას ქმნის და შემდგარია სერიციტული და კაოლინური უწვრილესი ქერცლებისაგან. ცემენტი ზოგჯერ სხვადასხვა ინტენსივობით ჩანაცვლებულია ჰემატიტით, ზოგჯერ ლიმონიტით, რომლებიც ხშირად მკაფიოდ გამოხატულ ოლითურ სტრუქტურას იჩენენ (სურ. 2), ხან კი მთლიან მასას ქმნიან (სურ. 3). ქვედა ქვიშაქვებისაგან განსხვავებით, ქარსიანი ქვიშაქვების ჰორიზონტს ახასიათებს შესამჩნევი კარბონატულობა. ქვედა ქვიშაქვებში, როგორც უკვე წინა თავში ვნახეთ, უხსნადი ნაშთი მეტწილად 100% უდრიდა, ქარსიან

ქვიშაქვებში კი ისეთი შრეები, რომლებშიც კარბონატი სრულიად არ გვხვდება, იშვიათი მოვლენაა, და ჩვეულებრივ უხსნადი ნაშთის რაოდენობა 70—90% ფარგლებში იცვლება, ე. ი. კარბონატულობა 10—30% უდრის. კალციტი ზოგ ქვიშაქვაში ლაქების სახით ანაცვლებს თიხოვან ცემენტს. თითქმის ყველგან მკაფიოდ ჩანს, რომ კარბონატული მასალის რაოდენობა თანდათან იზრდება ჰორიზონტის ზედა ნაწილისაკენ. კარბონატულობის ზრდა განსაკუთრებით მკაფიოდ ჩანს ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე, სადაც ნაცვლად ალვერიტული ქვიშაქვებისა, არგილიტები და მერგელებია განვითარებული, რომლებშიაც საკმაოდ ხშირად თიხიანი სიდერიტის კონკრეციებაც ვხვდებით.



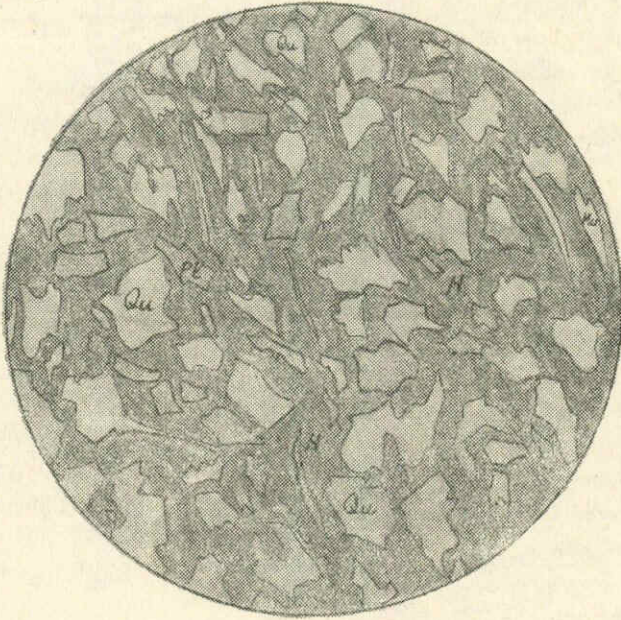
სურ. 2. ალვერიტული ქვიშაქვა ჰემატიტის ოლითებით. Pl—პლაგიოკლასი; H—ჰემატიტი; Qa—კვარცი. ნიკ. II; გად. 26×

ამგვარად, ყველა ნიშნების მიხედვით ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე, შედარებით სამხრეთ პერიფერიასთან, საკმაოდ ღრმა ზღვის ნალექებთან გვაქვს საქმე. აღსანიშნავია, რომ ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ნალექებში საკმაოდ ხშირად გვხვდება პირიტის კონკრეციები.

ქარსიანი ქვიშაქვებისათვის დამახასიათებელია მცენარეული ნაშთების მნიშვნელოვანი რაოდენობით შემცველობა. გარდა ამისა, ეს ჰორიზონტი ლიასურ ნალექებში ქვევიდან პირველია, რომელშიც ფაუნა გვხვდება. ასე მაგალითად, შდ. გლინავის ლელეში და სოფ. შროშაში ამ ქვიშაქვებიდან ჩვენ

შიერ შეკრებილია ამონიტები და ბელემნიტები, რომელთა შორის განსაზღვრულია შუა ლიასის დამახასიათებელი ფორმები.

ქარსიანი ქვიშაქვების ჰორიზონტის შემომოყვანილი დახასიათება საშუალებას გვაძლევს მათი დაღეჯვის პირობები შემდეგნაირად წარმოვიდგინოთ: მასლის კარგი დახარისხება, მკაფიო შრეებრიობა, წვრილმარცვლოვანება, მასში ხშირად კარგად დაცული გაშლილი ზღვის დამახასიათებელი ფორმების არსებობა, ამ ქვიშაქვების შედარებით ქვედა ქვიშაქვებთან უფრო ღრმა ზღვისა და ნაკლებმოდრავი წყლის პირობებში დაღეჯვაზე მიუთითებენ, მაგრამ, ქვიშაქვებში მცენარეული ნაშთების სიუხვე და რკინის ჟანგის არსებობა, ზოგჯერ მკაფიოდ გამოხატული ოლითების სახით, იმის სასარგებლოდ ლა-



სურ. 3. ადგიარტული ქვიშაქვა ჰემატურ ცემენტით. Pl—პლაგიოკლასი; H—ჰემატიტი; Mu—მუსკოვიტი; Qu—კვარცი. ნივ. ||. 26X

პარაკობს, რომ მათი დაღეჯვის ზოლი ნაპირიდან არ იყო საგრძნობლად დაშორებული. პირიქით, შეიძლება გადაჭრით ითქვას, რომ ოლითური ჰემატიტის შემცველი ქვიშაქვები უდავოდ სანაპირო ზოლის ნაღებებია, რადგან ოლითები მხოლოდ ნაპირის ზოლში და წყლის მოძრაობის პირობებში ჩნდება. მაშასადამე, ოლითური ჰემატიტის შემცველი ქვიშაქვების დაღეჯვის უბნები, რომელთა შორის ხვდება ზოლი ნარულიდან საქასრიამდე, სანაპირო ზოლს წარმოადგენს. თუ ქარსიანი ქვიშაქვების ქვედა ჰორიზონტების დაღეჯვის აუზი მეტწილად გოგირდწყალბადით იყო მოწამლული და მასში პირიტი ჩნდებოდა, ზედა ჰორიზონტების დაღეჯვისას პირიქით, აღდგენითი არე დამუხანგველი არით იცვლებოდა, რაც აგრეთვე სწორედ სანაპირო ზოლის მოძრავი წყლებისათვის არის დამახასიათებელი.

ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე კი ზღვის ამგვარ გათხელებას ზედა ჰორიზონტებში ადგილი არა ჰქონია და იქ ჰორიზონტის დაღეპვის მთელ მანძილზე აღმდგენელი არე და გოგირდ-წყალბადით მეტ-ნაკლებად მოწამლული აუზი გვქონდა, რის გამოც იქ ჩნდება პირიტი და სიდერიტი, ხოლო ჰემატიტისა და ლიმონიტის კვალიც კი არსად ჩანს.

### 3. კირქვების ჰორიზონტი

კირქვების ფაციესი კარგად არის გამოხატული სამხრეთ და ჩრდილო-პერიფერიაზე, ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე კი არგილიტებითა და მერგელოვანი არგილიტებით იცვლება, ხოლო სალიეთის კირქვების მძლავრი გამოსავალი აღმოსავლეთისაკენ მიმართებაზე, წვრილმარცვლოვანი ქარსიანი ქვიშაქვების ფაციესით იცვლება.

კირქვების სიმძლავრე სხვადასხვა ადგილას ერთგვარი არაა. მაკრო-სკოპიულად ძირითადად კირქვების ორი სახესხვაობა გვაქვს: მჭიდრო, ერთგვაროვანი, რომლებიც ჩვეულებრივ კრინოიდების ნაშთებით არიან მდიდარი და ბრეჭიული, რომელშიც უფრო მჭიდრო აგებულების კირქვების უბნები უწესრიგოდაა გაბნეული შედარებით მარცვლოვან კირქვაში.

საველე დაკვირვება გვიჩვენებს, რომ ბრეჭიული კირქვები ყოველთვის ქვედა ჰორიზონტებში გვხვდება კირქვების დასტაში და ისინი ყოველთვის მონაცრისფრო-მორუხო ფერისაა, ხოლო წითელი კირქვები ნაკლებად არის ბრეჭიული.

ქვიშაქვებიდან კირქვებისაკენ თანდათან გადასვლას აქვს ადგილი. ჯერ ქვიშაქვების თიხოვან ცემენტში კალციტის ლაქები ჩნდება, შემდეგ ცემენტი მთლიანად კალციტურია და ხშირად კალციტური ცემენტი ისე უხვადაა, რომ ქვიშის მასალას თითქმის არ ჩამორჩება და ძნელი გასარკვევია თუ რა ვუწოდოთ ქანს: კირქვის ცემენტიანი ქვიშაქვა თუ ქვიშიანი კირქვა. ზედა ჰორიზონტში კირქვები უფრო სუფთა ხდება და მათში მექანიკური მასალის მინარევი 1—2%-მდე ეცემა.

ქვევით ცხრილებში მოცემულია 4 ადგილის დამახასიათებელი კირქვების უხსნადი ნაშთის შემცველობის ცვალებადობა ვერტიკალური დედმავალი მიმართულებით და უხსნადი ნაშთის მექანიკური შედგენილობის სურათი.

4 ცხრილიდან 3 სამხრეთი პერიფერისაა, ხოლო ერთი ჩრდილო პერიფერიის.

სალიეთიც ანალოგიურ სურათს იძლევა.

ამ ცხრილებიდან ნათლად ჩანს, რომ ქვევიდან ზევით უხსნადი ნაშთის რაოდენობა საერთოდ მცირდება, მაგრამ ზოგან (მაგ. საქსარია) უხსნადი ნაშთის დიდი რაოდენობა ზედა ჰორიზონტებში გამოწვეულია იქ ტუფური მასალის შერევით კირქვებთან. ასეთი ტუფოგენური კირქვების, უკეთ რომ ვთქვათ, კირქვიანი ტუფოგენების დასტა ყველაზე კარგად გამოხატულია მდ. ყვირილაზე, სადაც ის წითელი კირქვების ქვეშ და რუხი ბრეჭიული კირქვების თავზე არის მოქცეული და სიმძლავრით 43 მ აღწევს.

მოყვანილი ცხრილებიდან ჩანს, რომ უხსნადი ნაშთის შედგენილობაში



მდ. ყვირილის კირქვების უხსნადი ნაშთის რაოდენობის ცვალებადობა და მექანიკური შედგენილობა

ცხრილი 3

ძირულის მასივის ლიასური ნალექების ლითოლოგია

161

მდ. ყვირილის კირქვების უხსნადი ნაშთის რაოდენობის ცვალებადობა და მექანიკური შედგენილობა

ცხრილი 3

ნომ.	უხსნადი ნაშთი	უხსნადი ნაშთის მექან. შედგენილობა				
		ფრ. >0,5	0,5-0,2	ფრ. 0,2-0,1	0,1-0,01	<0,01
	29,7	—	—	—	4,6	95,4
	34,6	—	—	—	2,5	97,5
	53,7	—	—	—	4,5	95,5
	62,4	1,4	1,7	3,7	14,1	80,5
	76,7	—	—	1,4	1,5	98,1
	66,7	—	—	2,75	1,5	96,2
მდ. გლინავეი						
	11,4	—	3,5	—	5,2	91,2
	12,4	—	0,8	—	10,4	88,7
	66,8	—	0,4	1,8	10,4	79,4
	16	—	1,3	—	30	68,7
	22,2	—	0,9	11,8	6,9	81,6
	45	—	—	2,6	21,7	74,7
	24,8	—	—	3,4	24	72,6

საქასრიას კირქვების უხსნადი ნაშთის რაოდენობის ცვალებადობა და მექანიკური შედგენილობა

ცხრილი 4

ნომ.	უხსნადი ნაშთი	უხსნადი ნაშთის მექან. შედგენილობა				
		>0,5	0,5-0-2	0,2-0,1	0,1-0,01	<0,01
1	55,4	7,9	16,2	5,2	47,7	22,9
	33,6	—	1,6	7	25	56,4
	5,4	—	—	—	5,9	94,1
1	7,6	—	—	—	2,1	97,9
A	5,4	—	—	—	18,5	81,4
	4	—	—	—	15,8	85
	1,1	—	—	—	6,4	93,6
	18	14,5	3,4	7,3	16,7	57
	20	2	2,2	15,2	18,6	67,4

## კაცის კირქვების უხსნადი ნაშთის რაოდენობის ცვალებადობა და მექანიკური შედგენილობა

ცხრილი 5

№№ ნიმ.	უხსნადი ნაშთი	უხსნადი ნაშთის მექან. შედგენილობა				
		>0,5	0,5—0,2	0,2—0,1	0,1—0,01	<0,01
86	8	—	—	—	5	95
85	3	—	—	—	3,3	96,7
84	6,2	—	—	—	3,8	96,2
83	4,3	—	—	—	7,5	92,5
82	2,6	—	—	—	12,3	87,7
81 <sup>1</sup>	10,6	—	—	—	7,5	92,5
80 <sup>1</sup>	30,2	—	—	—	12,5	87,5
80	29,8	—	—	—	14,9	85,1
79 <sup>1</sup>	8,8	—	—	—	13,6	86,4
79 <sup>1</sup>	10,6	—	—	—	9,4	90,6
78	2,9	—	—	—	2,7	97,3
78	2,8	—	—	—	5,7	94,3

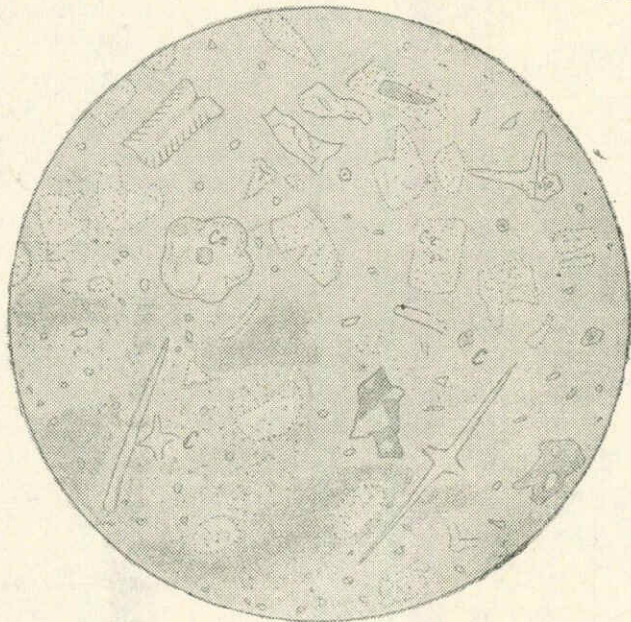
მთავარ როლს პელიტური ფრაქცია თამაშობს (80—90%); მცირე რაოდენობით გვხვდება ალვერიტული მასალა, რომელიც ქვედა ნაწილებში ზოგჯერ 18—20% აღწევს. დანარჩენი ფრაქციები სრულიად არ გვხვდება.

მსხვილი ფრაქციები საგრძნობი რაოდენობით მონაწილეობს მხოლოდ საქასრიას და ხახულიახოს ქვედა კირქვებში და წარმოდგენილია მსხვილი არკოზული მასალით.

ფაუნა კირქვის ზოგ შრეში საკმაოდ გვხვდება, მაგრამ მეტწილად ცუდად დაცულია და ისეთი ნამტვრევებით არის წარმოდგენილი, რომ პალეონტოლოგებს განსაზღვრაც უჭირთ. ფაუნა მრავალგვარია. ა. ჯანელიძის მიხედვით, ამ კირქვებში ვხვდებით მარჯნებს, ღრუბლებს, კრინოიდებს, ზღვის ზღარბებს, ქიებს, ხავსცხოველებს, ბრაქიოპოდებს, გასტროპოდებს, ორსაგდულიანებს და თავფეხიანებს. ეს ფაუნა ჩვენ მიერაც არის ნაპოვნი კირქვებში მაკროსკოპულად ან მიკროსკოპში. ზოგჯერ ნამარხები ისე დამტვრეულია, რომ სინამდვილეში საქმე გვაქვს დეტრიტულ კირქვებთან, რომლებიც ცალკეულ ლინზებს ჰქმნიან კირქვების შრეთა შორის. ზოგჯერ გვხვდება კრინოიდებით ისე გამდიდრებული შრეები, რომ ნამდვილი კრინოიდებიანი კირქვები გვაქვს. ეს უკანასკნელნი თითქოს უფრო ზედა ჰორიზონტებს უკავშირდება და შედარებით სხვა კირქვებთან უფრო სუფთაა მექანიკური მინარევებისაგან (სურ. 4).

აღსანიშნავია ღრუბლების მნიშვნელოვანი გავრცელება კირქვებში, რაც შლიფის მიკროსკოპული შესწავლის გზით იქნა დადგენილი.

კირქვის ზოგ შლიფში (შლ. 120, სურ. 4) ღრუბლების სპიკულები ბლო-  
მადაა, ხოლო ზოგში კი მხოლოდ ერთეული სპიკულები გვხვდება (შლ. № 116,  
სურ. 5). უმეტეს შემთხვევაში სპიკულები კალციტისაგან შედგება. ძალიან

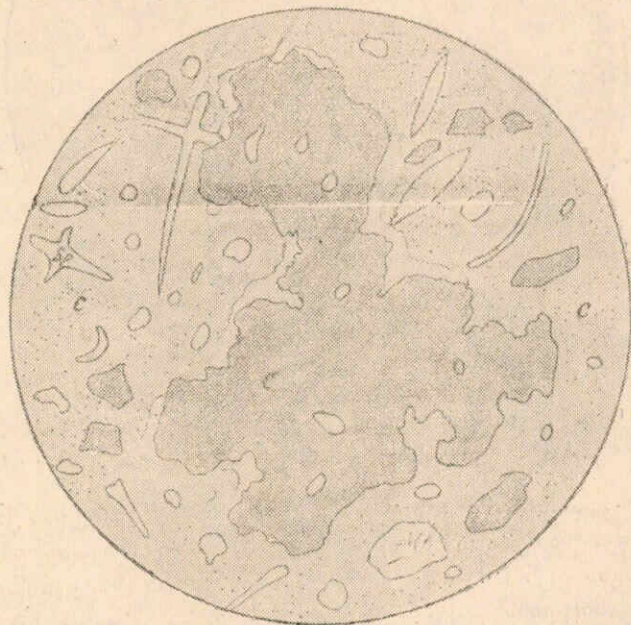


სურ. 4. კრინოიდებიანი, და ღრუბლის სპიკულებიანი კირქვა.  
C—კალციტი; Cr—კრინოიდი; Sp—სპიკული. ნ. კ. ||. გად. 26X

იშვიათად ქალცედონის სპიკულები გვხვდება, ან კალციტიან-ქალცედონიანი, რის გამო ძნელი საოქმელი არის, თუ პირველადი ნივთიერება სპიკულისა რა იყო, რადგან ცნობილია, რომ ტალმაყანგიანი სპიკულები კალციტით ჩანაცვლებას განიცდიან და, პირიქით, კალციტისა ტალმაყანგით. სპიკულების ფორმებზე დაკვირვება საშუალებას გვაძლევს გამოვიტანოთ დასკვნა, რომ უმეტეს შემთხვევაში საქმე გვაქვს კირქვიან ღრუბლებთან, რადგან სპიკულების ყველაზე გავრცელებული ფორმა არის ტრიკლინური—ცენტრიდან გამომავალი, მეტწილად თანაბარი სიგრძის სამი სხივისაგან შემდგარი სპიკულები, რომლებიც სწორედ კირიანი ღრუბლებისათვის არის დამახასიათებელი. შედარებით იშვიათად გვხვდება ტალმაყანგიანი ღრუბლების ოთხსხივიანი სპიკულები და ერთღრძიანიც, მეტწილად ორივე წაწვეტებული ბოლოთი (ოქსენი).

განსაკუთრებულ ინტერესს წარმოადგენს ე. წ. ბრექჩიული კირქვები, რომლებიც, როგორც ზემოთ იყო აღნიშნული, უპირატესად ქვედა ჰორიზონტებში გვხვდება, სიღრმიდან ალბებულ საღ გამოუფიტავ ნიმუშებში ბრექჩიული სტრუქტურა არა ჩანს. დიდი ყუაღლებით გასინჯვისას ასეთ ნიმუშებში მხოლოდ ლაქებრივი აგებულება შეიძლება შევამჩნიოთ, რადგან ღია ნაცრის-

ფერ ოდნავ მარცვლოვან ძირითად მასაში გაბნეულია მცირე ზომის უფორმის ოდნავ უფრო მუქად შეფერილი, მაგრამ უფრო მკიდრო აგებულების კირქვების ლაქები. რადგან ამ ლაქებს გამოფიტვის აგენტების მიმართ მეტი გამძლეობა ახასიათებს, ამის გამო გამოფიტულ ზედაპირზე ეს ლაქები შესამჩნევი ლაქებრივი სტრუქტურის კირქვები ნამდვილ წვრილ ბრეკჩე კირქვად იქცევა. კირქვებში ჩართული ნატეხები სხვადასხვა ფორმის ზოგჯერ საკმაოდ შემოკრიბი ნაპირებით, ხოლო ზოგჯერ კი კარგად დამლეულიცაა; როგორც ჩანს, ამ ნატეხებს ჯეროვანი გადამუშავება განუცხადებიათ. ნატეხების ზომა ცვალებადობს 0.1 მმ—2—3 მილიმეტრამდე; იშვიათად აღემატება 5 მილიმეტრს, რამდენიმე სანტიმეტრამდე.



სურ. 5. ლაქებრივი კირქვა დრუბლის სპიკულებით. C—კალციტი; Sp—სპიკულიტი. მ. 11. გ. დ. 26x

ამ კირქვების შლიფების შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ბრეკჩიული კირქვის ორგანიზაციის უბუნებრივად შედგება: ქანის მთავარ მასას—მის ბაზისის წვრილკრისტალური ლია ნაცრისფერი კირქვა, რომელიც მრავლად დრუბლის სპიკულებს და მიკროორგანიზმების ნაშთებს. ამ წვრილკრისტალურ მასაში მოქცეულია სხვადასხვა ფორმისა და ზომის პელიტომორფული მიკრომარცვლოვანი კირქვის ნატეხები მეტად შეკრიბულ-შემოკრიბულ უსწორ ნაპირებით. ამ ნატეხებს ნაპირებიდან ჩამოშორება მცირე ზომის ლითები, რომლებიც მის მახლობლადვე არიან გაბნეული. ქანში ხშირად გვხვდება ჩანს, რომ ზოგი ნაფლეთი თავისი მოხაზულობით საგსებით უკვე იმ ყურეს, რომელიც მისი მოგლეჯის შედეგად გაჩნდა მთავარ ნატეხში.

ქანისაგან განსხვავებით, ამ ნატეხებში სპიკულები თითქმის სრულებით არ გვხვდება. აღწერილი მოვლენები გამოხატულია ქვემოთ ბრექჩიული კირქვის შლიფის მიკროსკოპულ სურათზე (ნახ. 5).

ამ ნატეხების ტიპის ქანები ცალკე შრის სახით ჩვენ შეგვხვდა ნარულისა და ყვირილის კირქვებში. უდავოა, რომ ბრექჩიული კირქვები გაჩნდა ქვედა შრის ოდნავ გამკვრივებული შლამოვანი კირქვის ნატეხების მოყოლით ზედა შრის მასალაში, ე. ი. საქმე გვაქვს ქვედა შლამოვანი კირქვის შრის გარეცხვასთან ზედა წვრილმარცვლოვანი სპიკულებიანი კირქვის შრის დალექვისას. ამგვარი გარეცხვა შეიძლება მოხდეს მხოლოდ სანაპირო ზღვის პირობებში ტალღების მოქმედებით.

ასეთი ლაქებრივი კირქვები საკმაოდ ხშირი მოვლენაა სხვადასხვა ქვეყნის გეოლოგიურ ჭრილებში. მკვლევარები მათი გენეზისის სხვადასხვა ახსნას იძლევიან მაგ., ნ. პრეობრაჟენსკის აზრით<sup>1</sup>, ლაქები ღრუბლების ნაშთებს წარმოადგენენ, რასაც ის ადასტურებს ზოგი მათგანის ფორმით. დიკსონი და ვოგანი ლაქების გაჩენას მიაწერენ კირქვის ზოგი უბნის გადაკრისტალებას ფორამინიფერებიანი კირქვის შლამში.

ჯორჯის მიხედვით, ამგვარი ლაქების გაჩენა შეიძლება მოხდეს ნალექის კოშტებათ სეგრეგაციის შედეგად. თუმცა ზოგი შემთხვევისათვის, მისი აზრით, აუცილებელია დავუშვათ სინგენეტური ბრექჩიების გაჩენაც.

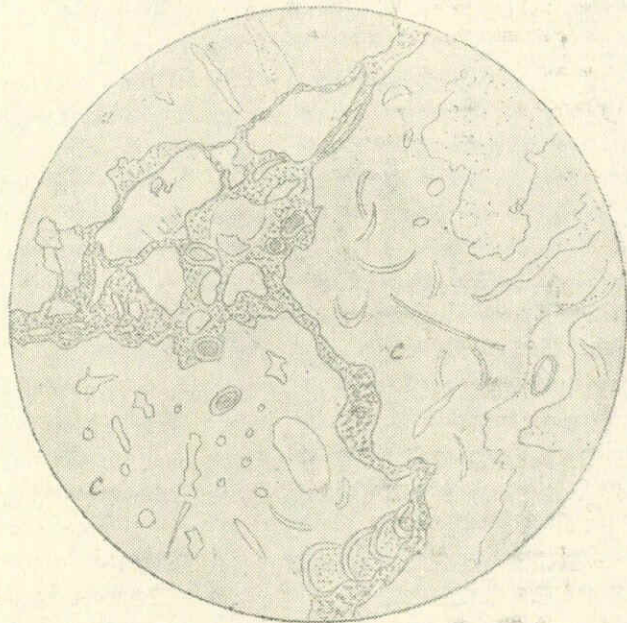
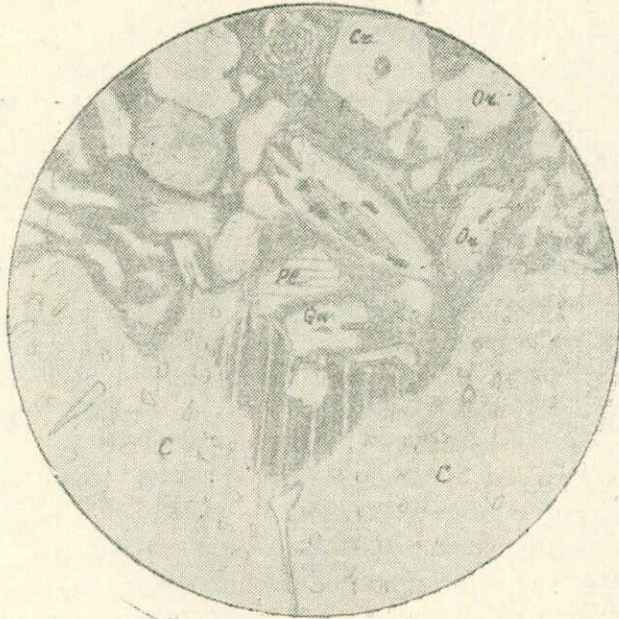
როგორც ზემოთ მოყვანილი ფაქტიური მასალიდან ჩანს, ჩვენი კირქვებისათვის არც ერთი ეს ახსნა არ გამოდგებოდა, გარდა უკანასკნელისა, რადგან ჩვენ კირქვებში: 1) ლაქებს არავითარი მსგავსება ღრუბლის ნარჩენებთან არ აქვს, 2) ისინი გარკვეულად წარმოადგენენ ქანის ნატეხებს, შემცველი კირქვებისგან განსხვავებული სტრუქტურით და, რაც მთავარია, განსხვავებული ფაუნით და 3) მათში ვხვდავთ არა სეგრეგაციის, არამედ მკაფიოდ გამოხატული დაქუცმაცებისა და დამსხვრევის პროცესს.

ამგვარად, ბრექჩიული კირქვების წარმოშობის ჩვენ მიერ მოყვანილი ახსნა ერთადერთი შესაძლებელი უნდა იყოს ჩვენი შემთხვევისათვის, ქვედა და ზედა შრის მუდმივი შერევით უნდა აიხსნებოდეს ის გარემოება, რომ ბრექჩიული კირქვების შრეები უხეშმარცვლოვანია და ცალკეულ შრეებს არ ემჩნევა მიკროშრეებრივობის რაიმე ნიშანი, რაც საერთოდ დამახასიათებელია შლამოვანი ფორამინიფერებიანი კირქვებისათვის.

აღნიშნული კირქვები რომ თხელი ზღვის ნალექებია და ხანდახან გაშიშვლებულიც კი იყო ზედაპირზე, დასტურდება მათში ხმობის ნაპრალების არსებობით. მრავალ შლიფში კარგად ჩანს თუ პელიტომორფულ ან წვრილმარცვლოვან კირქვებში ნაპრალების ქსელი როგორაა ამოვსებული მსხვილკრისტალური კალციტით, რომელიც მრავლად შეიცავს ნიჟარების დეტრიტუსს და კვარცის მარცვლებს. ამგვარი ქვიშაქვის „ძარღვებიანი“ კირქვის მიკროსკოპული სურათი მოყვანილია ქვემოთ (სურ. 6). როდესაც ზღვის გათხელების პირობებში კირქვის შლამოვანი ნალექები ამომზეურდებოდა ზედაპირზე მცირე

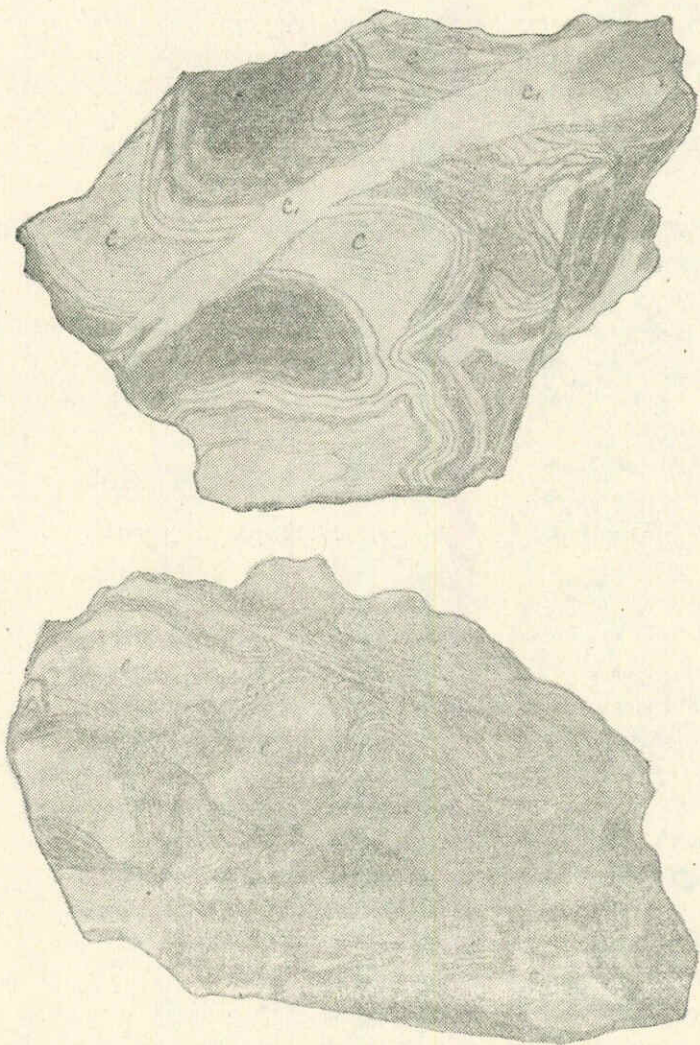
<sup>1</sup> ციტირებულია მ. შვეცოვის მიხედვით.

ხნით მაინც, ჩნდებოდა უწყესო ნაპრალების მთელი ქსელი. შემდეგ ზღვით ხელახლად გადაფარვისას ნაპრალები ამოივსებოდა ქვიშით (სურ.7) ორგანული



სურ. 6 და 7. ბრეჭილული კირკვები. ნაპრალებში დაგროვილია ქვიშის ნაწილაკები და ნიჟარების დეტრიტუსი. C—კალციტი; Pl—პლაგიოკლაზი; Qu—კვარცი; Or—ორთოკლაზი  
ნიკ. II. გად. 26 X

დეტრიტუსით ან ისევე კირქვისვე შლამით, რაც აგრეთვე იწვევდა თავისებური ბრექჩიული კირქვების გაჩენას. უკანასკნელში, ლაქებრივი კირქვებისაგან განსხვავებით, სადაც ლაქა ჩამჯდარია ცემენტში და მასთან შედარებით რაოდენობრივად უფრო ხშირად დამორჩილებულ როლს ასრულებს, მთავარ მასას ქმნის „ნატეხები“, ე. ი. დანაპრალეზული კირქვა, ხოლო ცემენტის როლს ასრულებს რაოდენობრივად მკვეთრად დამორჩილებული ხმობის ნაპრალეზის ამომვსები მასა, წარმოდგენილი დეტრიტუსით, კირქვიანი ქვიშით ან შლამოვანი კირქვით. დეტრიტულ კირქვას შემდეგ გადაკრისტალდება განუცდია, რისი შედეგიცაა მსხვილი კრისტალური კალციტის ძარღვები ზოგ ბრექჩიულ



სურ. 8 და 9. ბრექჩიული კირქვები შეცემენტებული მსხვილკრისტალურ კალციტით (ნატურალური სიდიდე). C—კირქვის ნატეხები; C<sub>1</sub>—ძარღვის კალციტი

კირქვის ცემენტში (სურ. 8, 9). ამ კირქვის თხელ სანაპირო ზოლში წარმოშობისა და გადარეცვის მოვლენები, ფაუნაზე დაკვირვების საფუძველზე, აღრევე იყო გამოთქმული აკად. ა. ჯანელიძის მიერ [15]; ქვემოთ მოგვყავს მისი მოსაზრება ამ საკითხზე:

„ყველა ნიშნის მიხედვით შროშის კირქვები სანაპირო ზოლში არიან დალექილი ძლიერ მოძრავ წყალში, ორსაგდულიანთა საგდულები დაცილებულია და მეტად ან ნაკლებად შემტვრეული, ამონიტების საცხოვრებელი კამერა, თუ კი გადარჩენილა, ნიჟარების ნამტვრევებით არის სავსე; ქანშიაც გვხვდება პაწია ლინზები, მთლიანად ნიჟარების დეტრიტუსისაგან შემდგარი... ის გარემოება, რომ ერთ ორ შიგა კალაპოტზე ჭიები ზის, ნათლად გვიჩვენებს, რომ ზოგჯერ ახლად დალექილი და შემტკიცებული ქანი გადარეცვის მსხვერპლიც ხდებოდა და მეორად დალექვის მასალას იძლეოდა“.

როგორც ვხედავთ, ჩვენ მიერ მიღებული დასკვნები, რაც საველე დაკვირვებასა და მასალის მიკროსკოპულ შესწავლას ემყარება, სავსებით ადასტურებს ა. ჯანელიძის მიერ გამოთქმულ მოსაზრებას.

მსგავსი ბრეჩიული და ლაქებრივი კირქვები დეტალურად აღწერილი აქვთ მ. შვეცოვს და ლ. ბირინას მოსკოვის ნახშირის აუზიდან. ამ კირქვების წარმოშობას ასეთსავე პროცესს მიაწერენ.

ამრიგად, სამხრეთი და ჩრდილო პერიფერიის კირქვები თხელი სანაპირო ზღვის ნალექებია, ხოლო ჩრდილო-აღმოსავლეთი პერიფერიის მერგელოვანი ნალექები უფრო ღრმა ზღვის ნალექებს წარმოადგენს. ამას ადასტურებს ის გარემოებაც, რომ სამხრეთ პერიფერიაზე რკინოვანი ნალექები წარმოდგენილია ჰემატიტით, ზოგჯერ მკაფიოდ ოოლითური სტრუქტურით, რაც უდავოდ უშუალოდ სანაპირო ზოლში დალექვის მაჩვენებელია, ხოლო ჩრდილო აღმოსავლეთ პერიფერიის ნალექებში რკინის ნაერთები მხოლოდ თიხოვანი სიდერიტის კონკრეციებს ქმნიან და, მაშასადამე, უფრო ღრმა ზღვას ახასიათებენ.

ჩვეულებრივ მიღებულა, რომ თიხოვან-მერგელოვანი ნალექები უფრო თხელ ზღვაში და ნაპირთან ახლოს გაჩენილი ნალექებია, ვიდრე კირქვები. მაშ, როგორ უნდა ავხსნათ ასეთი შეუსაბამობა, ძირულის მასივის პერიფერიებისათვის. ჩვენის აზრით, ამის ახსნა რელიეფის განსხვავებულ ხასიათში შეიძლება ვეძიოთ, ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ძირულის მასივი საკმაოდ ამალღებული და დასერილი იყო, რის გამო მის მოსაზღვრე შედარებით ღრმა ზღვას საკმაო რაოდენობით აწვდიდა წვრილ ქვიშას და თიხოვან მასალას. ზღვაში ამ დროისათვის უკვე დაიწყო კარბონატის გამოყოფა, მაგრამ, შედარებით მექანიკურ მასალასთან მისი მცირე რაოდენობის გამო, ის თიხებს შეერია და სუსტად მერგელოვანი არგილიტები და იშვიათად ქვიშიან-თიხიანი მერგელები მოგვცა.

სამხრეთი პერიფერიის ეროდირებული ზედაპირი კი აწვდიდა მოსაზღვრე ზღვას გახსნილ კარბონატს, ხოლო მექანიკური მასალა მკვეთრად დამორჩილებულ მდგომარეობაში იმყოფებოდა, რის გამო აქ ილექებოდა სუსტად ქვიშიანი კირქვები.



უხვი და მრავალგვარი ფაუნა გვიჩვენებს, რომ ზღვის მარილიანობა ამ კირქვების დალექვის მთელ მანძილზე ნორმული იყო. მართლაც ამ კირქვების ხსნად ნაწილში  $MgO$ -ს შემცველობის შესწავლამ გვიჩვენა, რომ ვერტიკალური მიმართულებით ზღვის მარილიანობის ზრდას ან შემცირებას ადგილი არ ჰქონია.

#### 4. ტუფური ფაციესი

როგორც ზემოთ უკვე იყო აღნიშნული, კირქვების ზედა ჰორიზონტებში მდინარეების ნარულის და ყვირილის ლიასურში საკმაო რაოდენობით ვხვდებით პიოველად პიროკლასტურ მასალას, რომელიც ზოგჯერ მარტო ქმნის მთელ შრეებს; მეტწილად ტუფოგენურ კირქვებთან გვაქვს საქმე, რომლებშიც აუზის დანალექი მასალა კალციუმის კარბონატითაა წარმოდგენილი, ხოლო მათში შერეულია პიროკლასტური მასალა. უკანასკნელი წარმოდგენილია პლაგიოკლაზისა და პიროქსენის მარცვლებით. პლაგიოკლაზი საღია, ანდუზინის რიგია, ზოგჯერ ოდნავ ზონალური. პიროქსენი უფერო ავგიტითაა წარმოდგენილი, მეტწილად საღია, თუმცა გვხვდება ქლორიტ-სერპენტინით ჩანაცვლებული მარცვლებიც. აღსანიშნავია, რომ ტუფოგენური კირქვები ტუფური დასტის ქვედა ჰორიზონტებში გვხვდება, სადაც კირქვა ორგანიზმების ცუდად დაცული ნაშთებით მდიდარია და შეიცავს ლიმონიტის ცალკეულ ლაქებს და ოლითებს (შლ. № 27). ზედა ჰორიზონტებში კი ტიპური აგლომერატული ტუფები გვაქვს, რომლებშიც კალციტი სრულებით აღარ ჩანს და პლაგიოკლაზის ნატეხები მეტწილად ინტენსიურად პელიტიზებული ალბიტით და ოლიგოკლაზ-ალბიტით არის წარმოდგენილი.

პირველადი პიროკლასტური მასალის მცირე რაოდენობა გვხვდება ზედა ჰორიზონტის კირქვებში სამხრეთ პერიფერიაზე თითქმის ყველგან, მაგრამ მეტწილად უმნიშვნელო რაოდენობით. ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე კი ასეთივე ხასიათის ტუფური მასალა შეგვხვდა სოფ. გვირგვინას მიდამოებში, მაგრამ აქ უკვე ქვედა ჰორიზონტებში, თუ მოვიგონებთ, რომ სამხრეთი პერიფერიის კირქვები სტრატиграფიულად ჩრდილო-აღმოსავლეთი პერიფერიის მერგელებისა და არგილიტების ექვივალენტებია, ნათელი გახდება, რომ პიროკლასტური მასალა ორივე შემთხვევაში სტრატиграფიულად ერთსადაიმავე დონეზე გვხვდება და ზედა ლიასურ დროს უპასუხებს.

ამრიგად, დადგენილად უნდა ჩაითვალოს, რომ ვულკანური მოვლენები უკვე ზედა ლიასურში დაწყებულია. უდავოა, ეს იმ ვულკანიზმის დასაწყისია, რომელმაც ბაიოსში მძლავრი ვულკანოგენური წყება შექმნა.

#### 5. ლიასური ნალექების ძველბაზის სუბსტრატის ლითოლოგია

ლიასური ნალექების მკვებავი სუბსტრატის პეტროგრაფიული აღნაგობის თავისებურების გარკვევა თანამედროვე მასივის პეტროგრაფიული შედგენილობის ცოდნას მოითხოვს. ჩვენ ამ მიზნით ძირითადად ლიტერატურული წყაროები გამოვიყენეთ და აგრეთვე ჩავატარეთ მასივის ქანთა მძიმე და მსუბუქი ფრაქციების მინერალოგიური შედგენილობის შესწავლა დიფერენციალური და ფლუვიონტეგრაფიული ხერხით. ეს მონაცემები საკმაოდ ვრცლად არის გან-

ხილული ჩვენს შრომაში, რომელიც 1950 წელს გამოქვეყნდა [12], ამიტომ აქ ამ საკითხს მხოლოდ მოკლედ შევეხებით.

თანამედროვე ძირულის მასივში შემდეგი ფორმაციები გამოიყოფა: ა) მეტამორფული კომპლექსი, წარმოდგენილი კრისტალური ფიქლებისა და ფილიტების წყებებით და ბ) კალედონიურ ოროგენეზისთან დაკავშირებულ ინტრუზივები. მეტამორფულ კომპლექსში შემავალი წყებები უძველეს გეოსინკლინურ ნალექებს უნდა წარმოადგენდეს და ხნოვანებით კამბრიულზე და კამბრიულსწინა დროზეა მიკუთვნებული. ამასთან აღსანიშნავია, რომ კრისტალური ფიქლების წყების დიდი ნაწილი მაგმის ინტენსიური ინექციით მიგმატიტებად გადაქცეულა. ფიქლების ის ნაწილი, რომელსაც ეს პროცესები არ შეხებია, ვავრცელებით დამორჩილებულ როლს თამაშობს და მეტწილად ლინზისებური სხეულების სახით არის წარმოდგენილი. ასეთ უბნებში ძირითადად ქარსფიქლებს ვხვდებით, რომელთა შორის გამოირჩევიან: ბიოტიტიანი, მუსკოვიტ-ბიოტიტიანი, კვარციტული, გრანატ-ქარსიანი, ნაკლებ მეტამორფული მუსკოვიტ-სერიციტიანი და ქლორიტ-სერიციტიანი ფიქლები.

ამავე კომპლექსში ამფიბოლიტები და ნორმული პარაგენეზებიც აღინიშნება, ფიქლების ეს სახეობანი გამდიდრებულია გრანატიტით, სილიმანიტით და კორდიერიტით.

ფილიტების წყებაში ფიქლების თითქმის ყველა სახესხვაობა გვხვდება. აქ არის სუსტად სახეშეცვლილი თიხიანი და ნახშირიანი ფიქლები და ინტენსიურად მეტამორფული ქარს-ფიქლებიც.

კალედონიურ ოროგენეზისთან დაკავშირებულ ინტრუზივებში გამოიყოფა: კვარციანი დიორიტები (მეტწილად გნეისისებური), ჰიპერბაზიტები და პირველადი გაბროები, ვარდისფერი გრანიტები მათთან დაკავშირებული გაბრო-დიბაზებითა და აპლიტ-პეგმატიტებით.

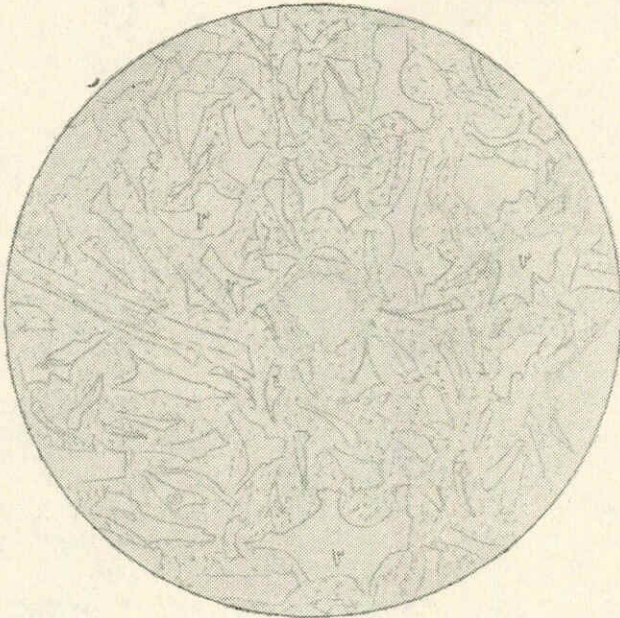
მასივის შემადგენელი ძირითადი ტიპების დიფერენციალური და ფლუვიონტეგრაალური ხერხით შესწავლამ გვიჩვენა, რომ კრისტალური ფიქლების მძიმე ფრაქცია ბიოტიტის დიდი შემცველობით ხასიათდება. ფილიტები საკმაოდ განსხვავდება კრისტალური ფიქლებისაგან და ხასიათდება მადნეული მინერალების და ქლორიტის ჭარბი შემცველობით. გნეისებური კვარციანი დიორიტების მძიმე ფრაქცია კრისტალური ფიქლებისაგან ბევრად არ განირჩევა, რაც იმით უნდა აიხსნას, რომ კვარციან დიორიტებში კრისტალურ ფიქლების რელიქტური უბნები მნიშვნელოვან ადგილს იჭერს; ამიტომაცაა, რომ ბიოტიტი აქაც საკმაოდ რაოდენობით გვხვდება, მაგრამ კრისტალური ფიქლებთან შედარებით მისი მძიმე ფრაქცია აპატიტის მეტ რაოდენობას შეიცავს. ამ ქანებიდან მკაფიოდ გამოიყოფა გრანიტ-მიგმატიტები, რომელთათვის ეპიდოტ-ციოზიტის დიდი კონცენტრაცია და მდგრადი მინერალების მნიშვნელოვანი შემცველობაა დამახასიათებელი. ვარდისფერი გრანიტები აპატიტის ჭარბი შემცველობით ხასიათდება, ხოლო გაბროები და გაბრო-ამფიბოლიტები, მასივის სხვა ქანებისაგან განსხვავებით, მძიმე ფრაქციაში დიდი რაოდენობით შეიცავს რქატყუარას.

ამრიგად, ზემოთქმულიდან ჩანს, რომ ლიასისწინადროინდელი ქანები

შემდეგი მინერალოგიური ასოციაციით ხასიათდება: ბიოტიტი, ეპიდოტ-ციოზიტი, ჩვეულებრივი რქატყუარა, მეტად მცირე რაოდენობით მდგრადი მინერალი და აპატიტი. რაც შეეხება სხვა მდგრად მინერალებს: გრანატს, ტურმალინს, რუტილს და სხვა, მათ აქ უმნიშვნელო რაოდენობით ვხვდებით და მკვებავი არის ხასიათის დადგენისათვის გადამწყვეტი მნიშვნელობა არა აქვთ.

ასეთია ძირითადად ამჟამად დენუდაციის არეში მოქცეული ლიასის წინა-დროინდელი ქანების პეტროგრაფიული ბუნება.

ლიასის ტერიგენული ნალექების მკვებავი არის ლითოლოგიური ბუნების თავისებურება პირველყოფლისა ამ ნალექების ჩვეულებრივი პეტროგრაფიული შესწავლის გზით შეიძლება იქნეს გარკვეული. მასივის ფარგლებში წარმოდგენილი ნალექებიდან ამ მხრივ საყურადღებო აღმოჩნდა ქვიშაქვების ფაციესი და მასთან დაკავშირებული ფუძის კონგლომერატები, რომლებიც თითქმის ყველგან გვხვდება, სადაც ტექტონიკურ აშლილობას არა აქვს ადგილი.



სურ. 10. ვიტროფირული ტუფი კონგლომერატის ქვარგვადიდან.

Y—ვეულკანური მიწის ნატეხები. ნიკ. II. გად. 26X

კონგლომერატის ქვარგვალეების შესწავლამ გვიჩვენა, რომ კენჭების 79—80% კარგად დამრგვალებულ კვარცხორფირებს და, ნაკლებად, მის ტუფებს მიეკუთვნება. კენჭების დანარჩენი ნაწილი მიკროპეგმატიტებზე, ძარღვის კვარცხე და, იშვიათად, კვარციან დიორიტებზე მოდის. გარდა ამისა ორხევის და ბჟინევის მიდამოებში ნაგორებ კენჭებს შორის მეტად გამკვრივებული, წვრილმარცვლოვანი კვარციანი ქვიშაქვებიც შეგვხვდა. ეს ქვიშაქვები კვარცი-ტული ჰაბიტუსისაა, შედგება მკაფიოდ ტალღობრივ კვარცისა და სერიცი-

ტული ცემენტისგან; ცემენტი საკმაოდ ბევრია და კვარცის მარცვლების კოროზიას ახდენს; ქანში მინდვრის შპატის ნიშნებიც კი არა ჩანს. ამავე კონგლომერატებში (ორხევის ჭრილი) კვარცპორფირული წყების ნაგორებ კენჭებს შორის ყურადღებას იპყრობს მორუხო ფერის ქვარგვალი (სურ. 10), რომელიც მიკროსკოპში ტიპური ვიტროფირული ტუფი აღმოჩნდა, მაგრამ საყურადღებო, აქ ისაა, რომ ტუფში კარგად დამრგვალბული, მჭიდრო აგებულების კვარციანი ქვიშაქვის მარცვლებიც არის მოყოლილი. ქვიშაქვის ეს მარცვლები კვარციტული იერის მქონეა. აშკარაა, რომ ეს მარცვლები შემცველ მინებრივ ტუფზე აღრინდელი დანალექი წყებიდან არის წარმომდგარი.

თითქმის ყველგან კონგლომერატების ცემენტი არკოზული მასალითაა წარმოდგენილი და კონგლომერატების ზევით მომდევნო არკოზული ქვიშაქვებისაგან თითქმის არაფრით განსხვავდება; ამავე დროს ცემენტის მასის მთავარ შემადგენელ კომპონენტს ეფუხიური და გრანიტული კვარცი წარმოადგენს. მინდვრის შპატებიდან საკმაოდ სალი მიკროკლინი და ოლიგოკლაზი გვხვდება. ქარსების ჯგუფიდან უმთავრესად მუსკოვიტს ვხვდებით. ამრიგად, კონგლომერატის რიყის ქვები და მათი ცემენტიც თითქმის მთლიანად მჟავე ქანების—კვარცპორფირების, გრანიტებისა და კვარციანი დიორიტების დაშლით არის წარმოშობილი.

კონგლომერატების ზევით მდებარე ქვიშაქვები სუფთა არკოზებს როდი წარმოადგენს,—მათში გრანიტულ და კვარციან-დიორიტულ მასალასთან ერთად კვარცპორფირების და იშვიათად კვარციტული ფიქლის ნატეხებს ვპოულობთ; მაგრამ, რადგან ეს მასალა მხოლოდ კრისტალური ფუძის ქანების გადარეცხვის ხარჯზეა წარმოშობილი, ჩვენ ამ ქვიშაქვებს მაინც არკოზულ ქვიშაქვებს ვუწოდებთ: ისინი ძირითადად კვარცპორფირებისა და გრანიტ-დიორიტების დაშლით არის მიღებული.

სტრატиграფიულად ზევით მომდევნო პსამიტ-ალევიტული ქვიშაქვები ქანების ნატეხებს აღარ შეიცავს; მათში მთავარი შემადგენელი კომპონენტები კვარცი და ქარსია; მინდვრის შპატი ძლიერ ცოტაა და ამავე დროს შეცვლილიც. ამ ქვიშაქვების ცემენტი მეტ შემთხვევაში ქლორიტულია, იშვიათად კი თიხოვან-სერიციტული. ქვიშაქვის მთავარი მასა აქაც იმგვარივეა, როგორც ქვეშმდებარე არკოზული ქვიშაქვებისა, მხოლოდ იმ განსხვავებით, რომ ახლა კვარცისა და მუსკოვიტისაგან შექმდგარი საკმაოდ წვრილმარცვლოვანი, უფრო მეტად ალევრიტული ხასიათის მასალა გვაქვს. კვარცი აქაც ორგვარი ხასიათისაა—ეფუხიური და გრანიტული. კარგად ჩანს, რომ ამ ქვიშაქვების მასალის წყარო გრანიტები, კვარციანი დიორიტები და კვარცპორფირული წყებია.

რაც შეეხება კირქვიან ფაციესს, აქ მართალია ძლიერ ცოტას, მაგრამ მაინც ვხვდებით გრანიტული მასალის აშკარა ნიშნებს.

სხვანაირი სურათი გვაქვს ამ მხრივ მასივის ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე გავრცელებულ ქვიშაქვებისა და მერგელოვან არგილიტურ წყებაში. აქ ქვიშაქვების მთავარი მასალა არკოზულია და წარმოდგენილია მოხაიკური კვარციტით, კალიშპატიტით, ოლიგოკლაზით, მუსკოვიტითა და ზოგჯერ ბიოტი-

ტი; ეფუზიური კვარცი მხოლოდ ერთ ადგილას იქნა ნახული. ჩრდილო-აღმოსავლეთ ზოლში ყველგან ეფუზიური კვარცის და საერთოდ კვარცპორფირული მასალის არარსებობა და აგრეთვე უხეშმარცვლოვანი ქვიშაქვების მხოლოდ არკოზული, და არა გრაუვაკური, ბუნება, სადაც მსხვილ, ნაგორებ მასალაში. მხოლოდ გრანიტული ელემენტებია წარმოდგენილი, საფუძველს გვაძლევს დავასკვნათ, რომ ჩრდილო-აღმოსავლეთ ზოლში წარმოდგენილი ლიასური ნალექებისათვის მასალა ძირითადად გრანიტების გადარეცხვის ხარჯზე წარმოიშობოდა და, მაშასადამე, ამ დროს აქ მხოლოდ გრანიტები იყო გაშიშვლებული. ერთ ჭრილში ეფუზიური კვარცის პოვნა შესაძლოა ავსხნათ გრანიტებთან დაკავშირებული ძარღვული კვარცპორფირების გარდარეცხვით, რადგან ამ მასალის მხოლოდ ცალკე უბანში და მცირე რაოდენობით პოვნა მისი წყაროს უმნიშვნელოდ გავრცელებაზე მიუთითებს. ამგვარად, როგორც მოყვანილი ფაქტები გვიჩვენებს, კვარცპორფირული წყება მასივის ამ ნაწილში თავიდანვე არ ყოფილა წარმოდგენილი. ამასთან დაკავშირებით ახლა შეიძლება განვიხილოთ ამ წყების (კვარცპორფირული წყების) გეოგრაფიული გავრცელების საკითხი. ჩვენს ხელთ არსებული მასალის ანალიზი ამ საკითხზე საკმაოდ გარკვეულ პასუხს იძლევა.

მასივის დასავლეთ პერიფერიაზე კვარცპორფირულ, ანუ ქვედა ტუფოგენურ, წყებას ამჟამადაც ფართო გავრცელება აქვს ნარულის, ყვირილის და ძირულის ხეობებში. ამავე დროს, ხსენებულ მდინარეთა აუზში წარმოდგენილი მდინარეული წარმოშობის ლიასური ნალექების ქვიშაქვების ფაციესი მდიდარია კვარცპორფირული მასალის საკმაოდ დამრგვალებული კენჭებით, ეს გარემოება ამ წყების შუა ლიასისწინა დროში უფრო ფართოდ გავრცელებაზე მიგვითითებს. შრომის ზოლიდან აღმოსავლეთ და სამხრეთ მიმართულებით კვარცპორფირული წყების გამოსავლები ამჟამად არსად გვაქვს, მაგრამ ამ წყების ნაგორები მასალა ლიასის ფუძის ფორმაციაში ყველგან საკმაოდ მდიდრად არის წარმოდგენილი. საკმარისი იქნება მივუთითოთ, რომ მარტო ორხევისა და ქარტალის ლელის ხეობებში, მოლითის და სურამის რაიონებში, ლიასის ფუძის კონგლომერატული მასალის 80% კვარცპორფირებისა და მისი ტუფებისაგან შედგება. რადგანაც ამ ხასიათის მასალა აღმოსავლეთ, სამხრეთ და სამხრეთ-დასავლეთ პერიფერიებზე უწყვეტლივ გვაქვს, ამიტომ ბუნებრივია დაეუშვათ, რომ მასივის ამ პერიფერიებზე წარსულში შუა ლიასისწინა კვარცპორფირულ წყებას, ანუ ქვედა ტუფიტებს, საკმაოდ ფართო გავრცელება ჰქონდა. რაც შეეხება მასივის ჩრდილო პერიფერიას, იქ ეს წყება ამჟამადაც ფართო გავრცელებით სარგებლობს, ხოლო ლიასის წინ, აღმოსავლეთი მიმართულებით, იგი, როგორც ჩანს, მდ. დუმალის ხეობამდე აღწევდა.

ახლა ვნახოთ, რა შედეგს იძლევა ლიასური ნალექების ტერიგენული კომპონენტების მინერალოგიური ანალიზი. თავიდანვე უნდა აღვნიშნოთ, რომ შესწავლილ ნალექებში მინერალთა თითქმის ერთგვაროვანი ასოციაცია გვაქვს. მძიმე ფრაქციების მინერალებიდან წარმოდგენილია: პირიტი, ჰემატიტი, მაგნეტიტი, ლიმონიტი, მდგრადი მინერალი, გრანატი, ტურმალინი, რუტილი, შპინელი, აპატიტი, ტოპაზი, ანატაზი, მონაციტი, სტავროლითი, მარგარი-

ტი, ბარიტი, ავეტი, რქატყუარა, ეპიდოტ-ცოიზიტი, ბიოტიტი, ქლორიტი, კარბონატი (სიდერიტი).

მსუბუქ ფრაქციაში შედის: კვარცი, კალიშპატი (მიკროლინი), პლაგიოკლაზი, მუსკოვიტი, ქლორიტი.

მინერალთა ამ სიაში, თუ მხედველობაში არ მივიღებთ მადნეულ მინერალებს, რომელთა დიდი ნაწილი შემცველი ნალექების სინგენეტურია, უმთავრესად მთავე ქანებისათვის (გრანიტული და გაბრო-დიორიტული) დამახასიათებელი მინერალთა ასოციაცია გვაქვს. გამონაკლისს წარმოადგენენ სტავროლითი, გრანატი და მარგარიტი, რომლებიც მეტამორფული კომპლექსის ქანებიდან არიან მოტანილი.

მიმე ფრაქციის ზოგიერთი დამახასიათებელი კომპონენტის ცვალებადობა %-ში ლიასურ ნალექებში

ცხრილი 6

№ რიგზე	ადგილების დასახელება	მინერალები								
		პიროტი	სხვადასხვა მადნეული	მდგარი მინერალი	ავეტი	რქატყუარა	ეპიდოტ-ცოიზიტი	სტავროლითი	მარგარიტი	
1	მდ. ნარულა . . . . .	34	3,6	1,6	0,7	0,3	1,1	2,84	—	
2	მდ. ყვირილა . . . . .	1,54	67,1	6,6	4,9	1,8	0,5	—	—	
3	სოფ. წიფლავაკე . . . . .	1,1	30,6	44	2	0,1	1	1,5	3,3	
4	გლინაის ღელე . . . . .	8,58	18,5	14,1	0,2	0,2	0,7	—	—	
5	სოფ. შროშა . . . . .	10,9	32,6	23,5	0,2	0,3	0,7	—	—	
6	მდ. საქარია . . . . .	17,7	60	9,5	0,8	0,7	0,17	—	—	
7	მდ. ბეინეურა . . . . .	0	41,4	16,5	1,8	0	0,1	—	—	
8	მდ. ჩხრიალეთი . . . . .	45,9	24,2	17,7	0	0,55	0	—	—	
9	მდ. ლადვანთას წყალი . . . . .	19,2	5,76	6,4	1,2	0,9	0,4	—	1,6	
10	მდ. ვახანისწყალი . . . . .	30	32	7	2	0,7	0,07	—	—	
11	მარეღისის ქედი . . . . .	15,4	46,2	11,6	0,11	0,3	—	—	—	
12	მდ. კარტალა . . . . .	18,8	34,8	23,2	0,2	0,9	0,05	—	—	
13	მდ. ორხევი . . . . .	7,8	58,9	23,1	5	0,08	0,34	—	—	
14	მდ. ხევა-კობთან . . . . .	65,6	12,8	11,7	0,8	0,5	1,13	—	—	
15	სოფ. კაცხი . . . . .	0	32,3	2,2	0,2	—	—	—	—	
16	სოფ. სალიეთი . . . . .	0,08	89	2,3	6,5	—	0,2	—	—	
17	მდ. დუმალა . . . . .	46	11,9	18,1	0	6	1,08	5,5	—	
18	მდ. კარტაულა . . . . .	40	18,8	27,6	0,3	0,15	0,4	—	0,6	
19	ძირულა-ჩონთო . . . . .	42,05	20,8	20,6	0,6	0,1	0,8	—	—	
20	მდ. ჭერათხევი . . . . .	21	36,5	8,9	0,15	0,15	3,04	—	—	
21	მდ. ოტრია . . . . .	20,6	29,2	28,8	0,13	0,4	0,9	—	—	
22	სოფ. გვირგვინა (მდ. ლოპანის-წყალი) . . . . .	18,65	52,4	5,2	3,7	1,1	0,8	—	—	
23	მდ. ფრონე . . . . .	44,3	45	3,2	3,0	—	1	—	—	

გრანატებისა და გრანოდიორიტებისათვის დამახასიათებელ მძიმე მინერალთა ასოციაციებში მინერალურ სახეთა მეტი წილი უმნიშვნელო რაოდენობითაა წარმოდგენილი და საშუალოდ 1%-ზე ნაკლებია. ამიტომაც მათი საშუალებით რაიმე პალეოგეოგრაფიული საკითხის გადაწყვეტა ძნელია; ასეთი მინერალებია: ტურმალინი, რუტილი, შპინელი, აპატიტი, ტოპაზი, ანატაზი, ბარიტი, რქატყუარა და სხვ., რომლებიც ერთეულ მარცვლებად თუ გვხვდებიან.

ძირულის მასივის ლიასური ნალექებისათვის დამახასიათებელ მინერალთა მეტ-ნაკლებად მულმივი ასოციაცია ქვემოთ მოყვანილ ცხრილშია მოცემული (ცხრილი 6).

ცხრილიდან კარგად ჩანს, რომ ავგიტს, რქატყუარას და ეპიდოტ-ციოზიტის ჯგუფის მინერალებს, უმნიშვნელო რაოდენობასთან ერთად, გავრცელებაში არაკანონზომიერება ახასიათებს. ასე მაგ., ავგიტის რაოდენობა მეტ შემთხვევაში 1%-ზე ნაკლებია. მაგრამ ყვირილაზე, ბჟინევში, ლალვანთაზე, ვახანში, ორხევში, სალიეთში, გვირგვინაში და ფრონეზე მისი რაოდენობა ოდნავ იზრდება და ზოგჯერ 5—6%-მდე აღწევს. ავგიტის რაოდენობის ზრდა ამ ადგილების ლიასურ ნალექებში ზედა ლიასურში ტუფური მასალის გამოჩენით არის გამოწვეული. რაც შეეხება რქატყუარას, იგი ავგიტთან შედარებითაც კი ძლიერ ცოტაა და მხოლოდ ორ კრილშია 1%-ზე მეტი, ამასთან ორივე შემთხვევაში იგი ავგიტთან ერთად ტუფურ მასალასთან არის დაკავშირებული. სრულიად არაკანონზომიერი განაწილება ახასიათებს ეპიდოტ-ციოზიტს, რომლის რაოდენობა ბევრ ადგილას ნულამდე ჩამოდის და სულ რამდენიმე შემთხვევაშია 1%-ზე მეტი. საყურადღებოა ის გარემოება, რომ მათ შესამჩნევი რაოდენობით იქ ვხვდებით, სადაც ამჟამად მიგმატიტების გამოსაკლები ვაჟკეს.

როგორც ჩანს, ლიასისწინა სუბსტრატში მიგმატიტები უზნობრივად იყო გაშიშვლებული და სწორედ ისინი წარმოადგენდა წყაროს ეპიდოტ-ციოზიტისას, რადგან მათ გარდა სხვა ქანების მძიმე ფრაქციებში ჩვენ მიერ ეპიდოტ-ციოზიტი არ ყოფილა აღნიშნული. ანალოგიური სურათი ჩანს სტავროლითისა და მარგარიტის გავრცელებაში. ეს კომპონენტები მხოლოდ ზოგიერთ ადგილას გვხვდება. მათი სპორადიული გამოჩენა, ეპიდოტ-ციოზიტის მსგავსად. მიგვითითებს იმაზე, რომ ლიასის წინ მეტამორფული კომპლექსი მცირე ფართობს ფარავდა. ალბათ, ნაწილობრივ მაინც, ამავე მიზეზით უნდა აიხსნას ლიასის ნალექებში ბიოტიტის მეტისმეტი სიმცირე, რადგან კრისტალური ფიქლების მთავარი კომპონენტი, როგორც ზემოთ აღვნიშნეთ, სწორედ ბიოტიტია.

მოდენულ მინერალებს (პირიტი, ჰემატიტი და ლიმონიტი) თითქმის ყველგან საკმაო რაოდენობით ვხვდებით. ისინი უმთავრესად ალვერიტული ქვიშაქვებისა და კირქვიანი ფაციესისათვის არის დამახასიათებელი. მკვებავი არის თავისებურების გარკვევისათვის ამ კომპონენტებს ნაკლები მნიშვნელობა აქვთ, რადგანაც პირიტი და ჰემატიტი შემცველი ნალექების სინგენეტურია, ხოლო ლიმონიტი, პირიქით, ეპიგენეტური წარმონაქმნია და მათი დაჟანგვის

ხარჯზეა გაჩენილი. ზოგიერთი მათგანის გენეზისზე ჩვენ ცალკე გვაქვს გამოთქმული ჩვენი მოსაზრებანი, ამიტომ მათ შესახებ აქ აღარას ვამბობთ.

მძიმე ფრაქციის მინერალთა შორის ყველაზე მეტ ინტერესს მდგრადი მინერალი იწვევს. ეს მინერალი, მისი საგრძნობლად გაზრდილ რაოდენობასთან ერთად, მორფოლოგიური თვალსაზრისითაც საინტერესოა.

ჩვენ მიერ შესწავლილ ნალექებში მდგრადი მინერალი ძირითადად ორგვარია. მის ერთ ნაწილს გრძელპრიზმული აგებულება და ბოლოებზე მკაფიოდ გამოსახული პირამიდული წახნაგებით შემოფარგულა ახასიათებს. ზოგჯერ ოვალურ ბუშტულებს და პრიზმულ კრისტალების ჩანართებს შეიცავს. ასეთი კრისტალების წახნაგებს გლუვი, გამჭვირვალე ზედაპირი აქვთ. წიბოები და კუთხეებიც ჩვეთრად აქვთ გამოხატული.

მეორეგვარი სახესხვაობა, რომელიც რაოდენობით პირველს ქარბობს, მოკლეპრიზმული ჰაბიტუსისაა, პირამიდული წაწვეტება ბოლოებზე მასაც ენჩნევა, მაგრამ წიბოები აღარსად უჩანს. ამათ გვერდით ისეთი მარცვლებიც გამოირჩევა, რომელთაც იდეალურად მომრგვალებული ფორმა აქვს. ასეთი ფორმები უმთავრესად წვრილ კრისტალებს ახასიათებს. ზოგის აზრით, ამგვარი მორფოლოგია მაგმური კორაზიით ანუ, როგორც ამბობენ ხოლმე, „შემოღობით“ აიხსნება. ასეთი ფორმის მინერალს სრულკრისტალურ ქანებში აღნიშნავენ როგორცაა, მაგალითად, მისაკიტები და სხვ. რამდენად სწორია ამგვარი შეხედულება, ჩვენ ამაზე გადაწყვეტი პასუხის გაცემა არ შეგვიძლია; ერთი კია, რომ ამ შეხედულების სისწორე გადასინჯვას მოითხოვს, რადგან ამ მინერალის შემცველ მთელ რიგ მაგმურ ქანებში ასეთ მოვლენას მეტ შემთხვევაში აღვიღო არ აქვს. კერძოდ, ჩვენ მიერ შესწავლილ მჟაფე კრისტალურ ქანებში დაპრევალებული მდგრადი მინერალი ვერსად ვიპოვეთ და ამიტომ ჩვენთვის ეხლაც საძებარია მისი წყარო, ჩვენი აზრით, ამ მინერალის მორფოლოგიის თავისებურება შესაძლოა მისი გორვითი დამრგვალების შედეგი იყოს და არა მაგმური კორაზიისა. თუ კი ეს ასეა, მაშინ დამრგვალებული მინერალის წყარო მასივის შემადგენელი კრისტალური ქანები კი არ არის, არამედ რომელიღაც ძველი დანალექი წყება, რომელიც ლიასურამდე არსებობდა. ამ აზრის სასარგებლოდ ის ფაქტიც ლაპარაკობს, რომ ჭერათხევის ხეობაში გრანიტზე უშუალოდ განლაგებულია არა არკოზული, არამედ კვარციანი ქვიშაქვები. ცხადია, გრანიტული მასივის დეზინტეგრაციის პროდუქტების აქვე მახლობლად დალექვის პირობებში შეუძლებელი იქნებოდა ამგვარი არა-არკოზული ქვიშაქვის წარმოშობა. ამიტომ სავსებით ლოგიკურია დასკვნა, რომ ეს კვარციანი ქვიშაქვები წარმოიშვა რომელიღაც ძველი დანალექი წყების გადარეცხვის შედეგად. ამ ძველი წყების არსებობის სასარგებლოდ ლაპარაკობს ლიასური ნალექების ფუძის ფორმაციაში კვარციანი ქვიშაქვების ქვარგვლების პოვნა და აგრეთვე კვარცპორფირული წყების ვიტროფირულ ტუფებში ამგვარივე ქვიშაქვების კენჭების დადგენა. რაც შეეხება მდგრადი მინერალის სრულწახნაგოვან სახეობას, იგი კვარცპორფირული წყებისათვის არის დამახასიათებელი, რაც დასტურდება კვარცპორფირების მძიმე ფრაქ-



ციებში შესამჩნევი რაოდენობით წახნაგებშენარჩუნებული ფორმების არსებობით.

მასივის სამხრეთ-დასავლეთ და აღმოსავლეთ პერიფერიულ ზოლში ძირითადად გვაქვს მდგრადი მინერალი, რომელსაც ყველა კუთხეები კარგად აქვს შენარჩუნებული და გადამუშავების ნიშნები არ ეტყობა. ჩრდილო-აღმოსავლეთ ზოლში კი ეს მინერალი დამრგვალებულია. თუ მოვიგონებთ ზემოთქმულს, რომ ამ დაუმუშავებელი მინერალის წყარო კვარცპორფირული წყებაა, მაშინ უდავო იქნება დასკვნა, რომ კვარცპორფირული წყება არ იყო გავრცელებული მასივის მხოლოდ ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე და რომ მისი პერიფერიის დანარჩენ ნაწილებში ეს წყება მნიშვნელოვან ფართობს ფარავდა.

ახლა საჭიროა რამდენიმე სიტყვით ითქვას ზოგიერთი სხვა კომპონენტის შესახებ.

დიფერენციალური და ფლუვიონინტეგრალური მეთოდის გამოყენებით დადგინდა იქნა ზოგიერთი კომპონენტის მჭიდრო გენეტიური კავშირი ამა თუ იმ ტიპის ქანთან. მაგ., კრისტალური ფიქლებისათვის დამახასიათებელი ფრაქცია ბიოტიტიანია, გაბროებისა და ამფიბოლიტების კი — რქატყუარაინი.

როგორც ზემოთქმულიდან ჩანს, ამ კომპონენტთა რაოდენობა ლიასურ ნალექებში უმნიშვნელოა, ხოლო ზოგჯერ ისინი სრულიადაც არ გვხვდება. ბიოტიტის არარსებობა ქრილებში გაუგებარი რჩება, რადგან მისი შემცველი ქანები ლიასისწინა დროში არსებობდა და ირეცხებოდა კიდევ. მაშ როგორ უნდა ავხსნათ ბიოტიტის არარსებობა ამ ქანებში. ექვს გარეშეა, რომ ბიოტიტის ერთი ნაწილი გაუფერულდა და მუსკოვიტს დაემსგავსა. ამ გარემოებაში კი მისი ცალკე გამოყოფა გააძნელა, რის გამო ბიოტიტის ნაწილი მუსკოვიტთან ერთად გვაქვს ნაანგარიშევი; ბიოტიტის გაუფერულების მრავალი ფაქტი ჩვენ მიერ იყო აღწერილი როგორც შლიფებში, ისე ფრაქციებში. ამ მინერალის მეორე და ამავე დროს მთავარი ნაწილი დაიშალა და მეორადი ქლორიტი მოგვცა. ამგვარი ქლორიტული მასები კი მეტად დიდი რაოდენობით არის წარმოდგენილი კვარციან-ქარსიანი ქვიშაქვების ცემენტში. ამის საილუსტრაციოდ მოვიყვანოთ ზოგიერთი ადგილის ლიასურ ნალექებში მსუბუქი ფრაქციის მინერალური შედგენილობის ცვალებადობის ცხრილი (იხ. ცხრ. 7), საიდანაც კარგად ჩანს ქლორიტული მასების სიჭარბე.

რაც შეეხება ლიასურ ნალექებში ამფიბოლის არარსებობას ან მის უმნიშვნელო რაოდენობას, ეს იმით უნდა აიხსნას, რომ ლიასის წინ მისი შემცველი გაბროული ქანები, რომელთაც ამჟამად მცირე ფართი უჭირავთ, კიდევ უფრო უმნიშვნელოდ იყო გაშიშვლებული.

ყოველივე ზემოთქმულის საფუძველზე, ლიასისწინადროინდელი სუბსტრატი შემდგარი უნდა ყოფილიყო კვარციანი დიორიტების, გრანიტების, კვარცპორფირების, რომელიც დანალექი წყებისა და კრისტალური ფიქლებისაგან. უკანასკნელთ, მიგმატიტების ჩათვლით, შედარებით სხვებთან, უმნიშვნელო ადგილი ეკავათ. ამიტომ ლიასური ნალექების ძირითად მკვებავ

მსუბუქი ფრაქციის ხასიათი ძირულის მასივის ზოგიერთი ადგილის ლიასური ნალექებში  
ცხრილი 7

ადგილ. დასახელება	ნომრების №№	ნალექების ტიპები	კვარცი % -ში	კალიშხატი % -ში	პლაგიოკლაზი % -ში	თიხა-ქლორიტული მასები % -ში	ლორჯანული ნივ-თიერება % -ში	კარბონატი % -ში	თიხის აგრეგატული მიწვალის % -ში	მუსკოვტი % -ში
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	2	წითელი კირქვა	—	—	2	—	—	—	98	—
	2 <sup>1</sup>	კრისტალური კირქვა ზოლის სახით	—	—	15	85%	—	—	—	—
	4	მერგელი ტუფური მასალით	2	—	1	—	—	97	—	—
	5	ქარსიანი ალვერიტული ქვიშაქვა	2	—	3	95	—	—	—	—
	6	კლასტური თიხიანი კირქვა	—	—	3	97	—	—	—	—
	8	ქვიშიანი კირქვა	5	—	1	90	—	—	—	4
	9	ალვერიტული ქვიშაქვა	25	—	2	—	—	2	51	20
	11	კირქვიანი ალვერიტული ქვიშაქვა	17	—	16	50	—	—	—	17
	12	არკოზულ-გრაუვაკური ქვიშაქვა	30	5	2	51	—	—	—	12
	98	არკოზ-კონგლომერატები	35	10	6	42	—	—	—	7
	99	არკოზ-კონგლომერატები	20	10	8	54	10	3	—	5
	100	წვრილმარცვლოვანი ქვიშაქვა	—	—	—	96	—	—	—	4
	101	ფიქლებრივი თიხა	10	2	—	73	—	2	—	8
	102	თიხა ცეცხლამძლე	—	—	—	100	—	—	—	—
	105	არკოზ-კონგლომერატი	20	19	10	41	—	—	—	10
	105	არკოზ. ქვიშაქვები	18	8	4	66	—	—	—	4
	106	"	31	6	11	45	—	—	—	7
	106	"	12	5	8	65	4	—	—	6
	107	არკოზ-კონგლომერატი	41	12	13	26	—	—	—	8
	107 <sup>3</sup>	ნახშირიანი ქვიშაქვა	45	6	13	28	—	—	—	8
	107 <sup>5</sup>	"	15	—	5	65	5	—	—	—
	108 <sup>2</sup>	რუხი კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	30	5	8	40	3	—	—	—
	108 <sup>3</sup>	"	35	5	20	30	5	—	—	10
	109	კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	28	15	10	33	5	—	—	10
	110	"	30	7	10	40	2	—	—	12
	113	რუხი კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	50	5	10	25	—	—	—	10
	114	მოწითალო ქვიშაქვა	30	2	12	—	—	—	38	10
	114 <sup>4</sup>	კირქვიანი ქვიშაქვა	15	—	5	—	—	—	70	1
	116	ოღნავ ქვიშიანი კირქვა	15	—	—	—	75	—	—	5
	117	წითელი კირქვა	20	20	—	—	60	—	—	0
	120	"	20	—	—	—	—	80	—	0
	130	კვარციანი ქვიშაქვა	45	28	5	18	—	—	—	13
	131	ქვიშიანი მერგელი	7	—	2	88	—	—	—	—
	132	არგილიტი	2	—	—	98	—	—	—	—
	133	მარცვლოვანი კირქვა	—	—	2	98	—	—	—	—
	134	სერიციტიანი არგილიტი	—	—	უმ. რ.	100	—	—	—	—
	135	ალვერიტული ქვიშაქვა	25	—	18	57	—	—	—	4
	136	არგილიტი	5	—	1,5	85,9	—	—	—	7
	139	ალვერიტული ქვიშაქვა და თიხა	13	—	2	78	—	—	—	5
	140	კვარც-არკოზული ქვიშაქვა	30	5	15	45	—	—	—	7
	366	კონგლომერატის ცემენტი	10	—	3	78	—	—	—	14
	367	არკოზული ქვიშაქვა	16	1	4	55	—	—	—	10
	368	რუხი მომწვანო ქვიშაქვა	18	2	—	70	—	—	—	11
	369	საშუალო მარცვლოვანი ქვიშაქვა	22	14	—	53	—	—	—	8
	372	კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	28	7	6	—	6	—	45	10
	374	ქარსიანი ქვიშაქვა	20	10	8	—	10	—	42	10
	375	"	38	18	16	18	—	—	—	—
	376	"	40	5	10	35	10	—	—	—
	377	კვარც-ქარსიანი ქვიშაქვა	46	5	10	32	—	—	—	7

წყაროს. კვარცპორფირები, ამჟამად გადარეცხილი დანალექი წყება, კვარციანი დიორიტები და გრანიტები წარმოადგენდა.

დასასრულ, საჭიროა აღინიშნოს, რომ ლიასურ ნალექებში ძირულის მასივის გადარეცხვის პროდუქტების როლის გამორკვევასთან დაკავშირებით ჩატარებულ სუბსტრატის ქანების მძიმე ფრაქციების მინერალურ შესწავლას მნიშვნელობა აქვს საერთოდ საქართველოს ბელტის პალეოზოოურის შემდგომი ნალექების მკვებავი წყაროს ხასიათის გარკვევისათვის. ამ მხრივ ეს ნაშრომი აუცილებელი საფეხურია საქართველოს დანალექი ქანების პეტროგრაფიული შესწავლის საქმეში.

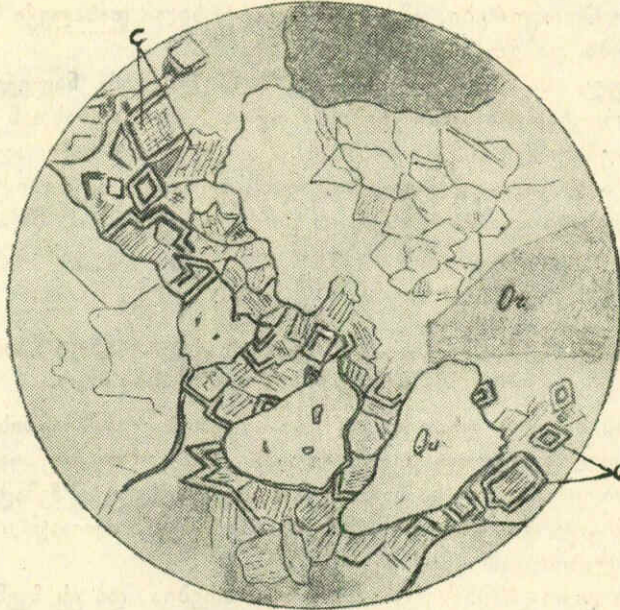
#### VI. ლიასურ ნალექებთან დაკავშირებული სხვადასხვა სახის ფორმების ზოგ საბადოთა გენეზისის საკითხისათვის

ძირულის მასივის ლიასურ ნალექებში ცნობილია შროშის ცეცხლგამძლე თიხების საბადო, რომელიც ჯერჯერობით არათუ საუკეთესოა, არამედ ფაქტიურად ერთადერთიცაა საქართველოში. აქვე გვხვდება ჰემატიტის საბადო, რომელიც ადრე კარგი ხარისხის რკინის სურინჯს იძლეოდა, მაგრამ შემდეგ მარაგის გამოლევის გამო მიტოვებულ იქნა.

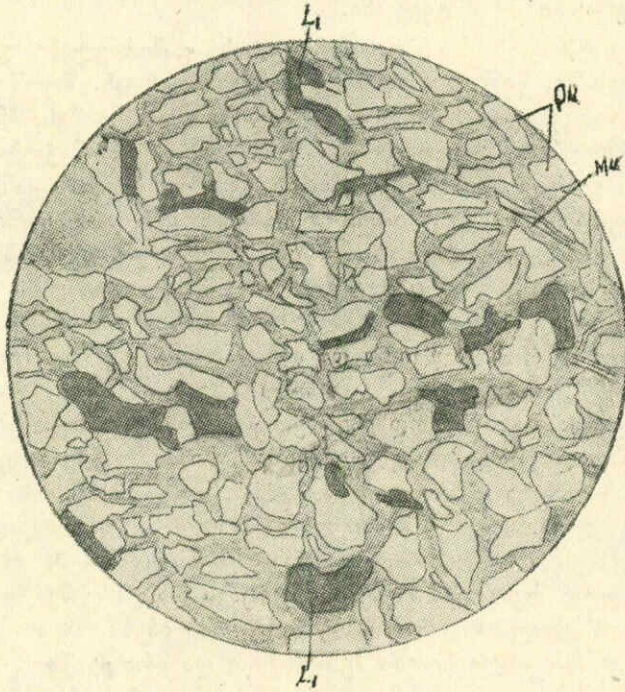
ჩვენ საბადოთა შესწავლა არ გვიწარმოებია და ეს ჩვენს მიზანს არც შეადგენდა, მაგრამ საბადოთა შემცველი წყების შესწავლასთან დაკავშირებით, ამ საბადოთა გენეზისის შესახებ გარკვეული აზრები დაგვებადა, რაც მიზანშეწონილად ვცანით აქ მოგვეყვანა.

ჰემატიტის საბადო. ჰემატიტის გამოსავლები გვხვდება სოფ. შროშაში, უბისაში, წიფლავაკისთან და სანახშირესთან. შროშის ლიასის შესწავლისას გამოირკვა, რომ ჰემატიტი ლიასურ ნალექებში შესამჩნევი რაოდენობით ჩნდება მხოლოდ წვრილმარცვლოვან ქარსიან ქვიშაქვების ზედა ჰორიზონტებში და ვრცელდება კირქვებში. მართალია, რკინის ქანგის კალკული ლაქები გვხვდება უფრო ქვევითაც, მაგრამ მას არა აქვს კავშირი ჰემატიტის საბადოსთან. მაგ., ჭერათხევის ლიასის ქვედა ჰორიზონტებში არკოზული ქვიშაქვების ცემენტში კალციტის კარგად განვითარებული რომბოედრები გვაქვს, რომელშიაც ზონალურად არის განწყობილი ლიმონიტი (სურ. 11). უნდა ვიფიქროთ, რომ კალციტი და ლიმონიტი აქ ერთდროული წარმონაქმნებია.

შროშის ლიასში მკაფიოდ ჩხვდავთ ქვევიდან ზევით ქანების ჰემატიტით თანდათან გამდიდრებას. პირველად ქვიშაქვაში გამოჩნდება ცემენტის ლაქბრივად ჩამნაცვლებელი ლიმონიტი (შლ. 113, სურ. 12); მისი როლი აქ სრულიად უმნიშვნელოა. ზევით ჰემატიტის როლი საგრძნობლად იზრდება და თიხოვან ცემენტს თითქმის მთლიანად აძევებს (სურ. 3). უფრო ზევით კი ქვიშაქვა მხოლოდ რკინოვან ცემენტს შეიცავს და ეს ცემენტი მეტნაკლებად მკაფიოდ გამოხატულ ოლითურ სტრუქტურას იჩენს. ასეთი ქვიშაქვის მთავარი მასა უკვე წარმოდგენილია ჰემატიტით და არა ქვიშით. მაგრამ ჰემატიტით უფრო მდიდარი უბნები მცირე ზომის ლინზების სახით გვხვდება კირქვებს შორის. ერთ-ერთი ასეთი ლინზიდან აღებული ნიმუშის მიკროსკოპ-



სურ. 11. კვარციანი-არკოზული ქვიშაქვა კრისტალური კალციტის ცემენტით. C—კალციტი ლიმონიტის რკალით; Qa—კვარცი; Or—ორთოკლაზი. ნიკ. II. გად. 26 X



სურ. 12. ალფერიტული ქვიშაქვა ლიმონიტის ლაქებით. Qa—კვარცი; Mu—მუსკოვიტი; L1—ლიმონიტი. ნიკ. II. გად. 26 X

ულმა შესწავლამ გვიჩვენა, რომ აქ ჰემატიტის მთავარი მასა ოოლითების სახითაა წარმოდგენილი, რომლებიც ზოგ უბნებში მჭიდრო გროვებს ჰქმნიან, სხვა უბნებში კი ოოლითები არეულია ნიჟარების ნამტვრევებთან, კვარცის მარცვლებთან და ჰემატიტის გარდა კალციტურ ცემენტსაც შეიცავს. კარგად ჩანს სხვადასხვა ორგანიზმების ნაშთების ჩანაცვლება ჰემატიტით, ნიჟარების სტრუქტურა კი სავსებით არის შენახული. შეგვხვდა მხოლოდ ერთი ოოლითი, რომელიც ჰემატიტისა და კალციტის შორიგეობით არის წარმოდგენილი. შეიძლება გვეფიქრა, რომ აქ კალციტის ოოლითის ჰემატიტით ჩანაცვლებასთან გვაქვს საქმე; მაგრამ უფრო ბუნებრივი იქნება ვიფიქროთ, რომ ეს ოოლითი გაჩნდა კალციტისა და ჰემატიტის ერთდროული გამოყოფის შედეგად, ე. ი. ჰემატიტის გამოყოფის გარკვეულ რითმულობასთან გვაქვს საქმე. ან კიდევ შესაძლოა ჰემატიტის ზოგი ზოლი შემდეგ ჩანაცვლა კალციტით, რადგან ლიასური კირქვების მთელ ზოლში კალციტის ოოლითები არსად არ შეგვხვედრია. ჩვენ ჩავატარეთ ჰემატიტის ოოლითების წყლის დაკარგვის ხასიათზე დაკვირვება. აღმოჩნდა, რომ 83°-მდე გახურებული მინერალი ჰკარგავს მხოლოდ 1,5% წყალს. ცხადია, რომ სუფთა ჰემატიტთან გვაქვს საქმე და რკინის წყლიანი ქანგები თითქმის სრულებით არ ურევია.

შროშის ჰემატიტები რომ ზღვიური წარმოშობისაა, ამას მტკიცება არ ესაქიროება, რადგან ისინი ზღვიური ფაუნის შემცველ კირქვებშია მოქცეული. მათი ოოლითური აღნაგობა, კავშირი ქვიშაქვებთან და დეტრიტულ კირქვებთან მიგვითითებს მათ უშუალო სანაპირო ზოლში წარმოშობაზე, რის შესახებაც ზემოთ იყო თქმული. რჩება მხოლოდ გასარკვევი რკინის წყაროს საკითხი. მკვლევარები საერთოდ ამ საკითხს ზოგად ფორმებში წყვეტენ: რკინის წყაროა პენეპლენიზებული ხმელეთის ქანების ინტენსიური ქიმიური გამოფიტვა, ზომიერი ან ტროპიკული ნესტიანი ჰავის პირობებში და აგრეთვე რკინის შემცველი სულფიდების დაშლა. ჩვენ შემთხვევაში კრისტალური მასივი და ქვედა ლიასური ვულკანოგენური ქანები იფიტებოდნენ და მათი დაშლის ხარჯზე წარმოშობილი რკინის დალექვამ გააჩინა ჰემატიტის ლინზები, მაშინ რატომ არა გვაქვს ჰემატიტი მეტ-ნაკლებად თანაბრად გავრცელებული სამხრეთი პერიფერიის ლიასური ნალექების მთელ ზოლში? ჩვენის აზრით, ჰემატიტის კონცენტრაცია შროშა-უბისის უბანზე აიხსნება აქ ქვედა ლიასური კონტინენტური წყების არსებობით, რომელიც უხვად შეიცავდა პირიტის კონკრეციებს და ზოგჯერ ლინზებსაც კი (მაგ., შროშის თიხებში). ამ პირიტის დაშლა, მასივის ქანებიდან გამოტანილ პირიტთან ერთად, იყო მიზეზი აღნიშნულ უბანზე ჰემატიტის საგრძობი დაგროვებისა. ხოლო სხვა უბანზე, სადაც რკინის ეს დამატებითი წყარო არ იყო, ზღვაში შემოტანილი რკინის ქანგი წვრილი ლაქების სახით ილექებოდა კირქვებთან ერთად და უკანასკნელთა წითლად შეფერვას იწვევდა, მხოლოდ ცალკე ჰემატიტის ლინზები კი არ მოუტია.

ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე ჰემატიტი არა გვაქვს, სამაგიეროდ აქ სიდერიტის კონკრეციები გვხვდება, ისიც საკმაოდ იშვიათად. ჩვენ მიერ ჩატარებული ერთი კონკრეციის ანალიზი შემდეგ სურათს გვაძლევს:

უხსნადი ნაშთი—30,48%, ხსნადი ნაწილი—69,52%.

როგორც ვხედავთ, კონკრეციის შემადგენელი მასის მნიშვნელოვანი ნაწილი უხსნადი მექანიკური მინარევია, რომელიც წარმოდგენილია პელიტური ფრაქციით.

ხსნადი ნაწილის ანალიზი შემდეგ სურათს გვაძლევს:

$Al_2O_3$ —5,60%;  $Fe_2O_3$ —3,33%;  $FeO$ —18,96%;

$CaO$ —12,28%;  $MgO$ —3,67%. ამ ანალიზის კარბონატებზე გადაანგარიშების შედეგად ვღებულობთ კონკრეციაში კარბონატების შემცველობის შემდეგ სურათს:  $FeCO_3$ —29,96%;

$CaCO_3$ —21,60%;  $MgCO_3$ —7,63%. ჩრდილო პერიფერიაზე სიდერიტის გაჩენა ზღვის მეტი სიღრმით და აღდგენითი პროცესების არსებობით აიხსნება, რის შესახებაც ზემოთ უკვე გვქონდა ლაპარაკი. მაგრამ რით უნდა ავხსნათ, რომ შედარებით სამხრეთ პერიფერიასთან აქ რკინის ნაერთები, თუნდაც სიდერიტის სახით გამოვლინებულნი, ასე იშვიათია. ჩვენ ვფიქრობთ, რომ ამის ძირითადი მიზეზი ისევ ქიმიური გამოფიტვის პროცესების, ჩრდილო-აღმოსავლეთ პერიფერიაზე სამხრეთთან შედარებით, ნაკლებ ინტენსივობაში უნდა ვეძიოთ, რაც აგრეთვე ადასტურებს ჩვენ მიერ ზემოთ ამავე საკითხზე მოყვანილ მოსაზრებას.

Г. С. ДЗОЦЕНИДЗЕ, Н. И. СХИРТЛАДЗЕ, И. Д. ЧЕЧЕЛАШВИЛИ

## ЛИТОЛОГИЯ ЛЕЙАССКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДЗИРУЛЬСКОГО МАССИВА

### Резюме

Лейасские отложения окаймляют Дзирульский массив со всех сторон в виде прерывистой полосы. Изучение всех выходов этой полосы показало, что везде лейас начинается крупнозернистыми песчаниками или конгломератами, которые выше переходят в средне- и мелкозернистые песчаники. На южной и югозападной периферии, а частично и на северной, лейас заканчивается известняками. Но на северо-восточной периферии известняки отсутствуют и мелкозернистые песчаники переходят в глинисто-мергелистые породы, пачки которых чередуются с подчиненными прослоями мелкозернистых слюдястых песчаников.

Материал конгломератов и песчаников состоит, главным образом, из продуктов размыва кислой эффузивной толщи: кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров. Обломки гранитов попадают в подчиненном количестве. Выше роль гранитного материала возрастает и не редки слои почти чистых аркозовых песчаников.

В лейасе окрестностей сел. Шроша нами установлено наличие континентальной фации. Во всех выходах, кроме Шроши, общая мощность лейаса колеблется в пределах 80—150 м. В окрестностях же этого села она

достигает 300 м. Нижние 150 м этих образований представлены грубообломочными песчаниками с линзами и отдельными гальками конгломератов.

В самой нижней части залегает 7-метровый пласт конгломерата без каких-либо следов слоистости. Вышележащие песчаники характеризуются грубовыраженной слоистостью, плохой сортировкой, наличием значительного количества растительных остатков. С нижней же частью этой толщи связана 7-метровая пачка тонкослоистых сланцеватых глин, к которым приурочена залежь высококачественной огнеупорной глины, имеющей черную окраску в виду присутствия в ней значительного количества углисто-го вещества. Известно, что залежи высококачественных огнеупорных глин, как правило, приурочены к континентальным осадкам. Шрошинские глины, повидимому, представляют озерно-болотную фацию толщи, которая в основном сложена речными отложениями. Эти речные отложения заканчиваются четырехметровой пачкой тонкослоистых песчаников, содержащих тонкие пласты угля. В толще фауна совершенно не встречена. Все указанные признаки с несомненностью доказывают континентальную природу осадков.

Над угленосной пачкой залегают мелкозернистые слюдястые песчаники часто с железистым цементом в виде гематита, иногда имеющего оолитовое строение. В этих песчаниках найдена аммонитовая фауна среднего лейаса. Таким образом, эти песчаники с оолитовым гематитом начинают морские отложения, которые без видимого углового несогласия перекрывают нижележащие континентальные образования.

Лейас Дзирульского массива залегает или непосредственно на границах или же на вулканогенной толще, известной под названием нижних туффитов. Существовало мнение, что эта вулканогенная толща сложена из кислых пород: кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов. В окрестностях ст. Мартотубани нами в толще установлено значительное участие и основных эффузивов — оливинных базальтов и диабазов. Мощность вулканогенной толщи в ущелье р. Квирилы достигает 1000 м, к востоку же, в окрестностях с. Кандара она спускается до 300 м, а у сел. Шроша даже до 100 метров. Еще восточнее, в районе Шрошинского месторождения, в описанной выше континентальной толще встречаются лишь отдельные прослой туфов кварцевого порфира и один покров базальта. Эти факты указывают на выклинивание вулканогенной толщи в восточном направлении и замещение ее континентальными образованиями речно-болотного озерного комплекса.

Если учесть, что под фаунистически охарактеризованными слоями среднего лейаса находится континентальная толща, мощностью 150—170 м, то естественно считать вполне возможным принадлежность последней к нижнему лейасу.

А из факта замещения континентальной толщи вулканогенными образованиями, т. н. свитой нижних туффитов, можно сделать вывод и о нижелейасовом возрасте последних.

Средний лейас начинается горизонтом грубозернистых песчаников, почти всегда содержащих то или иное количество сравнительно хорошо окатанной гальки. В некоторых разрезах под песчаниками лежат конгломераты, мощностью от 5 до 20 м. Как песчаники, так и конгломераты состоят из материала размыва кристаллического массива, при чем всегда значительную роль играют эффузивный кварц и обломки альбитофиров.

Сравнительно плохая сортировка, линзовидное строение слоев, грубозернистость, не всегда ясно выраженная слоистость, наличие растительных остатков и иногда небольших линз угля говорят в пользу отложения этих песчаников и конгломератов в литоральной зоне. Мощные же конгломераты (15—20 м) образовались в приустьевых участках этой зоны. Цемент песчаников представлен серицито-каолиновой массой. Кальцит и лимонит, играющие важную роль в вышележащих мелкозернистых песчаниках, здесь почти совершенно отсутствуют.

Вышележащие мелкозернистые, иногда алевритовые, песчаники по составу относятся к аркозово-слюдистым разностям с глинистым цементом. В верхних горизонтах появляются также лимонит или гематит, часто в виде оолитов, и кальцит. В нижних горизонтах нередок пирит. В песчаниках найдена богатая аммонитовая фауна среднего лейаса.

Мелкозернистость и хорошая отсортированность этих песчаников, ясная слоистость и наличие в них хорошо сохранившейся фауны открытого моря, по сравнению с нижележащими грубозернистыми песчаниками, указывают на отложение их в более глубоких и менее подвижных условиях моря. Но наличие оолитов гематита и растительных остатков говорят о том, что их отложение происходило все же недалеко от берега.

Наличие в нижних слоях этих песчаников пирита, выше сменяющегося лимонитом и гематитом, указывает на смену восстановительных условий окислительными.

Этот горизонт, хорошо представленный на южной периферии массива, совершенно отсутствует на северной периферии. Например, в окрестностях сел. Салиети и Кацхи известняки непосредственно налегают на грубозернистые песчаники.

Восточнее, по р. Думала, наоборот, этот горизонт хорошо представлен и имеет мощность до 100 м, но еще далее к востоку, по р. р. Дзирула, Отрия, Картнаула, Чератхеви и др., он сменяется горизонтом слюдистых песчаников и мергелистых аргиллитов, которые часто содержат конкреции

А из факта замещения континентальной толщи вулканогенными образованиями, т. н. свитой нижних туффитов, можно сделать вывод и о нижелейасовом возрасте последних.

Средний лейас начинается горизонтом грубозернистых



Вообще, осадки северо-восточной периферии массива имеют характер флишевых отложений, в отличие от типичных фаций эпиконтинентального моря на его южной периферии.

Песчаники выше постепенно переходят в известняки: сперва в цементе песчаников появляются пятна кальцита, количество которого все увеличивается и получаются известковистые песчаники и песчаные известняки, а потом и чистые известняки. Последние микроскопически разделяются на: 1) плотные, однородные, богатые остатками криноидей и 2) брекчиевидные разновидности; фауна в известняках очень разнообразна, встречается в значительном количестве, но плохой сохранности, чаще наблюдаются ее остатки в виде детритуса. По данным А. Джанелидзе, она представлена кораллами, губками, криноидеями, морскими ежами, червями, мшанками, плеченогими, брюхоногими, двустворчатыми и головоногими. Спикулы губок чаще кальцитовые, реже халцедоновые.

Брекчиевидные известняки в свежем виде кажутся пятнистыми. Под микроскопом видно, что в мелкокристаллическом сером известняке находятся включения пелитоморфного известняка с изрезанными очертаниями; фауна в этих обломках отсутствует, в то время как в мелкокристаллическом известняке в большом количестве встречаются микроорганизмы и спикулы губок.

Породы, аналогичные включениям, встречаются в виде самостоятельных слоев. Нет сомнения, что эти брекчиевые слои образовались в результате размыва еще не очень уплотненного известкового ила, что могло происходить лишь в прибрежных условиях, подобно брекчиевидным известнякам, описанным М. Швецовым и Л. Бириной из Подмосковского каменноугольного бассейна. Что известковый ил иногда совершенно освобожден от воды и обнажался, это подтверждается также наличием в известняках трещин усыхания, выполненных песчаным материалом и органическим детритусом.

Как видим, и в этом случае имеем дело с типичным образованием прибрежной зоны. Таким образом, смена песчаников известняками не всегда является указателем углубления морского бассейна.

По р. р. Квирила и Нарула в известняках верхних горизонтов встречается значительное количество первичного пирокластического материала, образующего местами мощные туфовые пачки. Материал состоит из свежего зонального андезина и бесцветного, иногда хлоритизированного, авгита.

Наличие этих туфов указывает, что вулканические явления, давшие в байосе мощную вулканогенную толщу, начались в верхнем лейасе.

Изучение материала конгломератов и песчаников и минералогический анализ тяжелой фракции песчаников позволили восстановить литологию питающей области для лейасских осадков, развитых вокруг Дзирульского массива. Выяснилось, что в отличие от современной картины, в предлейасское время на Дзирульском массиве имели широкое распространение кислые эффузивные толщи типа нижних туфитов, которые окаймляли весь массив, за исключением его северо-восточной периферии, где в лейасских осадках материал размыва кислых эффузивов практически отсутствует.

В тяжелой фракции песчаников лейаса северо-восточной периферии массива были встречены окатанные минералы из группы устойчивых. Изучение минералов тяжелых фракций всех пород, слагающих современный Дзирульский массив, показало, что среди них не встречаются окатанные формы. Исходя из этого, мы пришли к выводу, что источником этих окатанных зерен устойчивого минерала являлась какая-то осадочная толща, которая уже во время лейаса была полностью размыва. Подтверждением этому служит нахождение обломков кварцевых песчаников среди пород толщи нижних туфитов.

#### ბამოყენებული ლიტერატურა

1. ჰ. გამყრელიძე და ს. ჩიხელიძე. მდ. ძირულის ხეობის ნაწილის გეოლოგიისათვის. საქ. გეოლ. ინსტიტუტის მოამბე, ტ. I, ნაკვ. 2, თბილისი, 1933.
2. Г. Дзодендзе. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Ин-т. геол. и минер. АН Груз. ССР, Монографии, № 1, Тбилиси, 1948.
3. ივ. კახაძე. საქართველოს ბელტის ლიასური ფაციესები. საქ. მეცნ. აკად. საქ. ფილ.-ის მოამბე, ტ. I, № 2, თბილისი, 1941.
4. ივ. კახაძე. საქართველოს ლიასური და ბაიოსური ინტერვალები. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები. გეოლ. სერია, ტომი IV (IX), თბილისი, 1948.
5. И. Кахадзе. Грузия в юрское время. Труды Геол. Ин-та, серия геол., III (VIII), Тбилиси, 1947.
6. Неметаллические ископаемые СССР. Том 4, „Глины огнеупорные“. Изд. Ак. Наук СССР, Москва—Ленинград, 1941.
7. ქ. ნუცუბიძე. ძირულის მასივის პერიფერიის ბრაქიოზოდები. გეოლ. ინსტიტუტის შრომები, გეოლ. სერია, ტომი V (X), 2, თბილისი, 1949.
8. Г. Смирнов, и М. Роква. Петрографическое описание мраморовидного известняка и некоторых прилегающих пород в окрестностях сел. Молити. Мат. по петрографии Грузии. Тр. Груз. Гос. Геол. Упр., вып. V, Тбилиси, 1941.
9. П. Топурия. Рквийский интрузив порфировидного гранита в Дзирульском массиве. Изв. Геол. Ин-та Грузии, т. III, в. 4, Тбилиси, 1938.
10. ს. ჩიხელიძე. თურისწინა ნალექები საქართველოში. გეოლოგიური ინსტიტუტის შრომები, მინერ.-პეტრ. სერია, ტ. I, თბილისი, 1948.
11. ს. ჩიხელიძე. გეოლოგიური დაკვირვებები ძირულის მასივის სამხრეთ-აღმოსავლეთ ნაწილში. გეოლ. ინსტიტუტის შრომები, გეოლ. სერია, ტომი IV (IX), 3, თბილისი, 1948.
12. გ. ძოწენიძე, ნ. სხირტლადე და ი. ჩეჩელაშვილი. ძირულის მასივის ლიასური ნალექების მკვებავი სუბსტრატის ლითოლოგიის შესახებ. გეოლ. ინსტ. შრომები, მინ.-პეტრ. სერ., ტ. II, თბილისი, 1950.

13. გ. ძოწენიძე და ნ. სხირტლაძე. ახალი მასალები ქვედა ლიასური ვულკანოგენური წყების პეტროგრაფიისათვის. გეოლ. ინსტ. შრომები, მინ.-პეტრ. სერია, ტ. II, თბილისი, 1950.
- ✓ 14. გ. ძოწენიძე და ნ. სხირტლაძე. იურული კვრცინი დიორიტის ახალი გამოსავალი ძირულის კრისტალურ მასივში. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. XI, № 2, 1949.
15. ა. ჯანელიძე. ძირულის მასივის წითელი კირქვების ასაკის შესახებ. საქ. სსრ მეცნ. აკად. მოამბე, ტ. VIII, № 4, 1946.



ОГЛАВЛЕНИЕ—სარჩევნო

1. Т. В. Иваницкий. К вопросу о влиянии вмещающих пород на процесс гидротермального рудоотложения . . . . .	3
2. Т. В. Иваницкий. О структурах и текстурах сфалерита и дисульфидов железа коллоидного происхождения . . . . .	17
3. Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили. О возрастных взаимоотношениях и генезисе древних кристаллических пород Дзирульского массива . . . . .	33
4. Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили. К петрографии верхней части бассейна рек Большой и Малый Зеленчук . . . . .	81
5. გ. ძოწენბიძე, ნ. სხირტლაძე და ი. ჩეჩელაშვილი. ძირულის მასივის ლიასური ნალექების ლითოლოგია . . . . .	109