

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

М. В. ТАЩИНИНА

**ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ  
БОРОЛДАЙТАУ И КУЛАНТАУ**

АЛМА-АТА 1951

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР

М. В. ТАЩИНИНА

ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ  
БОРОЛДАЙТАУ И КУЛАНТАУ  
(хр. КАРАТАУ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
АЛМА-АТА — 1951

**Ответственный редактор**  
кандидат геолого-минералогических наук  
***В. К. МОНИЧ***

**Печатается по постановлению**  
**Редакционно-издательского совета**  
**Академии наук КазССР**

## **ВВЕДЕНИЕ**

Данная работа представляет собою результат исследований автора, проведенных в течение 1943 — 1946 гг.

При геологическом изучении юго-восточной оконечности хребта Каратау В. Н. Вебером (15, 16), Н. А. Худяковым и другими был закартирован в горах Боролдай и Кулантау весьма своеобразный комплекс изверженных пород эффузивного облика. Несмотря на некоторые расхождения во взглядах между упомянутыми исследователями в отношении геологического строения этой части хребта Каратау, они, однако, сходились во мнениях о том, что породы эти являются интрузивными, лакколитообразными телами. Такому мнению способствовали изометричная форма выходов этих пород в плане, куполообразная структура тел, наличие кремнистых пород в их кровле — последние были ими приняты за контактовые образования, и, наконец, распространенность в близости пород со скаполитом и флогопитом, хотя последние в непосредственном контакте с изверженными породами не наблюдались.

При производстве мною (совместно с И. И. Халтуршиной) геологической съемки в 1943 г. от Казахского геологического управления в этом районе, сочетание эффузивного облика этих пород с кажущимся их интрузивным залеганием привлекло наше внимание. Возникла задача выяснить истинную природу этих тел и, в случае их интрузивного характера, объяснить условия их образования, поскольку подобного рода явления не были известны для Казахстана.

Наши дальнейшие полевые исследования сводились к составлению вертикальных разрезов через их тела. Особое значение придавалось изучению контактов с вмещающими породами, поскольку оно могло дать ответ на решение основного вопроса — эффузии это или интрузии. Было также уделено внимание изучению стратиграфии района, с целью точнее определить положение изверженных пород в стратиграфической колонке района.

Наряду с породами эффузивного облика нами изучались несомненно интрузивные породы.

Химический, спектральный и люминесцентный анализы проводились в соответствующих лабораториях Академии наук КазССР.

Часть химических анализов пород по нашему району заимствована из работы В. С. Малявкина. Они в свое время были произведены в ЦНИГРИ и отчасти являлись для нас контрольными.

Оптические константы частично определены С. К. Чехович. В процессе выполнения настоящей работы я неоднократно пользовалась советами и указаниями В. В. Галицкого и Н. Г. Сергиева. Всем им приношу благодарность.

## **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА**

По принятому делению описываемый нами район относится к юго-западной ветви гор Каратау, являясь ее юго-восточной оконечностью. Горы имеют здесь самостоятельные названия: северо-западная часть — Боролдайтау и юго-восточная — Кулантау.

Рельеф исследованного района представлен двумя крупными морфологическими единицами — гористой областью и равнинным пространством. Распределение их таково: в центральной части района располагается горная цепь, протягивающаяся с юго-востока на северо-запад полосой, а по обе стороны располагаются равнины. Более высокими и резко очерченными являются горы Боролдайтау.

Равнинные пространства оконтуривают гористую область с северо-востока, юго-востока и юго-запада, уходя за пределы исследованного района.

## **ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Первые сведения о геологическом строении района имеются в работах И. В. Мушкетова и Г. Д. Романовского (58, 75).

В 1904 г. В. Н. Вебер (13), совместно с М. Бронниковым (10) занимались поисками угля и попутно производили геологические наблюдения в районе к северо-западу от нашего.

В 1915 и 1916 гг. В. Н. Вебер (15, 16) продолжал работы в Каратау. В результате проведенных работ им дана схема стратиграфии и тектоники, которые в основном сохраняются до настоящего времени.

С 1921 г., после находки богатой фауны рыб, насекомых и флоры в юрских отложениях, их изучением занялись многие исследователи: З. Ф. Гориздро-Кульчицкая (25), М. И. Брик, А. В. Марты-

нов, А. К. Турутанова-Кетова (82), А. Л. Балашовым и Н. В. Шаровым (86) изучены разрезы и генезис юрских и четвертичных отложений.

В 1932 г. Н. А. Худяковым была проведена геологическая съемка площади, куда вошел и описываемый нами район.

Как В. Н. Вебер, так и Н. А. Худяков при геологической съемке закартировали и изверженные породы, объединив их вместе, как малые интрузии варисского возраста.

Н. А. Худяков наблюдал и эффузивные разности пород и объяснил появление их прорывом на поверхность магмы из неглубоко залегающего лакколита. Сиенит-порфиры, находящиеся внутри поля порфиров, он принимал за более глубокие части интрузий.

В 1933 г. специально изучением изверженных пород Каратау занимался В. С. Малявкин. В пределах нашего района полевые наблюдения он производил в течение очень короткого времени и в основном использовал наблюдения Н. А. Худякова. Ценным в его работе является петрографическое описание пород с приведением констант полевых шпатов, химическими анализами пород и пересчетами их.

В. С. Малявкин остался на позиции Н. А. Худякова, принимая все изверженные породы района за интрузивные. Кремнистые породы, оксентурирующие поля порфиров, он также описал как контактовые породы, и привел их химические анализы.

В течение 1945 — 1947 гг. трудами Н. М. Салова, Б. А. Тюрина и И. И. Халтуриной разработана и уточнена стратиграфия древних толщ обширного района, куда частично вошел и описываемый участок. Эти новые данные по стратиграфии района были использованы нами при исследованиях.

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района наибольшее значение принадлежит нижнепалеозойским отложениям, которые обнажаются в виде двух полос, вытянутых с юго-востока на северо-запад. Они разделены более узкой полоской девонских отложений. Девонские и нижнекарбоновые породы имеют подчиненное значение в строении района, обнажаясь на северо-западе; отложения визе слагают небольшие сопки на северо-востоке района. Юрские образования узкой полосой прослеживаются вдоль северо-восточного склона хребта.

На исследованной нами площади имеют развитие следующие свиты.

### *Кембрий*

Ст<sup>1</sup> — эффузивы — альбитофяры, микроклиновые порфиры, витрокластические и литокластические туфы, амигдалоиды.

Ст<sub>1</sub><sup>о</sup> — свита бурошпатовых песчаников, кремнистохлоритовых сланцев с прослоями известняков.

Ст<sub>2</sub> — кремнистые, глинистые и углисто-глинистые сланцы со спиккулями губок *Lissacina Zitt.*, спилиты, туффиты.

Ст<sub>3</sub> — водорослевые известняки с *Osagia* (?), доломитизированные известняки.

### Ордовик

s<sub>1</sub><sup>а</sup> — темносерые глинистые известняки с прослоями сланцев вверху с *Dictyonema* sp.

s<sub>1</sub><sup>б</sup> — кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с граптолитами *Didymograptus murchisonii*, *Dichograptus* sp., *Phyllograptus* sp.

s<sub>1</sub><sup>с</sup> — зеленые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники с прослоями сланцев с фауной *Orthis* ex gr. *flabellites* Hall., *Orthis deflecta* Conrad, *Orbiculoidea* и др.

### Девон

D<sub>2</sub> — конгломераты, песчаники, сланцы с прослоями известняков. В сланцах отпечатки флоры среднего девона.

D<sub>2</sub> — D<sub>3</sub> — красноцветная свита (тюлькубашская). Буровато-розовые аркозовые песчаники и конгломераты.

D<sub>3</sub><sup>2</sup> — известняки, мергели, глинисто-известковистые сланцы с фауной *Rhynchonellidae*.

### Нижний карбон

Ст<sub>1</sub> — известняки, мраморы, доломиты.

Ст<sub>2</sub> — глинистые известняки с *Crinoidea*, мергели с прослоями песчаника.

Ст<sub>3</sub> + Сv — конгломераты, песчаники, известняки с *Productus (Gigantella) rectestrius* Groeb., *Productus (Dictyoclostus) deruptus* Rom и др.

### Юра

J<sub>1</sub> — J<sub>2</sub> — конгломераты, песчаники, сланцы с флорой.

J<sub>2</sub> — J<sub>3</sub> — глинистые и известковистые сланцы с фауной рыб *Oxugnatus turkestanensis* Goriz и др., и насекомых *Dermatoptera*, *Orthoptera* и др.

### Четвертичные отложения

Q<sub>1</sub> — палевые известняки, буро-красные суглинки.

Q<sub>2</sub> — современные аллювиальные и пролювиальные отложения.

## КЕМБРИИ

Кембрийские отложения распространены в виде двух разобщенных полос. Полной аналогии в их разрезах нет. Нижние горизонты кембрия на северо-востоке представлены эффузивами, на юго-западе — песчано-сланцевой свитой. Которая из этих свит является более древней или они фашиально замещают одна другую — этот вопрос еще остался неясным, поскольку вместе эти свиты не встречаются. Возможно, что эффузивы являются более древними образо-

ваниями, чем свита бурошпатовых песчаников, отсутствие же вышележащих песчаников в северо-восточной полосе объясняется денудацией их.

Если эти отложения являются синхронными, то в песчаниках должен был бы присутствовать туфовый материал, так как трудно предположить, чтобы при такой территориальной близости этих отложений он бы не приносился. Некоторые геологи склонны им придавать допалеозойский возраст.

Условно мы относим эффузивы к нижнекембрийским образованиям.

### Нижний кембрий

Эффузивная свита  $C_m^2$ . Подробное описание свиты дано ниже, поэтому здесь будет о ней сказано очень кратко.

Эффузивы обнажаются в виде изометричных тел, окруженных карбонатными толщами нижнего палеозоя. Два наиболее крупных их поля обнажаются в северо-западной части района, слагая водораздел и склоны. Представлены эффузивы в основном кислыми разностями — альбитофирами, фельзитовыми микроклиновыми порфирами и разнообразными туфами. В подчиненном количестве встречаются среди кислых эффузивов основные амфидалоиды, которые относятся к более низким горизонтам.

Свита бурошпатовых песчаников и сланцев  $C_m^1$ . Обнажается на юго-западном склоне в ядре антиклинали, погружающейся к юго-западу. Разрез этих отложений такой (снизу вверх):

1. Темнозеленые, местами буроватые, мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы с точечной прожилкой розовато-серого известковоквасцового песчаника, тонкослоистого известняка и хлорито-эрихтового сланца	60 м.
2. Песчаники темновинного и кирпично-красного цвета с прослоями алевролитового песчаника и глинистого сланца	340 — 390 м.
3. Темнозеленые кварц-целестеножилчатые мелкозернистые песчаники, перемежающиеся с бордово-красными	270 м.
4. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники, переходящие в светлозеленые и светлосерые с сирпцевым оттенком алевролиты и глинистые сланцы с пиритом	200 м.
5. Зеленовато-серые полимиктовые песчаники перемежающиеся с розовато-серыми. В верхней части горизонта глинистые и известковые песчаники	310 м.
Общая мощность	1180 м.

Микроскопически в песчаниках наблюдается значительное количество угловатых зерен кварца, размером 0,1 — 0,15 мм, распределенных среди тонкой массы из серицита, хлорита и гидроокислов железа.

Сланцы имеют тот же минералогический состав, но более тонкий. Возраст этих отложений определяется тем, что они находятся в ядре антиклинали и перекрываются среднекембрийскими отложениями. При сопоставлении с разрезами соседних районов эта свита параллелизуется с нижнекембрийскими отложениями.

Свита кремнистых сланцев. В северо-восточной полосе нижнепалеозойских пород кремнистая свита пространственно связывается с эффузивной свитой. Она непосредственно налегает на эффузивы, часто повторяя на карте извилистые контуры их, и вверх согласно сменяется карбонатной толщей. Такая тесная пространственная связь кремнистых сланцев и эффузивов заставляла исследователей (Н. А. Худяков, В. С. Малявкин) принимать первые за контактовый ореол вокруг вторых.

Однако свита кремнистых сланцев в большинстве случаев находится в тектоническом контакте как с нижележащими образованиями, так и с вышележащими, причем часто с выпадением отдельных горизонтов.

Там, где нам удалось наблюдать нормальные взаимоотношения, установлено, что кремнистая свита лежит несогласно на нижележащих толщах и имеет в основании маломощный базальный горизонт песчаников или конгломератов, в гальке которых встречены подстилающие их эффузивы.

Разрез свиты в северо-восточной полосе снизу вверх такой:

- |   |             |
|---|-------------|
| 1. На эффузивах лежат тонкоплосчатые буровато-серые песчаники с прослоями светлобурого известковистого песчаника, реже известняка. В нижней части известняка иногда встречается окатанная галька порфира, кремнистой породы, кварца. В песчанике известняк встречается вкрапленность шпирита. | 0,5 — 10 м. |
| 2. Белые, несколько буроватые кварциты  | 1 — 2 м.    |
| 3. Темносерые толстоплосчатые кремнистые породы   | 10 м.       |
| 4. Светлосерые кремнистые породы, иногда массивные, чаще полосчатые   | 20 м.       |
| 5. Кварциты светлобурого  | 2 м.        |
| 6. Тонкоплосчатые темносерые кремнистые породы  | 3 — 7 м.    |
| 7. Спидраги с шаровой отдельностью или сменяющие их по простиранию туффиты.   | 20 — 25 м.  |

По простиранию спидраги вклиниваются и заменяются глинисто-известковистыми и глинисто-кремнистыми сланцами со спикулями губок.

Приведенный разрез является сводным разрезом для северо-восточной полосы.

В некоторых участках, в результате тектонических нарушений, выпадает отдельные горизонты, в других местах одни горизонты замещаются другими. Так, например, в северо-западной части района полосчатые кремнистые породы замещены плотными зеленовато-серыми алевролитами.

Часто в основании кремнистой толщи лежат тонкие брекчиевидные породы с мелкими угловатыми обломками, сцементированными более светлым материалом.

В юго-восточной части района в известково-глинистых сланцах с прослоями известняков О. Н. Фрайбергер найдены остатки спикуль губок *Lissacina Zitt.*

Петрографическое описание пород Ст<sub>2</sub>. Песча-

ники макроскопически тонкозернистые, серые, иногда буроватые с тонкой полосчатостью, с вкрапленностью пирита. Иногда песчаники включают гальку эффузивов и кварца размером до 3 см.

Микроскопически породы имеют псаммитовую структуру и состоят из угловатых обломков преимущественно кварца с волнистым погасанием размером  $0,3 \times 0,3$  до  $0,7 \times 0,7$  мм. В меньшем количестве встречаются обломки пелитизированных полевых шпатов, кремнистых и кремнисто-серицитовых сланцев, а также скопления карбоната.

Обломки заключены в тонкую массу, состоящую из мелких чешуек серицита, глинистого вещества и более тонкого материала обломков. В этой тонкой массе встречаются правильные кристаллы железистого карбоната, скопления хлорита, более крупные чешуйки мусковита.

В породе много турмалина с плеохроизмом в буровато-зеленых цветах размером до  $0,1 \times 0,2$  мм, рутила, часто в коленчатых двойниках (иногда в скоплениях) и изометрические зерна апатита. В некоторых шлифах цементирующая масса кремнисто-серицитовая.

Полосчатые разности обуславливаются чередованием полосок, различающихся по крупности зерна. В отдельных полосках крупность зерна доходит до  $1,1 \times 0,7$  и  $2,0 \times 0,8$  мм.

Кремнисто-серицитовые сланцы. Породы чаще светлорусой окраски, реже — зеленовато-серой, иногда темносерой; обычно плотные, массивные. Под микроскопом породы имеют пелитовую структуру и состоят из тонкого агрегата (частички меньше 0,01 мм) зерен кварца, чешуек серицита и незначительного количества пелитового вещества. Среди этой тонкой массы изредка выделяются зернышки кварца размером до 0,02 — 0,03 мм. В породе имеются пустотки 0,01 мм диаметром, заполненные рудным веществом с серицитом и призматическими кристаллами турмалина, длиной 0,02 — 0,04 мм, плеохронующего по  $N_g$  в зеленовато-бурых до черных цветов, по  $N_p$  в оветлорусых до бесцветного. Турмалин встречается и в основной массе. Имеются правильные кристаллы пирита размером  $0,1 \times 0,1$  мм, чешуйки биотита размером 0,4 мм, рутил в игольчатых кристаллах, апатит размером  $0,03 \times 0,03$  мм, тонкие чешуйки хлорита. Изредка попадаются мелкие зерна разложенного калиевого полевого шпата.

Порода разбита тонкими трещинами, заполненными бурыми охрами.

В. С. Малявкин приводит химический анализ кремнистой породы в весовых %:

SiO <sub>2</sub>	— 86,76	MgO	— 0,66
TiO <sub>2</sub>	— 0,34	CaO	— 0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 6,51	Na <sub>2</sub> O	— 0,07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 1,32	K <sub>2</sub> O	— 2,31
FeO	— 0,14	H <sub>2</sub> O	— 0,12
MnO	— —	П. п. п.	— 1,45

Кремнисто-глинистые сланцы. Макроскопически обычно темносерые до черных, иногда полосчатые породы.

Под микроскопом породы имеют алевропелитовую структуру и

состоят из тонких зерен кварца (0,007 мм и мельче), тончайших чешуек серицита, глинистых частичек и окислов железа в виде аморфных скоплений. В породе отмечаются, линзовидные участки из более тонкого материала. Имеются мелкие круглые, непроецируемые образования (диаметром 0,01 мм), встречаются тонкие игольчатые кристаллы рутила и призматические турмалина с плеохроизмом по Ng — буро-зеленым, по Np — светлорылым, почти бесцветный. Среди тонкой массы имеются и более крупные зерна до 0,02 — 0,03 мм, кварца и чешуйки серицита.

Некоторые породы похожи на измененные туфы и содержат образования, напоминающие леплосые частицы.

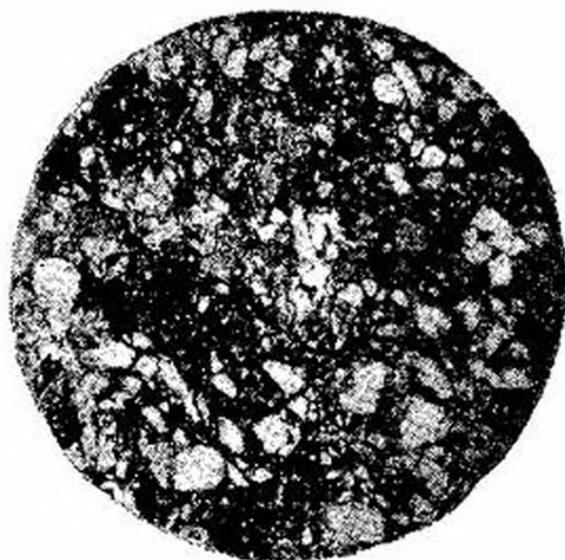
Кремнистые сланцы. Макроскопически плотные темносерые породы до черных, с шелковистостью на плоскостях с некоторой гофрированностью, более мягкие, чем предыдущие (чертятся ножом).

Микроскопически структура пелитовая, сланцевая. Порода состоит из большого количества углистого вещества, среди которого просвечивают мелкие зерна кварца и чешуйки серицита. Углистое вещество распределяется неравномерно, участками густо, участками — почти отсутствует.

Порода сечется тонкими кварцевыми жилками, к которым приурочен турмалин с плеохроизмом по Ng — бурым, по Np — светложелтым, почти бесцветным, иногда тонкие игольчатые кристаллы амфибола (тремолит), растущие в виде «солнца» от периферии жилок.

Брекчиевидные породы. Макроскопически породы с мелкими угловатыми обломками обычно серой окраски, сцементированные более светлым серым материалом. Лежат они часто непосредственно на эффузивах, в основании кремнистой толщи.

Микроскопически породы кластической структуры и состоят из угловатых обломков, размером от мелких до  $0,7 \times 0,7$  и  $2,0 \times 1,2$  мм преимущественно изверженных пород. В обломках можно различить породы с гранофировой, фельзитовой и трахитовой структурами, а также полнокристаллические полевошпатовые породы. В большом количестве имеются обломки минералов — кварца, микроклина, мелких кристаллов турмалина с плеохроизмом в бурых цветах и рутила. Обломки заключены в тонкую кремнисто-серицитовую или глинисто-серицитовую массу (фиг. 2).



Фиг. 2. Брекчиевидная порода. Увел. 20. Простой свет.

Глинисто-известковые сланцы серого цвета, иногда с сиреневым оттенком, тонкослойные.

Под микроскопом порода пелитовой структуры, иногда полосчатая, состоит из тонких зерен карбоната, ориентированных в одном направлении, и между ними тонкие прерывистые полоски темного аморфного вещества, вероятно, глинистого. В таком же направлении распределены тонкие карбонатные жилки.

Кварцит. Под микроскопом порода гранобластовой структуры, состоит из изометрических, зазубренных зерен кварца, с волнистым погасанием, размером 0,15 мм. В породе скопления карбоната, кристаллы рутила в тонких призмах с коленчатыми двойниками, много изометричных зерен апатита.

Спилиты. Описание спилитов дано при описании эффузивов. Здесь можно отметить, что по простиранию спилиты быстро меняются, переходя в порфиритоиды с порфиробластовой структурой, с реликтами фенокристов плагноклаза, испещренного пойкилитовыми вростками актинолита и биотита. Основная масса состоит из большого количества биотита, карбоната. В основной массе длинные кристаллы апатита, много рудного минерала, лейкоксена. Порфиритоиды по простиранию сменяются туффитами, описанными ниже.

Туффиты. Залегают выше кремнистых пород, по простиранию выклиниваются, замещаясь спилитами или тонкими известково-глинистыми сланцами.

Макроскопически бурые, несколько пористые зернистые породы, иногда содержат мелкую крапленность медной зелени.



Фиг. 3. Туффит с обломками пемзы. Увсл. 20. Николли скрещ.

Под микроскопом (фиг. 3) порода обломочной структуры. Обломки, размером до 1—2 мм в сечении, часто с неправильными, расплывчатыми контурами, состоят из черной непросвечивающей массы (вероятно, разложившееся стекло), среди которой имеются круглые, овальные, грушевидные образования размером 0,2—0,3 мм и мельче, встречаются и угловатые зерна карбоната.

Круглые образования бывают часто карбонатными или с внешним кольцом из халцедона, а центр карбонатный. Иногда внешняя кайма также карбонатная, но из различно ориентированных зерен; встречаются также образования, состоящие целиком из халцедона. Возможно это органические образования (микрочауна). Имеются обломки, напоминающие пепловые частицы.

Цементом является карбонатная масса (кальцит). К обломкам бывает приурочен тонкочешуйчатый серицитовый агрегат. В породе много скоплений черного рудного вещества. Встречаются более крупные чешуйки мусковита и биотита с плеохроизмом в светлых

буро-желтых цветах. В породе встречаются обломки турмалина с плеохроизмом в буровато-зеленых цветах.

### Верхний кембрий Ст<sub>3</sub>

Граница между средним и верхним кембрием проводится условно, так как карбонатная свита лежит согласно на свите кремнисто-глинистых сланцев, относимой к среднему кембрию. Свита имеет широкое распространение, протягиваясь полосой в 2 — 3 км ширины.

В юго-западной части карбонатные породы прослеживаются по склону с переменной мощностью от нескольких сот метров до 50 — 70 м к северо-западу от р. Кулан.

Разрез в верховьях р. Беке-булак рисуется в таком виде (снизу вверх):

1. Известняки, имеющие темносерый фон, на котором выделяются более светлые серые образования в виде палочек, конусообразных форм, круглых разрезов и др. Эти образования также карбонатные. Д. В. Наливкин (углубое сообщение) определил этот горизонт, как оползневые известняки. Подобные же образования описывает А. В. Пустовалов (73). За их узорчатый вид мы эти известняки, в отличие от других, назвали «фигурными». . . . . 10 м.
2. Известняки темносерые доломитизированные, с крупными караваеобразными стяжениями до 70 см в диаметре, несколько сплюснутыми, иногда со скорлупчатостью или с тонкой концентрической слоистостью. В одном из таких стяжений в центре встретилось включение азурита, иногда встречаются зерна кварца . . . . . 25 м.
3. Серые тонкослоистые водорослевые известняки: по слоистости располагаются мелкие, шаровидные кремнистые образования, преимущественно размером 1—2 мм, но есть и других размеров. В некоторых наблюдалось концентрическое сложение. По А. Н. Криштофовичу, шаровидные кремнистые образования представляют продукт жизнедеятельности водорослей, принадлежащих роду *Osagia* sp. . . . . 300 м.

Выше водорослевые известняки переходят в серые доломитизированные известняки. Мощность их не известна, так как с вышележащими породами они имеют тектонический контакт.

В восточной части района по северо-восточному склону гор Кулангау разрез имеет такой вид (снизу):

1. Брекчия из обломков белого и розовато-желтого мрамора, цементированного светлосерым известняком . . . . . 25 м.
2. Бело-розовые, желтоватые и светлосерые массивные мраморы . . . . . 30 м.
3. Серые мелкокристаллические массивные известняки . . . . . 277 м.
4. Светлосерые мелкокристаллические массивные доломиты . . . . . 455 м.
5. Конгломерат с плохо окатанной галькой, близкой к брекчии. Обломки состоят из известняка, доломита темного и светлого. Цемент известковый . . . . . 150 м.

Как видим, разрез несколько отличается от разреза в районе р. Беке-булак. Падение пластов СВ 25 — 50°  $\angle$  70 — 80°.

В юго-западной нижнепалеозойской полосе детальное расчленение карбонатной толщи дано О. Н. Фрайбергер, но ею вся карбо-

натная свита первоначально относилась к нижнесилурийскому возрасту.

### Разрез снизу ввѣрх:

1. Водорослевые известняки с <i>Osagia</i> sp. . . . .	400 м.
2. Ленточные известняки:	
а) известковистые сланцы с <i>Dictyonema</i> sp. . . . .	75 м.
б) сланцы с прослоями известняков. В известняках встречается фауна <i>Gastropoda</i> . . . . .	272 м.

Позднее О. Н. Фрайбергер в известняках, лежащих на кремнистой толще, собрала спикюли губок, которые определены как *Kiwetipokia utachensis* Walcott, указывающие на среднекембрийский возраст. Кроме того, в верхах водорослевых известняков ею собраны водоросли, которые определены как *Osagia mongolica* Wol., также указывающие среднекембрийский возраст. На основании этого можно думать, что водорослевые известняки будут относиться к среднему кембрию или к переходным слоям от среднего кембрия к верхнему кембрию.

*Dictyonema*, по О. И. Сергуньковой, указывает возраст от верхнего кембрия до нижнего силура.

И. И. Халтурной в известняках с караваеобразными стяжениями в районе р. Беке-булак найдена гигантская губка хорошей сохранности, которая еще не определена.

П. Л. Безруков (4) также находил спикюли губок в известково-глинистых сланцах, находящихся под тамдинскими известняками ( $S_2$  —  $S_1$ ) в Малом Каратау.

Ввиду того, что указанная фауна не является руководящей для определенного отдела кембрия, а кроме того на основании сопоставлений с изученными разрезами Малого Каратау и Джебаглов, мы приписываем всей карбонатной свите верхнекембрийский возраст.

Петрографическое описание карбонатных пород. Под микроскопом видно, что почти все известняки состоят из кристаллического карбоната; все они содержат, как примесь, глинистое вещество, часто и углистое.

В карбонате имеется эпигенетический кварц в изометричных зернах или в хорошо образованных кристаллах размером 0,1 — 0,2 мм. Зерна карбоната в большинстве случаев представлены кальцитом с полисинтетическими двойниками размером до 0,3 мм. Иногда карбонат бывает испещренным точечными включениями углистого вещества. Часто породы бывают рассланцованы, зерна размером 0,2 × 0,5 до 0,4 × 0,9 мм вытянуты по сланцеватости. В известняках, находящихся в тектоническом контакте с эффузивами, встречается мусковит, кристаллы турмалина с плеохроизмом в бурозеленых цветах и тонкие игольчатые кристаллы рутила. Встречаются полосчатые разности, состоящие из полосок, различающихся, как по преобладанию того или иного минерала, так и по крупности зерна.

«Фигурный» доломитизированный известняк состоит из карбоната двух видов — кальцита и доломита; последний с более высоким рельефом, без двойников, часто с ромбовидным сечением. Иногда породы несколько буроваты (видимо ожелезнены).

Между зернами карбоната наблюдаются мелкие кварцевые зерна, испещренные рудной сыпью. Кроме того, в породе имеются округлые образования размером до  $4 \times 2$  мм, состоящие из тонкого кварцевого агрегата, халцедона, рудной сыпи и тонких призмочек бесцветного минерала, видимо, турмалина. В породе много рутила, как в основной массе, так и во включениях.

Известняк с кремнистыми включениями (водорослевый известняк). Порода состоит из зерен карбоната, неодинаковых по размерам; отдельные участки состоят из более крупнозернистых индивидов кальцита с полисинтетическими двойниками, другие тонкозернисты. В крупнозернистом карбонате имеются включения из мелкозернистого кварца. Величина включений  $1,0 \times 0,5$  мм (фиг. 4).

Порода однородная, без посторонних минералов (кварц обособлен во включениях).

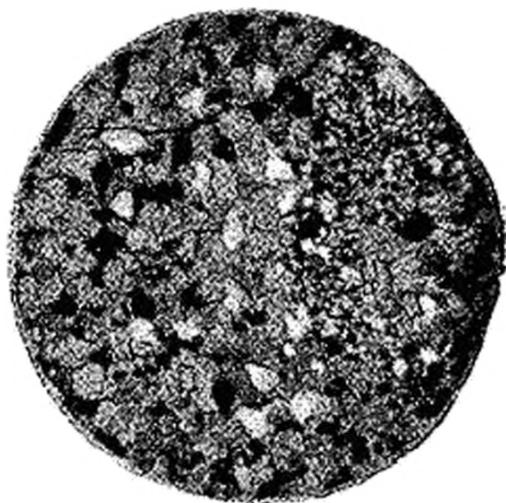
Доломит и доломитизированный известняк. Порода сплошь состоит из ромбоэдров доломита размером  $0,02 - 0,07$  мм, между кристаллами которого распределяется в небольшом количестве тонкозернистая карбонатная масса, содержащая ожелезненное глинистое вещество. Иногда между зернами карбоната наблюдается тонкая оболочка глинистого вещества.

В некоторых шлифах ромбоэдрические кристаллы доломита обрастают регенерационной каймой из более чистого карбоната (доломита). Иногда регенерационная кайма отделена от центрального зерна тонкой бурой железистой каемкой.

Глинистый известняк кластической структуры состоит из мелких зерен ( $0,01 - 0,02$  мм) карбоната, реже кварца и чешуек серицита.

Глинистые сланцы пелитовой структуры состоят из мелких ( $0,01 - 0,03$  мм) зерен кварца, чешуек серицита, реже карбоната и большого количества гидроксидов железа в виде пленок и хлопьевидных скоплений.

В северо-восточном (Малом) Каратау разрез нижнепалеозойских отложений по П. Л. Безрукову (3, 4) рисуется в следующем виде (снизу):



Фиг. 4. Водорослевый известняк с кремнистыми включениями. Увелич. 20. Николи скрещ.

1. Песчано-сланцевая каройская свита с горизонтом конгломератов, содержащих гальку кварца и розового гранита.

2. На ней несогласно залегает кремнистая свита мощностью до 70 м.

3. Известняки и доломиты тамдинской свиты мощностью до 3000 — 3500 м.

В 1939 г. П. Л. Безруковым (3) в известково-глинистом сланце, залегающем в верхней части кремнистой свиты, был найден трилобит *Kootenia Walcott* среднекембрийского возраста.

В верхах тамдинской известняковой толщи еще В. Н. Вебером (13, 16, а затем П. Л. Безруковым и другими) была собрана фауна *Apatocerphalus assai Weber*, *Maenus talassicus Weber*, относимая к ордовичскому возрасту.

На основании этих фаунистически охарактеризованных горизонтов И. И. Машкара, Н. М. Салов и другие, кремнистую свиту считают среднекембрийской. Вышележащие известняки и доломиты они разделяют на верхнекембрийские отложения (нижняя часть) и нижнесилурийские (верхняя часть). Песчано-сланцевую (буропшатовую) свиту, лежащую ниже кремнистой среднекембрийской, они считают нижнекембрийской.

Это подразделение свит при параллелизации перенесено и на наш район.

Ранее все отложения нижнего палеозоя для юго-восточной части района относились к нижнесилурийским.

## ОРДОВИК

Отложения ордовика обнажаются по юго-западному склону и подножию хребта, протягиваясь на северо-запад за пределы нашего района, в виде отдельных участков. Ширина полосы выходов ордовика колеблется от 3 до 5 км.

Разрез отложений представляется в таком виде:

- $S_1^a$  — темносерые глинистые известняки с прослоями сланцев — вверху с *Obolus* sp. . . . . 70 м.
- $S_1^b$  — кремнисто-глинистые и глинистые сланцы с граптолитами *Dicranograptus* и др. и брахиоподами *Orbiculoidae* и *Lingulidae* 120 — 150 м.
- $S_1^c$  — зеленые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники с прослоями сланцев и фауной брахиопод . . . . . 650 — 700 м.

Нижняя граница ордовичских отложений нами принимается условно, на основании параллелизации с разрезами северо-восточного (Малого) Карагау, где она проходит внутри карбонатной толщи. Отдельные горизонты ордовика пользуются неодинаковым распространением.

Известняки  $S_1^a$ . Известняки обнажаются в восточной части района в двух крыльях антиклинали, шарнир которой погружен к северо-западу. Выходы известняков приближаются к оси складки и продолжают в осевой части антиклинали, постепенно уменьшаясь в мощности на северо-запад.

Известняки характеризуются чередованием темносерых и светлосерых прослоев, мощность которых колеблется от 1 см до 12—15 м; внизу они включают прослой сланцев мощностью в 8—23 см. В верхней части сланцы преобладают над известняками. В прослоях сланца О. Н. Фрайбергер нашла *Obofus* sp.

Кремнисто-глинистые сланцы  $S_1^b$ . Эти породы обнажаются, главным образом, в юго-западном крыле складки; по северо-восточному крылу, вблизи осевой части, проходит большой разлом, срезавший эти отложения.

В состав сланцевой свиты входят почти чистые разности кремнистых и глинистых сланцев, но имеются переходные разности кремнисто-глинистых сланцев. По простиранию указанные сланцы замещают друг друга и также, видимо, фациально замещают известняки.

В юго-восточной части района О. Н. Фрайбергер в 1943 г., а в 1942 г. И. И. Халтурина на продолжении наших свит в кремнисто-глинистых сланцах собрали фауну граптолитов, среди которых были определены следующие формы: *Dichograptus* sp., *Diplograptus* sp., *Phyllograptus* sp. и брахиоподы *Lingula* sp., *Orbiculoidea*.

На основании этой фауны В. Н. Павлинов определяет, как аренигский, зоны 4—6 Elles and Wood, или зоны 2—3 Larworth'a.

Петрографическое описание пород  $S_1^b$ . Кремнисто-глинистые сланцы — черного цвета с зеленоватым оттенком, с раковистым изломом, часто с гофрированностью, по которой наблюдается шелковистый блеск.

Микроскопически они скрытокристаллической, иногда пелитовой структуры.

Порода состоит из микрокварца, пронизанного тонким графитовым веществом. При больших увеличениях различимы чешуйки серицита, хлорита. В значительном количестве имеются мелкие округлые пустотки диаметром 0,1—0,2 мм, выполненные халцедоном.

О. Н. Фрайбергер приводит химический анализ образца кремнистого сланца в весовых %:

$SiO_2$ — 91,11	$MgO$ — 0,13
$Al_2O_3$ — 2,79	$CO_2$ — Нет
$Fe_2O_3$ — 1,21	$P_2O_5$ — 0,16
$MnO$ — 0,01	$H_2O$ — 0,07
$CaO$ — 1,93	П.п.п. — 1,1

Сравнивая химический состав кремнистого сланца среднекембрийского возраста и данного, видим, что первый содержит меньше кремнезема, и известни, но больше глинозема.

По юго-западному склону имеется выход конгломератов, лежащих на темносерых кремнистых сланцах свиты  $S_1^a$ .

Галька конгломерата состоит из серого известняка, кремнистого сланца, голубоватого и черного кремня и кварца. О. Н. Фрайбергер отмечает также в гальке измененные кислые эффузивы. Наряду с хорошо окатанной галькой встречаются угловатые и остро-

угольные обломки. Размер гальки 0,3 до 10 см. Цемент песчано-известковый. Ниже по склону мелкогалечниковые конгломераты переслаиваются с зеленоватосерыми песчаниками.

В 1,5 км к востоку от данного обнажения встречен еще выход таких же конгломератов. Кроме описанных двух выходов конгломераты такого типа больше нигде не встречаются.

Возможно, что эти конгломераты являются базальными образованиями, показывающими перерыв в отложениях между нижним и верхним ордовиком.

Зеленые и зеленовато-серые песчаники  $S_1^c$ . Эта свита обнажается в обоих крыльях антиклинальной складки.

Порода представляет собой песчаники буровато-зеленые, мелкозернистые, переслаивающиеся с глинистыми сланцами того же цвета. Кверху преобладают песчаники зеленые, буровато-зеленые среднезернистые с кольцами Лизеганга.

В средней части свиты в различных местах нами найдена обильная фауна. О. И. Сергуньковой сделаны следующие определения: *Remopleunides* sp., *Basilicus* cf. *peltastes* Salt., *Orthis* ex gr. *flabellites* Hall., *Orthis deflecta* Conrad., *Orthis sinuata* Hall (*Herbertella radiata* Lesnik.), *Orbiculoidea circe* Bill., *Orbiculoidea ovalis* Hall., *Lingula* sp., *Oehlertella pleurites* Meek.

О. Н. Фрайберггер в юго-восточной части района собрана фауна, представленная следующими формами: *Amplex rugosus* Kolova, *Amplex aff drummuckensis* Rud., *Basilicus* cf. *peltastes* Salt., *Orthis* ex gr. *flabellites* Hall., *Orthis deflecta* Conrad и др.

Неколько южнее указанных обнажений нами найден *Orthis sinuata* Hall (*Herbertella radiata* Lesnik), *Orthis* cf. *subcarinata* Hall.

Вся приведенная фауна по заключению О. И. Сергуньковой определяет среднеордовичский возраст.

Петрографическое описание пород  $S_1^c$ . Макроскопически породы псаммитовой, иногда псефитовой структуры. Галька слабо окатанная (0,1 — 0,2 мм), состоит из кварца, известковистого, кремнистого, глинистого сланцев, серицитизированных пород и обломков отдельных минералов — кварца, полевых шпатов, пластинок биотита, муковита. Встречаются редкие зерна турмалина, апатита, рудного минерала. Цемент кварцево-серицитовый, в некоторых разностях с примесью глинистого вещества.

Иногда в песчаниках в преобладающем количестве появляется галька кварца и тогда песчаники от полимиктовых отклоняются в сторону кварцевых.

Сланцы состоят из аналогичного, но более тонкого материала.

## ДЕВОН

Девонские отложения представлены следующими свитами:

1. Среднедевонская свита  $D_2^1$ . Зеленые песчаники, сланцы с отпечатками растений, конгломераты, известняки.

2. D<sub>2</sub> — D<sub>3</sub>. Тюлькубашская свита красноцветных песчаников, сланцев, конгломератов.

3. D<sub>3</sub><sup>2</sup>. Известняки, аргиллиты с фауной Rhynchonellidae.

### **Среднедевонская песчано-сланцево-конгломератовая свита D<sub>3</sub><sup>1</sup>**

Обнажается в северо-восточной части района, среди нижнепалеозойских карбонатных пород, находясь в тектоническом контакте с ними. Свита имеет северо-западное простираание с синклинальным падением при углах 50 — 65°.

В основании свиты лежат конгломераты с галькой, часто сплюсненной, состоящей из светлосерого и голубоватого известняка, глинистых сланцев, песчаника, а также кварца и мелкогалечникового конгломерата. Цемент карбонатно-песчаный. Выше следуют разнообразные по составу песчаники и буровато-серые и зеленые глинистые и хлоритовые сланцы. В нижней части свиты наблюдаются прослой серого, слабо глинистого известняка. Мощность всей свиты 260 м.

Кроме того, выходы этих отложений (с отпечатками флоры) в виде оторванных блоков наблюдались в верховьях р. Агаши и в других местах. В ближайших районах подобные отложения не известны.

Первоначально в 1943 г. эта свита нами относилась к среднему турне. В сланцах нами была найдена плохой сохранности флора, которая по заключению А. Н. Криштофовича представляла фрагментарные остатки *Sphenophyllum* sp. и *Rhachiopteris* sp., исключающие девонский возраст и не противоречащие среднеурнейскому возрасту.

После дополнительных сборов и повторного определения флоры (1946 г.) А. Н. Криштофович отнес ее к эйфельскому ярусу среднего девона.

В. Н. Вебером (13) в северном Каратау в пестрых глинистых сланцах были найдены углистые остатки, которые по заключению А. Н. Криштофовича сходны с псилофитовой флорой Казахстана, возможно среднедевонского возраста.

**Петрографическое описание D<sub>3</sub><sup>1</sup>** Микроскопически песчаники обладают псаммитовой структурой и состоят из плохо окатанных обломков кварца с волнистым погасанием, решетчатого микроклина, плагиоклаза, карбоната, мелких чешуек хлорита, мусковита, биотита, скоплений серицита. Цемент представлен тонко размельченным материалом этой же породы, иногда с карбонатом.

Сланцы имеют пелитовую структуру и состоят из глинистого вещества и мелких зерен кварца. Иногда наблюдается полосчатость из чередования тонкого глинистого материала с более крупнообломочным, в котором различаются зерна кварца.

Известняки состоят из тонкозернистого карбоната, в кото-

ром рассеяны мелкие зерна кварца. Встречаются иногда скопления более крупных зерен карбоната (возможно остатки фауны).

### *Тюлькубашская красноцветная свита D<sub>2</sub>—D<sub>3</sub>*

Красноцветная свита этого возраста является широко распространенной в Каратау. Она известна также под различными местными названиями и для других районов, являясь характерной свитой геологического разреза всего Казахстана в целом.

В исследованном нами районе красноцветная свита обнажается в нижней части юго-западного склона Боролдаятау и гор Кулантау. Полоса распространения ее протягивается через весь планшет, расширяясь на юго-востоке. С вышележащими и нижележащими отложениями красноцветная свита в большинстве случаев находится в тектоническом контакте. Стратиграфический контакт наблюдался в нескольких местах, где свита несогласно, через базальные конгломераты, лежит на песчано-сланцевой свите S<sub>1</sub><sup>i</sup>. Падение конгломератов СВ 60°/15—20°, а падение нижесилурийских песчаников ЮЗ 245°/60—65°. Местами конгломераты лежат на кремнисто-глинистых сланцах S<sub>1</sub><sup>b</sup>, стоящих на головах.

Разрез свиты в исследованном районе представляется в следующем виде (снизу вверх):

- |  |        |
|--|--------|
| 1. Конгломерат из хорошо окатанной гальки и валунов (до 10—15 см в диаметре), кварца, разноцветных кремней (сургучно-красного, зеленого, разных оттенков), серого известняка ярко-окрашенного розового, желтоватого и белого мрамора, розового и серого песчаника и изверженных пород. Галька изверженных пород специально собиралась нами для исследований.<br>Эффузивы, сходных с нашими, в гальке конгломерата не найдено. Цемент песчановый, розовато-серого и буровато-розового цвета | 90 м   |
| 2. Песчаники розовато-бурые и серовато-бурые, мелкозернистые и среднезернистые кварцево-полевшпатовые, в нижних горизонтах светлосерые кварцевые песчаники   | 500 м. |
| Общая мощность тюлькубашской свиты доходит местами до  | 860 м. |

**Петрографическое описание.** Песчаники микроскопически имеют псаммитовую структуру и состоят из угловатых, плохо окатанных обломков от 0,2 до 0,6 мм в поперечнике, представленных кварцем, плагиоклазом, решетчатым микроклином, карбонатом. Встречаются редкие обломки кварца или роговика. Акцессорные — турмалин, биотит, рудный минерал. Цемент в перемешанном количестве кварцево-карбонатный, иногда с железистым или углистым веществом и серицитом вблизи контактов с изверженными породами.

Галька конгломерата представлена следующими породами:

- а) кварцевый порфир с микрооливинтовой основной массой и фенокристаллами кварца, калиевого полевого шпата, серицитизированного плагиоклаза и более мелких чешуек биотита. В некоторых породах основная масса плохо раскристаллизована, пелитизированная;
- б) мелкозернистый гранит гипидиоморфной структуры; состоит из калиевого полевого шпата, кварца, биотита, частично хлоритизированного;
- в) порфириод с порфиробластами шахматного альби-

та, с оторочкой из калиевого полевого шпата, калиевый полевой шпат и кварц с волнистым погасанием. Основная масса кварцево-попелешпатовая с ориентированным расположением зерен. Имеются редкие чешуйки биотита; с) диоритовый порфирит с крупными фенокристаллами серицитизированного плагиоклаза. Имеется роговая сбманка с плеохроизмом в сине-зеленых тонах, видимо щелочная. Встречаются чистые кристаллы зонального плагиоклаза. Основная масса зернистая; д) катаклазированный, рассланцованный гранит с редкими чешуйками хлоритизированного биотита; е) окварцованный сиенит-порфир с большим количеством опацизированного цветного компонента, видимо, биотита.

Возраст красноцветной свиты первоначально был установлен В. И. Вебером (13, 15), как S — D (сюда же были включены и песчаники  $S_1^c$ ), а позднее он называл ее поддевонской на основании того, что она согласно перекрывается фаменскими отложениями.

Трансгрессивное залегание красноцветной свиты на более древних отложениях отмечается многими исследователями — Н. А. Худяковым для Боролдайтау, Н. Л. Бубличенко, М. С. Волковой (17), В. В. Галицким (21), И. И. Машкара (54) и другими для Центрального Каратау.

Позднее эта свита была разделена — из ее состава были выделены нижнесилурийские песчаники  $S_1^c$  — и теперь под тюлькубашской свитой понимают красноцветную свиту девонского возраста.

И. И. Машкара предлагает сузить возрастной интервал для этой свиты  $D_2$  —  $D_3^1$ , основываясь на том, что она составлена грубокластическим материалом, который характеризуется относительно быстрым накоплением.

В Центральном Казахстане во многих районах подобной красноцветной свите присваивается франский возраст, ( $D_3^1$ ). Возможно и тюлькубашская свита имеет франский возраст.

### **Фаменские отложения $D_3^2$**

Фаменские отложения распространены в юго-западной части района, обнажаясь как в северо-восточном, так и юго-западном крыльях антиклинали. Небольшие отдельные блоки фаменских отложений встречаются и в центральной части района, где они надвинуты на древние отложения.

Полных разрезов фаменских отложений в нашем районе нет, так как эти отложения подверглись тектоническим нарушениям, в результате чего отдельные части свиты выпали из разреза. Поэтому для установления стратиграфической последовательности отдельных фрагментов описываемого комплекса отложений может быть произведено лишь путем их сопоставления с данными других районов. Одним из таких участков, расположенным недалеко от нашего района, является Западный Каирчакты. Здесь, по данным И. И. Халтуриной, полный разрез фамена имеет такой состав:

1. Известняк темносерый, мелкокристаллический, массивный с сетью тонких жилок кальцита, с прослоями глинистых известняков.

- В нижних горизонтах известняк доломитизированный, светлосерый с желтоватым оттенком, массивный . . . . . 220 — 250 м.
2. Известняк темносерый, глинистый, комковатый, переполнен органическим материалом с прослоями известковистых сланцев, богатых фауной *Rhynchonellidae* . . . . . 112 — 117 м.
3. Глинистые комковатые известняки с прослоями бурых и зеленовато-бурых известково-глинистых сланцев, богатых фауной: *Cyrtospirifer cf. verneuilli Murch.*, *Cyrtospirifer cf. calcaratus Sow.*, *Chonetes sp.*, *Athyris anglica Hall.*, *Camarotoechia pleurodon Paill.*, *Productus praelongus*, *Productella subaculeata*, *Productus speciosus Hall*, *Spirifer aquilinus* . . . . . 158 м.
4. Бурые и буровато-серые глинисто-известняковые сланцы с прослоями глинистого и доломитизированного известняка, без фауны . . . . . 80 м.
5. Сорый и светлосерый полосчатый мелкокристаллический мраморизованный известняк. Верхняя часть брекчирована . . . . . 25 м.
6. Темносерый массивный топкокристаллический известняк с малиново-красными разводами, с прослоями глинистых комковатых известняков, богатых фауной брахиопод плохой сохранности . . . . . 200 м.
7. Буровато-серые и бурые глинисто-известковистые сланцы, зеленовато-бурые на плоскостях сланцеватости. Обилие фауны брахиопод, пелеципод и одиночных кораллов . . . . . 120 м.

Фациальная изменчивость отложений незначительная. В нашем районе наиболее низкими, переходными слоями от красноцветной свиты являются отложения, обнажающиеся в юго-западном углу района. По берегам ручья обнажаются серые, с светлозеленоватым оттенком, глинисто-карбонатные породы пелитовой структуры, названные геологами «аргиллитами».

На правом берегу р. Саясу в зажатой синклинали обнажаются серовато-бурые, желтоватые тонкослонистые песчанистые известняки с прослоями тонкозернистого песчаника и выше — темносерые скрытокристаллические массивные известняки с богатой фауной плохой сохранности. Мощность 70 м.

Описанные горизонты по литологическому составу соответствуют второму горизонту каирчактинского разреза.

Немного севернее на продолжении этой синклинали обнажаются все три нижних горизонта каирчактинского разреза.

Фаменские известняки узкой полосой продолжаются на северо-запад. Там они представлены первым и вторым горизонтами каирчактинского разреза. С прилегающими породами они находятся в тектоническом контакте.

Более высокие горизонты фаменского яруса обнажены в северо-западной части района. Представлены они бурыми и буровато-серыми глинисто-известковыми сланцами с обильной фауной *Rhynchonellidae*. Эти выходы представляют собою остатки надвинутых с северо-запада среднепалеозойских отложений на нижнепалеозойские карбонатные толщи.

Всем перечисленным разрозненным выходам описанных отложений на основании литологического сходства с разрезами по р. Каирчақты, а также общегеологических соображений и, наконец, по скудной фауне ринхонеллид, мы приписываем фаменский возраст. Общая мощность фамена в нашем районе не превышает 330 м, хотя в соседних она доходит до 900 м.

## НИЖНИЙ КАРБОН

Каменноугольные отложения имеют небольшое распространение в исследованном районе. Фаунистически они охарактеризованы плохо, поэтому при выделении их приходилось пользоваться методом сопоставления с разрезами соседних районов, что оказалось ненадежным, особенно если учесть литологическое сходство разновозрастных свит в тектонически сложном районе.

Нижнекарбоновые отложения разделены нами на нижнетурнейские, ореднетурнейские и нерасчлененные визейские и верхнетурнейские отложения.

Турнейские отложения обнажаются в северо-западной части района, где они надвинуты с северо-запада на нижнепалеозойские отложения, сильно брекчированы, мраморизованы и несколько ожелезнены.

Верхнетурнейские и визейские отложения обнажены в северо-восточной части района, на обособленных небольших сопках и отделены от остальных палеозойских пород полосой юрских отложений и современных рыхлых образований.

### *Нижнетурнейские отложения St<sub>1</sub>*

К нижнетурнейским отложениям мы отнесли белые мраморизованные известняки северо-западной и западной части района и связанные с ними серые полосчатые известняки, которые являются продолжением свит, развитых в соседнем районе. На водоразделе рр. Саясу и Агаши, на вершине отрога обнажаются доломиты в нижней части темносерые, толстослойные, вверху светлосерые «искристые», переходящие в тонкополосчатые, темно- и светлосерые. Эти отложения нами также отнесены к нижнетурнейским. Они в виде синклинального блока лежат с тектоническим несогласием на красноцветных песчаниках с брекчией белого мрамора в основании. Фауны в нижнетурнейских отложениях не найдено.

Антоновым В. Н. (1) на соседнем планшете, в контурах, находящихся на простирании боролдайских пород, собрана фауна мшанок турнейского возраста. В. Н. Вебер указывает из них виды: *Fenestella* aff. *polymorpha*, *Fenestella* aff. *subrudis* и *Batostomella*.

### *Среднетурнейские отложения St<sub>2</sub>*

Среднетурнейские отложения обнажаются в самом крайнем северо-западном углу района на небольшом участке и уходят за пределы исследованной площади.

За пределами нашего района имеется следующий разрез:

- |  |            |
|--|------------|
| а) мергелистые известняки с пиритом  | 142 м.     |
| б) Известняки и мергелистые сланцы с фауной <i>Chonetes</i> cf. <i>kinghii</i> Na l. var <i>transversa</i> Na l., <i>Rhipidomella michellini</i> , <i>Syringothyris</i> cf. <i>hannibalensis</i> и мшанок <i>Fenestella</i> cf. <i>multispinosa</i> , <i>Fenestella rudis major</i> , <i>Phyllopora</i> cf. <i>pluma</i> | 140—150 м. |
| в) Известняки с одиночными кораллами <i>Capnia</i> и гастроподами  | 150 м.     |
| г) Мергелистые известняки с прослоями песчаника  | 200—500 м. |
| д) Перемежающиеся тонкие слои (2—5 см) светлосерого, голубо-   |            |

ватого, розоватого известняка, темного глинистого известняка и известковистого песчаника 200 — 250 м.

В нашем районе прослежены глинистые известняки и сланцы, соответствующие нижним горизонтам описанного разреза, а также слоистые породы из прослоек глинистого известняка и песчаника. Мощность прослоек 5 — 7 см. Известняк легче выветривается и на его поверхности образуются желобки и выступы. В глинистых известняках встречается большое количество члеников криноидей. Общая мощность отложений среднего турне 700 м.

Простиране северо-западное. Вся свита собрана в серию складок, амплитуды которых колеблются от 0,5 до 1 км. На протяжении 3 км по простирацию свиты заметно фациальное изменение в сторону увеличения песчаников и сланцев на юго-восток.

Петрографическое описание. Глинистые известняки состоят из мелкозернистого карбоната и глинистого вещества, с включением зерен кварца, мелких кристалликов пирита, мелких чешуек серицита и хлорита. Все составляющие породу компоненты ориентированы в одном направлении.

Алевропелит. Структура алевропелитовая. Тонкие бесформенные зерна кварца размером 0,02 — 0,04 мм, темный пелитовый материал и точечные включения серицита составляют в основном породу. Встречаются обломки турмалина, неправильные зерна рудного минерала. Турмалин с плеохроизмом в зеленых цветах; индивиды его длиной до 0,05 мм.

Имются мелкие зернышки щелочного полевого шпата, который, однако, обнаруживается с трудом.

### **Верхнетурнейские и визейские отложения $C_3 + C_4$**

Данные отложения имеют очень ограниченное распространение, слагая небольшие сопки в северо-восточной части района, среди четвертичных отложений. Там обнажены серые мелкокристаллические, массивные известняки и буроватые песчаные и глинистые известняки с обильной фауной брахиопод и кораллов, среди которой определены *Caninia cylindrica* Scoul., крупные *Euonophalus* и др.

В верхней части свиты много *Syringopora* sp. Несколько западнее обнажены серые известняки с кораллами, выше переходящие в конгломераты. Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки серого известняка, красного, также фиолетового и зеленого песчаника, кварца и хлоритового сланца. В известняковой гальке найдена фауна вышеописанных кораллов. Размер гальки от 1 до 20 см в диаметре. Цемент карбонатно-песчаный. Конгломераты, по видимому, являются внутрiformационными. Простиране толщ северо-западное.

По простирацию свит на северо-запад, в массивных известняках собрана фауна: *Productus (Gigartella) rectestrius* Groeb., *Productus deruptus* Rom., *Productus jagovkini* Nal., *Brachythyris* sp. и одиночные кораллы.

На основании приведенной фауны возраст отложений определяется как визейский, причем по собранной фауне в северо-западной части обнажаются более верхние горизонты визейских отложений. Нижние горизонты свиты относятся еще к верхнему турне.

Мощность отложений по разрозненным выходам мы установить не могли. По данным Н. А. Худякова, мощность визе для района Боролдая достигает 3000 м.

Более молодых палеозойских отложений в исследованном районе нет.

Петрографическое описание пород  $St_3$  +  $Sv$ . Известняки светлосерые, массивные, прорезаны карбонатными жилками, а также буроватые мелкозернистые с точечными бурыми включениями.

Под микроскопом обе разновидности известняков отличаются друг от друга, главным образом, содержанием кварца, количество которого иногда доходит до 50% от общей массы породы.

Структура породы гранобластическая.

Порода состоит из зерен карбоната размером 0,05 — 0,1 мм, несколько загрязненного глинистым веществом. Среди карбоната довольно равномерно распределены зерна кварца размером 0,1 — 0,4 мм, с волнистым погасанием, с зазубренными краями неправильной формы. В зернах кварца встречаются тонкие иголки актинолита. Встречаются редкие чешуйки мусковита, призмы турмалина, хлорит и скопления аморфных железистых окислов.

## ЮРСКЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Юрские отложения развиты в северо-восточной части района в виде узкой полосы, протягивающейся в северо-западном направлении вдоль хребта Боролдаятау и Кулантау и занимающей пониженные участки. С палеозойскими породами они находятся в тектоническом контакте.

Изучением юрских отложений занимался А. К. Бувалкин, который расчленяет их на шесть свит:

1. Конгломератовая — 350 — 400 м.
2. Угленосная — 400 м.
3. Свита плитчатых песчаников — 220 — 230 м.
4. Битуминосная — 200 — 225 м.
5. Свита светлосерых алевролитов — 80 — 100 м.
6. Свита рыбных сланцев — 200 м.

Общая мощность отложений юры составляет 1450 — 1755 м.

На основании определений фауны рыб и насекомых, а также флоры, возраст отложений устанавливается от лейаса (нижняя юра) до мальма включительно (верхняя юра).

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения (в описываемом нами районе) имеют очень неравномерное распределение. В центральной части планшета они или полностью отсутствуют или имеют подчиненное значе-

ние. В окраинных частях они являются преобладающими, скрывая под собою как палеозойские, так и мезозойские отложения.

По возрасту можно выделить более ранние древнечетвертичные, а может быть и более древние (неогеновые) образования (палевые известняки и суглинки) и современные молодые осадки. По генезису четвертичные отложения можно разделить на: 1) озерные осадки (палевые известняки), 2) аллювиальные и 3) делювиально-пролювиальные, к которым возможно примешиваются и эоловые осадки. Изучением этих отложений занимались В. В. Галицкий (20, 24) и А. К. Бувалкин.

## ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении исследованный район является сложным. Эта сложность обусловлена, главным образом, разломами, проявившимися в большом количестве. В результате этих разломов изучаемая площадь была разбита на блоки, перемещенные друг относительно друга как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях. Расшифровку структур затрудняет также условный, окончательно не установленный возраст некоторых свит. Тем не менее, собранный нами материал все же позволяет нам составить более или менее достоверное представление о тектонике района.

Основные структуры района имеют северо-западное направление. В этом направлении вытянуты складки, в которые собраны палеозойские свиты. Такое же направление имеют и разломы. Многие из них оказались приуроченными к контакту различных свит.

Наиболее крупной структурной единицей является антиклиналь. Ось этой антиклинали проходит по юго-западному склону, продолжаясь дальше на северо-запад, за пределы района. Шарнир складки погружается к северо-западу, в результате чего наиболее древние породы (ядро складки —  $Ст_1$ ) замыкаются в долине р. Долон-булак. В ядре складки выходит нижнекембрийская песчано-сланцевая («бурошпатовая») свита.

По северо-восточному крылу антиклинали проходит серия почти параллельных нарушений. Нарушения эти образуют острый угол с направлением оси складки и к северо-западу постепенно приближаются к замку антиклинали. В результате разлома срезаются свиты северо-восточного крыла и в соприкосновение приходят различные горизонты ордовика между собой и с красноцветной свитой.

Складка имеет ассиметричное строение — северо-восточное крыло ее является более крутым (углы падения доходят до  $80 - 90^\circ$ ), чем юго-западное (угол падения не превышает  $50^\circ$ ). По правому берегу р. Кулан наблюдается опрокидывание антиклинали на северо-восток с разрывом сплошности и надвиганием юго-западного крыла на северо-восточное. Это же отмечается на северо-западе района. Антиклинальная складка осложнена мелкими складками второго порядка. Выходы кремнистых сланцев по р. Кулан среди песчанников ордовика обязаны антиклинальному перегибу в крыле

складки. Юго-западное крыло антиклинали представляется более полным и простым по строению: свиты моноклиinally падают на юго-запад под углом  $35 - 40^\circ$ .

Второй крупной структурной единицей является северо-восточная полоса нижнепалеозойских пород — карбонатных пород и эффузивов, являющаяся второй антиклинальной структурой. Расшифровать строение этой полосы почти невозможно из-за сильной ее нарушенности разрывами. Внутри этой полосы нижнепалеозойских пород, в юго-восточной части, обнажается песчано-сланцевая свита среднего девона, находящаяся в тектоническом контакте с нижележащими отложениями. Свита трансгрессивно залегает на более древних отложениях и в гальке конгломерата содержит породы нижележащих свит. Отдельные участки среднедевонской свиты лежат в виде останцов покрова на нижнепалеозойских известняках, занимая более высокие части рельефа.

Ось северо-восточной антиклинали, вероятно, имеет погружение и вздымание по направлению к северо-западу, чем и объясняется изометричная форма полей эффузивов, обнажающихся из-под карбонатных пород. Изменение простираний в карбонатных и кремнистых породах также подтверждают это положение.

Изгибание осей складок по простиранию для Тянь-Шаня подчеркивает В. А. Никслаев (64), считая что это явление имеет большее значение, чем ему придается. Разрывы, развитые в северо-восточной антиклинали, имеют северо-западное простирание и в большинстве случаев крутое падение к северо-востоку.

О существовании древних разломов можно судить по некоторым косвенным фактам. Например, линейное расположение выходов эффузивов можно рассматривать как зону разломов древнего возраста, к которой были приурочены вулканы. Более молодые разрывы проходили в большинстве случаев по старым разрывам. Подобные наблюдения были сделаны В. В. Галицким (21, 22, 23).

Разрывы северо-восточного склона, имеющие северо-западное простирание, объединялись предшественниками в боролдайский разлом (В. Н. Вебер) или букуйский разлом (Н. А. Худяков). Этому разлому придавалось региональное значение, считая, что он продолжается как на северо-запад, так и на юго-восток в Таласский Алатау. Возраст его считался послепермским.

Помимо разломов северо-западного простирания имеются разломы широтного и северо-восточного направления, большинство которых, по нашим наблюдениям, являются более молодыми.

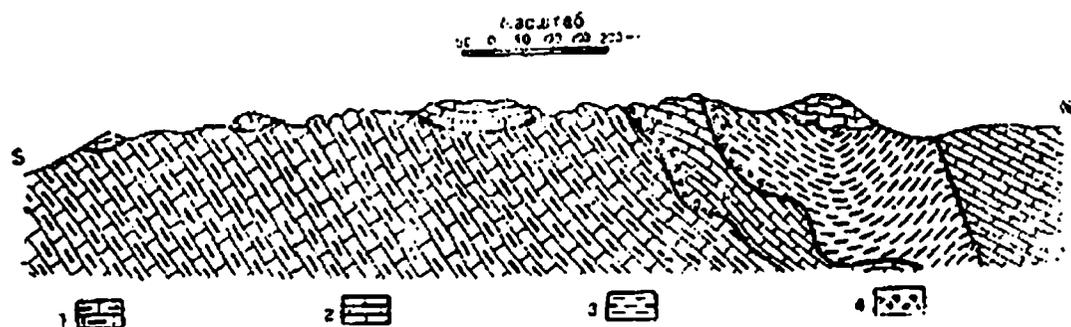
В верхней части юго-восточного склона Беркут-Уя нами прослежена трещина меридионального направления с падением плоскости нарушения  $SZ 279^\circ \angle 35^\circ$ . Трещина, шириною 8 м, заполнена белым кальцитом, обломки которого достигают 0,5 м в поперечнике, и мелкими обломками известняка и мрамора. По западной стенке трещины наблюдаются карманы конгломератов. Последние состоят из мелкой хорошо окатанной гальки кварца, бурого железняка, известняков, глинистых сланцев, песчаников, а также юрских «рыбных» сланцев. Таким образом, конгломераты являются послепермскими.

скими. Цемент конгломерата песчано-карбонатный и глинисто-карбонатный.

А. К. Бувалкин, изучавший юрские отложения, на основании детальных исследований устанавливает, что киммерийские и варисские движения обусловили трещины преобладающе северо-западного направления, альпийские движения — северо-восточного направления.

Кроме нарушенный сбросового характера наблюдаются в районе также надвиги. На северо-западе вблизи р. Бостургай происходит сочленение нижнепалеозойских и турнейских отложений по линии надвига.

Нижнетурнейские отложения с участками фаменских отложений надвинуты с северо-запада и запада на нижнепалеозойские отложения. Поверхность надвига наклонена под углом  $50^\circ$ , но она изгибается как по простиранию, так и по падению (фиг. 5), что хорошо видно по крутому склону отрога, спускающегося в р. Бостургай. На продолжении надвига видны останцы покрова из белых мраморов, лежащих на серых доломитах. Линия надвига, изгибаясь, сначала имеет направление с северо-востока на юго-запад, а затем за пределами нашего района линия надвига поворачивает на юго-восток и прослеживается до р. Джиланды.



Фиг. 5. Надвиги в районе р. Бостургай (рис. М. В. Тацивиной).  
1 — кембрийские доломиты, 2 — нижнекарбонные мраморизованные известняки, 3 — пермелевонские аргиллиты, 4 — тектоническая брекчия.

В зоне надвига породы превращены в брекчию, в которой участвуют, главным образом, породы аллохтона, но в некоторых случаях (на юго-западе) и автохтона. На северо-западе, за пределами нашего района, наблюдается надвигание среднетурнейских отложений на нижнетурнейские по такому же направлению с северо-запада.

Такая же чешуйчатость наблюдалась и на юго-западном склоне (в северо-западной части района), где поверхность надвига имеет наклон к юго-западу.

Останцы покрова наблюдались также на водоразделе рек Саясу-Агаши из турнейских доломитов на автохтоне из красноцветных песчаников  $D_2$  —  $D_3$ .

По возрасту надвиги вероятно нужно связывать со временем

проявления Варисской складчатости, а направления линий надвигов с направлением осей складок. Надвиги нарушаются более молодыми разрывами, что хорошо видно в районе р. Бостургай, где надвинутые породы режутся сбросом широтного направления с падением плоскости сместителя под углом  $60^\circ$  к северу.

О времени проявления тектонических движений на основании наших наблюдений и материалов исследователей в соседних районах можно сказать следующее.

Наиболее древняя складчатая фаза проявилась между среднекембрийскими и более древними отложениями. Проявление ее также сказалось в несогласном налегании на эффузивы кремнистой свиты  $Сп_2$  с песчаниками или конгломератами в основании. В гальке конгломератов встречаются нижележащие породы — эффузивы, граниты и др. Эта складчатость соответствует салаирской фазе. Проявление салаирской фазы складчатости отмечается и для других районов Казахстана. Она хорошо доказана Р. А. Борукаевым (9) для Северного Казахстана.

Воздействию салаирской фазы складчатости подверглись эффузивы и бурошпатовая свита  $Сп_1$ . О степени дислоцированности эффузивов трудно что-либо сказать, ввиду отсутствия у них структурных признаков. Сильный метаморфизм этих пород возможно объясняется тем, что они, как породы древние, неоднократно подвергались складчатости.

Песчано-сланцевая свита («бурошпатовая») нижнего кембрия является наиболее сильно дислоцированной и метаморфизованной. Она собрана в мелкие, часто изоклинальные складки. Породы сланцеваты и мелкоплочаты. Углы падения пластов сильно варьируют.

Некоторый перерыв в отложениях фиксируется внутри ордовика, между аренгом и лландейлем, наличием конгломератов между отложениями свит  $S_1^b$  и  $S_1^c$ .

Стратиграфическое несогласие и перерыв между ордовиком и девоном свидетельствует о проявлении каледонской складчатости. Отсутствие верхнесилурийских отложений и возможно нижнедевонских свидетельствует о большом перерыве в процессе отложения. Красноцветная свита  $D_2 - D_3$  трансгрессивно залегает на более древних толщах. В основании красноцветной свиты имеются конгломераты, содержащие гальку нижележащих пород.

Нижнепалеозойские отложения дислоцированы каледонской складчатостью. Они собраны в складки с узкими антиклиналями и более широкими синклиналями с углами падения до вертикальных и сирекцидыванием складок на северо-восток.

Мы не имеем достаточного материала, чтобы доказательно выделить песчано-сланцевую свиту среднего девона в самостоятельную свиту. Возможно она является только фациальной разновидностью красноцветной свиты, однако не исключена возможность, что она окажется и самостоятельной свитой. Красноцветная свита в таком случае будет вышележащей и возраст ее повысится до

$D_2^2$  —  $D_2^1$  Подобные красноцветные свиты франского яруса широко распространены в Центральном Казахстане.

Углового несогласия между красноцветными песчаниками и верхнедевонскими отложениями в нашем районе не наблюдалось так же, как между фаменскими и нижнекаменноугольными.

Проявление варисской складчатости сказалось в смятии девонских и карбоновых отложений. С этой же складчатостью, вероятно, связано развитие покровных структур, образование разрывов (преимущественно северо-западного простирания), а также внедрение малых интрузий.

Следующим орогеническим этапом является киммерийская складчатость, дислоцировавшая юрские отложения.

А. К. Бувалкин, изучавший юрские отложения, считает, что на границе средней и верхней юры, или в конце верхней, юрские осадки были собраны в пологие складки. Образование складок сопровождалось разломами широтного направления.

Вторая фаза проявлялась между нижним и верхним мелом (субгерцинская фаза), в этот же период произошло образование юрского грабена и возникли надвиги. Третья фаза проявилась в начале четвертичного периода. В результате ее возникли разломы северо-восточного направления. Этой фазой дислоцированы палевые известняки древнечетвертичного возраста.

За пределами нашего района к северо-западу (по р. Канай) палевые известняки с покрывающими и подстилающими их суглинками собраны в пологие складки с углами падения  $10 - 15^\circ$ .

## ВУЛКАНИЗМ

Изверженные породы в Каратау имеют небольшое площадное распространение и обычно считалось, что вулканическая деятельность очень редко проявлялась в геологическом прошлом этой области.

С течением времени количество фактического материала по изверженным породам все более накапливалось и теперь уже можно говорить, что вулканическая деятельность, правда незначительная по интенсивности, проявлялась в различных местах и в различные эпохи. Почти в каждой геологической системе можно найти следы ее проявления как в виде покровов, потоков, пластовых залежей и туфовых образований, так и в виде галек изверженных пород в базальных конгломератах различного возраста.

Чтобы нарисовать картину проявления вулканизма в исторической последовательности, необходимо использовать материал по более широкой площади, чем исследованный нами район, в котором присутствуют породы не всех систем, участвующих в строении Каратау.

Для всего Тянь-Шаня в целом, куда входит и Каратау, история вулканизма освещена в работе В. А. Николаева (64). Но в

связи с полученными после этого новыми данными следует уже теперь внести изменения в некоторые его положения. Кембрийские отложения в то время не были известны в Каратау и предполагалось, что в нижнем палеозое накопление осадков началось с ордовика без участия магматических пород и их туфов.

Первые проявления вулканизма отмечаются в допалеозое. Допалеозойские отложения, более мелко не расчлененные, распространены к северо-востоку от исследованного нами района в горах Малого Каратау и выделены под названием кокджотской свиты. По данным В. Н. Вебера (15), Тарасова, Е. Д. Чехович, П. Л. Безрукова (3 — 5), кокджотская свита состоит из тонкоразлистованных различных сланцев, зеленых полимиктовых песчаников и редких прослоев порфиритов и туфов. В. Ф. Беспалов (7) отмечает порфиroidы в кокджотской свите. Среди протерозойских песчаников гор. Ичкелетау В. А. Николаев (64) описывает конгломераты с галькой розового аплита и двуслюдястого гранита. Часть метаморфических пород допалеозоя произошла из изверженных пород. Таким образом, в допалеозое вулканическая деятельность проявилась в излияниях основной магмы и в интрузиях кислой магмы.

О вулканической деятельности, проявившейся в нижнем палеозое, известно больше. Во многих местах среди нормально осадочных пород установленного нижнепалеозойского возраста встречаются эффузивные образования. В некоторых случаях они занимают вполне определенное стратиграфическое положение.

В изучаемом нами районе гор Боролдайтау и Кулантау эффузивные породы перекрываются свитой кремнистых пород, включающих пласты бурых пиритизированных песчаников, туффитов, алевроитов, возраст которых устанавливается как среднекембрийский.

По составу эффузивные породы принадлежат к кислым типам — альбитофирмам, микроклиновым порфирмам, дацитовым порфирмам, сопровождающимся литокластическими и витрокластическими туфами и подчиненными им амигдалоидами. Породы характеризуются повышенной щелочностью и являются эффузивными аналогами аляскистов.

В Малом Каратау еще В. Н. Вебер (15, 16) указывал, что в каройской свите ( $Ст_1$ ) по р. Шабакты и в других местах Шильниковым установлены туфы кварцевых кератофиров и туфогенные песчаники. П. Л. Безруков (1939 г.) отмечает на р. Талды-булак среди конгломератов и песчаников прослой плагиоклазовых порфиритов. На р. Коксу он отмечает порфириты мощностью 60 м, протягивающиеся на 1 км. Залегают они по контакту каройской свиты и тамдинских известняков.

Над кремнистой свитой ( $Ст_2$ ) в нашем районе встречаются невыдержанные горизонты опилитов с шаровой отдельностью, являющиеся подводными образованиями.

Вулканические породы нижнего палеозоя ( $S_1^a$ ) широко распространены в Байджансайском районе, где они представлены, по данным Е. Д. Чехович, туфами кварцевых кератофиров, альбитофиров,

пспловыми туфами, в целом сходными по описанию с вулканическими породами нашего района.

И. И. Машкара (54) для Центрального Каратау отмечает в верхней части ордовика большое развитие основных эффузивов — диабазов, порфиритов, туфов, амигдалоидов и спилитов. Этой свитой сложен водораздел хр. Мын-Джилки.

Таким образом, нижнепалеозойский вулканический цикл для Каратау выразился, главным образом, в кислых излияниях, отвечающих по составу дацитово́й и риолитовой магме и в подчиненном количестве базальтовых лав. Эффузивная деятельность имела эксплозивный характер, так как пирокластические образования играют значительную роль. Наземные извержения к концу своей деятельности сменились подводными.

Верхнесилурийских отложений в Каратау не известно, вероятно, в это время район представлял собою область размыва.

Следующими по возрасту являются прибрежно континентальные образования девона (красноцветная свита  $D_2 - D_3$ ). В основании свиты имеются базальные конгломераты, содержащие в гальке значительное количество изверженных пород, как эффузивных, так и интрузивных, являющихся более ранними образованиями. Мы встречали в гальке гранит-порфиры, катаклазированные гранодиориты, порфиронды, плагиоклазовые порфириты. Гранодиориты, сходные с теми, что в гальке, обнажены в нашем районе на водоразделе рр. Саясу и Джиланды, в виде небольшого выхода, которые дают активный контакт с известняками нижнепалеозойского возраста. С более молодыми отложениями взаимоотношения не ясны (см. описание гранодиоритов). Возможно они являются каледонскими. По р. Капчыкты В. Н. Вебер (16) указывает в тюлькубашской свите песчанники с обломками кварцевого порфира.

К интрузиям каледонского цикла относятся граниты и аплиты района месторождения Сулеймансай, возраст которых определяется тем, что они рубят тамбикские известняки ( $S_0 - S_1$ ) и на них трансгрессивно ложатся девонские отложения с базальными конгломератами, в гальке которых встречаются эти граниты. К каледонским интрузиям относят также основные породы гор Бессаз (между  $S_1$  и  $S_2$ ), описанные И. И. Бок, но ясных доказательств возраста для этих интрузий не имеется. И. И. Машкара (54) к этому же вулканическому циклу относит кварцевые порфиры, залегающие в виде даек и мелких штоков.

Герцинский вулканический цикл в Каратау проявился как в эффузивной, так и в интрузивной фазах.

Непосредственно в исследованном нами районе эффузивных пород этого возраста не отмечено, но в соседних районах имеются покровы миндалскаменных порфиритов, залегающие среди нижнетурнейских, фаунистически охарактеризованных отложений. Они протягиваются на 40 км, по юго-западному склону Малого Каратау, причем мощность покровов колеблется от 35 до 275 м (вместе с туфовым материалом). В свите аркозовых песчаников Бурула,

среди верхнедевонских песчаников, вместе с яшмами зафиксирован кремнистый кварцево-кератофировый туф.

В целом для района исследований эффузивная деятельность в среднем палеозое слабо проявлена, очаги вулканизма отступают к югу, и там особенное развитие эффузивы имеют в верхнем палеозое и даже в мезозое (Н. П. Васильковский, 12).

Интрузивная фаза герцинского вулканического цикла проявлена в малых гипабиссальных интрузиях, главным образом, сиенитового и, отчасти, гранитного состава.

Нижняя возрастная граница для сиенитов в нашем районе устанавливается по активному контакту с девонскими отложениями. Верхняя возрастная граница интрузий не известна, поскольку нет непосредственных взаимоотношений их с более молодыми осадками. Особенностью этих интрузий является обогащенность их натрием. На площади развития их широко проявлен натриевый метасоматоз с новообразованиями во вмещающих породах альбита, натриевого скаполита, ругила. Возможно, что этот метасоматоз нужно связывать с интрузиями сиенита, так как имеется определенная пространственная связь между альбито-скаполитовыми породами и интрузиями сиенита (все эти образования развиты в юго-восточной части района, где распространены и интрузии).

Наши интрузии до некоторой степени можно параллелизовать с сиенитами гор Джебаглы, а также с сиенитами рр. Ирису и Каинды, которые В. А. Николаев (63) генетически связывает со щелочными породами, считая их последней фазой герцинского вулканического цикла.

Возможно с этими интрузиями нужно параллелизовать и основные интрузии гор Бессаз, описанные И. И. Бок как каледонские. Несколько щелочной характер интрузии гор Бессаз отмечает и сам И. И. Бок.

## **ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ**

По площади распространения изверженные породы играют незначительную роль в строении хребта Каратау, обнажаясь лишь в отдельных районах (северо-западный Каратау, Малый Каратау и юго-восточная оконечность юго-западного Каратау — горы Боролдайтау и Кулантау). В связи с этим Каратау мало привлекал к себе внимание петрографов, и петрография этого хребта еще очень мало изучена. Имеющиеся сведения по изверженным породам носят в большинстве случаев общий характер. Геологи, посещавшие район, занимались, главным образом, решением вопросов стратиграфии и тектоники. Часто петрографическая обработка материала производилась не теми лицами, которыми собирался материал, а другими, отчего не получалось цельности в представлениях исследователей и имела место известная оторванность петрографического исследования от геологического.

Как уже упоминалось выше, предыдущими исследователями все изверженные породы этого района относились к интрузиям, и только Н. А. Худяков отмечал среди них некоторое участие и эффузивных представителей, не выделяя их пространственно.

Собранный нами материал позволяет нам выделить среди изверженных пород как эффузивную, так и интрузивную и дайковую фации.

Наибольшее развитие в районе имеют эффузивные породы, с которых мы и начнем систематическое описание.

### **ЭФФУЗИВЫ**

#### **ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ И ХАРАКТЕР КОНТАКТОВ**

Эффузивами сложены три участка, расположенные в полосе, вытянутой в северо-западном направлении. Первые два участка находятся в северо-западной части этой полосы, а третий — на край-

нем юго-востоке. Выходы эффузивов прослеживаются и дальше на юго-восток в этом же направлении, за пределами изученного нами района.

Поскольку каждый участок эффузивов по строению имеет свои особенности, то будет удобнее дать описание каждого участка в отдельности.

I. Северо-западное поле эффузивов начинается несколько западнее р. Бостургай и протягивается к юго-востоку от гор Букуй-тау.

Поле эффузивов несколько вытянуто в широтном направлении. Контуры тела в плане извилисты, что объясняется, с одной стороны, складчатыми структурами пород, а, кроме того, зависит и от расчлененности рельефа. Последнее хорошо видно вблизи р. Бостургай, где отдельные вершинки на водоразделе и на отходящих стогах сложены осадочными породами, а в бортах ручьев, рассекающих эти отроги, и в долинах ручьев обнажаются эффузивы. Этот геоморфологический фактор обуславливает кажущееся обособление участков эффузивов, которые в плане приобретают овальные очертания, как например, в верховьях ручья Бекс-булак и его притоков.

Постели эффузивов мы не видим. Покрываются эффузивы свитой среднекембрийских кремнисто-глинистых сланцев с прослоями песчаников, выше которых лежит свита известняков и доломитов, условно относимых к верхнему кембрию.

Контакт с осадочными породами почти всюду тектонический, и только в нескольких местах на небольшой площади можно было наблюдать стратиграфический контакт между эффузивами и осадочными породами. В таких случаях разрыв проходит немного выше, в осадочной свите.

Кремнистая свита, покрывающая эффузивы, всюду падает в сторону от эффузивов, определяя таким образом куполовидную форму эффузивного тела. Углы падения контактов примерно совпадают с углами понижения рельефа. Это обстоятельство не позволяет видеть более глубоких частей эффузивов. Разрез эффузивов удается проследить на глубину до 300 м.

Кремнистые породы с лежащими на них карбонатными отложениями встречаются внутри поля эффузивов, на их поверхности, в виде остаточных участков, имеющих брахисинклинальное залегание; они часто осложнены разрывами. Такие блоки обычно занимают более высокие гипсометрические точки, но встречаются и на склонах.

Флюидалность в эффузивах до некоторой степени совпадает с элементами залегания осадочных пород, отличаясь в большинстве случаев большим углом падения и некоторым отклонением в азимутах падения.

При прослеживании контактов эффузивов с осадочными породами было установлено следующее.

Контакт эффузивов с покрывающими его осадочными толщами в большинстве случаев тектонический, и лишь в отдельных участ-

ках сохранился стратиграфический контакт. Амплитуда перемещений по контакту в вертикальном направлении не велика, поскольку выпадают небольшие по мощности горизонты. Даже при полном выпадении кремнистой свиты, при контакте эффузивов с известняками, выпавшая пачка не превышает по мощности 200—300 м. Кремнистая свита ложится на различные горизонты эффузивов с размывом последних. О наличии размыва свидетельствует также галыка эффузивов в песчаниках, лежащих в основании кремнистой свиты. При тектоническом контакте, кремнистая свита соприкасается различными горизонтами с эффузивами. Контакт в большинстве случаев пологий и только северо-восточный крутой. Интрузивного контакта встречено не было и кремнистые породы нельзя считать за контактовые образования. Кремнистые породы часто контактируют с туфами. Таким образом, отпадает основной фактор, доказывающий интрузивный характер пород — это активность контакта.

Ввиду плохой обнаженности, отсутствия маркирующих осадочных горизонтов и большого количества тектонических нарушений, составить геологический разрез через поле эффузивов не представляется возможным. Поэтому приведенный здесь разрез не отражает действительного строения эффузивного тела, а дает лишь фактический материал о петрографическом составе его, о смене и некоторой последовательности излияний (см. разрез к геолого-петрографической карте, фиг. 7). Разрез проведен через первое эффузивное тело.

Составленный разрез не дает полного представления о последовательности излияний, но несмотря на это, можно все же сделать некоторые выводы о вулканической деятельности.

Наиболее поздними образованиями являются крупнообломочные агломераты, которые содержат в обломках все разности эффузивов, развитых в нашем районе.

К относительно более поздним образованиям относятся также порфиры с перлитовой отдельностью и дацитовые порфиры, лежащие непосредственно под агломератами и не встречающиеся в нижней части эффузивного тела.

Амигдалоиды, наоборот, развиты внизу эффузивной свиты. Альбитофиры, микроклиновые порфиры и различные туфы (витрокластические и литокластические) встречаются в различных частях разреза эффузивного тела, свидетельствуя о многократных излияниях, чередующихся с сильными эксплозиями. Потоки лав распространялись друг по другу. Микроклиновые порфиры и их туфолавы большее распространение все же имеют в нижних частях.

Мощность эффузивов, доступная нашим наблюдениям, составляет примерно 500 м, причем мощности пирокластической части толщи и существенно лавовой получаются примерно равными.

Центра излияний установить не удалось. В пределах обнаженной части эффузивов мы не встретили пород жерловой фации и предполагаем, что центр излияний, вероятно, скрыт под вышележащими породами. Некоторые факты заставляют предположить, что

он, возможно, располагается вблизи верховий р. Беке-булак. Таким фактом является, с одной стороны, развитие там крупнообломочных агломератов, являющихся, как сказано, наиболее поздними образованиями. Агломераты со столь крупным обломочным материалом не могли образоваться далеко от места извержения. Вторым фактом является флюидалность, которая имеет радиально-концентрическое расположение, расходясь от определенного центра, повидимому, центра излияний (при центральном типе вулканов). По расположению элементов флюидалности такой центр также тяготеет к участку верховий ручья Беке-булак.

II. Юго-восточное поле эффузивов также имеет изометричную форму. Оно занимает водораздельную часть хребта и спускается на оба склона.

Контуры его также извилисты. Контакт с осадочными породами на всем протяжении тектонический, более резко выраженный, чем в северо-западном теле. В контакте с эффузивами находятся различные по возрасту и литологическому составу осадочные свиты. На северо-западе непосредственно в контакте с эффузивами находятся различные горизонты карбонатной кембрийской свиты и только в двух или трех пунктах встречались небольшие участки кремнистой свиты. На западе, на острожке, спускающемся с северо-запада к р. Джиланды, кремнистые породы в виде свода лежат на эффузивах. Помимо кремнистых пород в этой свите присутствуют зеленые сланцы, туффиты, песчаники и конгломераты, в гальке которых находятся и эффузивы. На юге эффузивы приведены в соприкосновение с фаменскими известняками.

По восточному контакту в соприкосновение с эффузивами тектонически приведены светлобурые песчаники, кембрийские известняки со скаполитом и плагиоклазом и мраморы. Последние часто имеют падение в сторону эффузивов, чего не наблюдалось в других местах.

В некоторых местах хорошо видно пологое налегание мраморов на эффузивы, причем по контакту заметно сильное изменение пород (осветление, окремнение, пропитывание медными растворами), вероятно, обусловленное гидротермами, поступавшими по тектоническому контакту.

По петрографическому составу второе эффузивное тело является более простым. В составе его участвуют, главным образом, микроклиновые порфиры, туфолавы и различные туфы. Альбитофиры встречаются в подчиненном количестве, а более основные эффузивы отсутствуют. Повидимому, второе эффузивное тело представлено более низкими горизонтами вулканической массы. Большая степень раскристаллизованности пород также говорит в пользу этого предположения. Здесь чаще встречаются породы с фельзитовой, сферолитовой и гранофировой основной массой. Стекловатых пород меньше.

Третье поле эффузивов расположено в юго-восточной оконечно-

сти гор Кулантау. Тело вытянуто в северо-западном направлении. С запада и юго-запада эффузивы находятся в тектоническом контакте с буровато-розовыми песчаниками ( $D_2 - D_3$ ). С юга они контактируют с кремнистыми породами и розоватыми песчаниками нижнекембрийского возраста. В остальных местах в контакте с эффузивами находятся мраморы предположительно верхнекембрийского возраста.

Породы, слагающие третье эффузивное поле, довольно однообразны. Они представлены микроклиновыми порфирами, альбитофирами и туфами. Породы сильно катаклазированы, осветлены и ожелезнены, что обусловлено их расположением в тектонической зоне

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЭФФУЗИВОВ

Первоначальное петрографическое разделение эффузивов нашего района можно произвести на две неодинаковые по распространению группы:

1) кислые эффузивы, пользующиеся широким развитием, куда входят микроклиновые порфиры, альбитофиры, кварцевые порфиры, дацитовые порфиры и туфы этого же состава;

2) эффузивы среднего и основного состава, имеющие незначительное распространение — спилиты, амигдалоиды.

Помимо различия по составу, между ними имеется и возрастное различие — спилиты являются более молодыми вулканическими образованиями, производными другого вулканического цикла. Они отделены от остальных эффузивов стратиграфическим несогласием и залегают выше кремнистой свиты.

### *Кислые вулканические породы*

По происхождению их можно разделить на: 1) собственно кислые эффузивы и 2) обломочно-вулканические породы, являющиеся продуктами выбросов вулканов.

Кислые эффузивы очень разнообразны как по окраске, так и по структурам, причем наибольшее разнообразие наблюдалось в северо-западном теле. Окраска пород меняется от светлых, чисто белых, через желтоватые, буроватые, красноватые, коричневые, светлосерые, зеленоватые до темносерых и даже черных разностей. Наибольшее распространение имеют красновато-коричневые разности.

Окраска пород объясняется химическим и минералогическим составом их. Так, например, черные разности пород, судя по химическому анализу, являются несколько обогащенными оксидами марганца и оксидами железа. Темнокоричневые отличаются повышенным содержанием оксидов железа. Зеленоватая окраска в кислых породах свойственна серицитизированным разностям. Светлая окраска характерна окварцованным породам.

Дальнейшую систематику кислых эффузивов мы производим по петрографическому признаку, кладя в основу минералогический состав фенокристов и структуру основной массы.

Валовой химический состав не может служить признаком для систематизации, так как, во-первых, мы не располагаем достаточным количеством химических анализов, во-вторых, многие породы несут вторичные изменения (окремнение и каолинизация), затемняющие природу первичного состава пород. Помимо этого, по валовому химическому составу в одну группу попадут как собственно эффузивы, так и обломочно вулканические породы, так как они имеют близкий исходный материал, а значит и сходный химический состав.

Подразделение по составу фенокристов одновременно является и химическим подразделением по соотношению щелочей.

По характеру фенокристов мы выделяем следующие различия: а) микроклиновые порфиры, б) альбитофиры, в) дацитовые порфиры, г) кварцевые порфиры.

По текстурным и структурным особенностям можно выделить среди этих пород различия с фельзитовой, микропойкилитовой, сферолитовой, витрофировой и флюидалной основной массой. Структурные особенности являются также и генетическими, характерными для определенных геологических условий образования тех или иных пород.

#### **а) Микроклиновые порфиры с фельзитовой основной массой**

Эта группа пород является наиболее распространенной. Ими почти целиком сложено второе эффузивное поле, они слагают большую часть площади в первом и третьем эффузивных полях.

Макроскопически породы различной окраски. Есть светлые, буровато-розовые с раковистым изломом, с порфиристыми выделениями табличатого, несколько мутного, розовато-бурого полевого шпата. Большая часть пород с темносерой плотной основной массой, на фоне которой выделяются неправильной формы мелкие буроватые вкрапленники полевого шпата и даже имеются породы с черными фенокристами полевого шпата среди темносерой, почти черной основной массы. Некоторые породы макроскопически ржавобурой окраски, сильно раздробленные.

Микроскопически породы порфириковой структуры с переменным количеством фенокристов, отчего структура пород меняется и представляется то олигофировой (бедной фенокристами — 1 — 2 на 1 см<sup>2</sup>), то невадитовой, при которой количество фенокристов составляет 50% от всей массы породы и породу уже нужно отнести к кристаллопорфирам. Часто фенокристы обособляются группами, обуславливая гломеропорфириковую структуру. Структура основной массы разнообразна, что является характерным признаком для риолитов (88).

В основном породы раскристаллизованы плохо, обычно содержат то или иное количество стекла. Пород с полнокристаллической основной массой среди этой группы не встречено. Отдельные участки отличаются по структуре иногда в одном шлифе.

Нами выделены следующие типы микроструктур основной массы:

1. Фельзитовая, несколько напоминающая микрогранофировую. В скрещенных николях основная масса разделяется на большое количество мелких изометричных пятен (0,05 — 0,1 мм), сложенных агрегатом микролитов, оптически одинаково ориентированных. Однако отдельные микролиты настолько мелкие, что не распознаются (фиг. 8). Г. Розенбуш (стр. 311), описывая микрофельзит,



Фиг. 8. Микроклиновый порфир с фельзитовой (переходящей в гранофировую) структурой основной массы. Увел. 37. Никели скрещ.

сходный с данным, отмечает, что подобный микрофельзит, вероятно, является частично эвтектической смесью. В некоторых шлифах, при очень больших увеличениях, удается подметить дисперсионный эффект, на основании которого можно заключить о кварцево-полевошпатовом составе таких пятен.

2. Основная масса частично состоит из микрогранофировых пятен, между которыми располагается скрытокристаллическая масса, почти не действующая на поляризованный свет.

3. Основная масса участка микрогранофельзитовая (микрограно-

фировая), участками приближается к микропрахитовой, с очень тонким войлоком ориентированных лейсточек.

4. Тонкая масса породы состоит из неправильных пятен (ключев) стекла и участков микрофельзита. Иногда неправильные, бурые, стекловатые пятна, включающие мелкие микролиты, чередуются с участками микрофельзита и участками, состоящими из полосок инкрустационной структуры.

5. Микрофельзитовая или стекловатая масса, среди которой выделяются мелкие, вытянутые кристаллы полевого шпата.

6. Микропойкилитовая, с мезостазином кварца, содержащим мелкие лейсты полевого шпата. Наблюдаются участки микрогранитной структуры, иногда переходящей в фельзитовую.

7. Сферолитовая структура, как самостоятельная, не встречается, чаще — составляет отдельные участки среди фельзитовой или микропрахитовой структуры. Иногда сферолитовая структура наблюдается в полосках среди флюктуационной структуры.

8. Флюктуационные структуры проявляются в послойном чередовании бурых стекловатых полосок с микрофельзитовыми или фельзитовыми полосками. Полоски извилисты. Они часто обтекают пластинчатые кристаллы полевых шпатов. Очень часто встречаются линзовидные участки с инкрустационной структурой, заполненные в центральной части кварцем, а по периферии тонкими кристаллами полевого шпата, растущими от стенок к центру. Иногда такие полоски становятся заметными благодаря неравномерному

количеству рудного минерала или серицита. Фенокристы представлены почти исключительно полевыми шпатами — обычно микроклин-пертитом, иногда совместно с кислым плагиоклазом, и только в единичных шлифах был встречен опациitized биотит. Величина порфировых выделений колеблется до  $3 \times 3$  мм, более распространены фенокристы размером  $1,0 \times 2,0$  мм. Фенокристы часто имеют неправильные очертания, иногда угловаты или несколько оплавлены. «Хозяин» пертита представлен микроклином, а вросстки — альбитом. Микроклин часто имеет характерную решетчатую структуру.

Замеры на Федоровском столике дали следующие константы: (по полюсу спайности (001)).

Таблица В

Оптические константы микроклинов

№ шлифов	CNg	CNm	CNp	2V
240	78	13	80	— 86°
227	77	14	82	— 88°
544	77	22	73	— 88°
562	78	20	70	— 88°
232	84	17	76	— 76°

Замеры двойников

№ шлифов	DNg	DNm	DNp	2V	Двойниковая ось
553	87	19	70	— 76	{001}

Таким образом, по полученным константам калиевый полевой шпат является микроклином.

Плагиоклаз в микроклиновых порфирах встречается редко в виде единичных табличатых кристаллов с полисинтетическим двойникованием. Обычно плагиоклаз значительно разложен, замещен серицитом. Размеры его доходят до  $1,5 \times 1,8$  мм. По углу симметричного погасания, равному  $16^\circ$ , плагиоклаз отвечает альбиту № 5.

Замеры на Федоровском столике дали следующие константы: шлиф 36 DNg — 13; DNm — 80; DNp — 83;  $2V = \pm 90^\circ$ . Закон двойникования — альбитовый; двойниковая ось — перпендикуляр (010). Полученные константы соответствуют альбиту № 8 — 10.

Биотит встречается изредка и представлен вытянутыми и иногда нацело разложенными, опациitized пластинками размером  $1,2 \times 0,4$  мм. Индивиды его часто изогнуты. Иногда по трещинам спайности биотит замещается мусковитом и рудным ве-

ществом. В реликтах неразложившегося биотита виден резкий плеохроизм в темных коричневых тонах. Иногда биотит вместе с агрегатами кварца образует псевдоморфозы по табличатому минералу, возможно, полевоому шпату.

Пертиты, входящие в состав фенокристов, по структуре относятся к пятнистым или к веретенообразным. Вростки альбита неправильной формы в виде пятен различных размеров или в виде



Фиг. 9. Фенокристы микроклин-пертита. Увел. 20. Никколи скрещ.



Фиг. 10. Оторочка микроклина вокруг фенокриста микроклин-пертита. Увел. 20. Никколи скрещ.

ключев, чаще монокристалльных, но иногда в полисинтетических двойниках. Отдельные разобщенные пятна имеют одинаковую оптическую ориентировку и одинаковый характер двойникования (фиг. 9). Некоторые зерна пертита имеют оторочку из чистого микроклина (фиг. 10). Последний иногда развивается также в пустотке, находящейся в центре зерна пертита. Встречались зерна микроклин-пертита, рассеянные жилками свежего решетчатого микроклина. Такие зерна микроклина дают в шлифе обычно более изометричные разрезы с бухтами разъедания и с заполнениями их основной фельзитовой массой.

Часто фенокристы калиевого полевого шпата замещены карбонатом, окислами железа. Альбитовые вростки иногда нацело серицитизированы, а сам калиевый полевой шпат («хозяин») остается свежим.

В большинстве случаев фенокристы существенно калиевого полевого шпата бывают раздроблены, разбиты трещинами на несколько частей. Трещинки спайности обычно заполняются бурыми железистыми окислами, иногда серицитом.

Нами встречались выщелоченные фенокристы полевого шпата. Пустотки выщелачивания заполнены бурыми окислами железа.

Основная масса имеет какую-нибудь одну из вышеописанных

саных разновидностей фельзитовой структуры. Состав основной массы обычно трудно распознаваем. Среди плохо раскристаллизованной основной массы можно различить чешуйки серицита, мелкую рудную сыпь и почти всегда образования вторичного кварца. Кварц присутствует в породе в виде отдельных рассеянных зерен и иногда в виде дугообразных зерен располагается вокруг фенокристов полевого шпата. Он также часто образует тонкие жилки, около которых порода лучше раскристаллизована (гранофировая структура).

Из акцессорных минералов встречается апатит в виде мелких кристаллов размером  $0,05 \times 0,3$  мм, иногда в значительных количествах; рутил — иногда в коленчатых двойниках. Турмалин чаще приурочен к трещинкам вместе с кварцем. Он находится в тонких призматических кристаллах с плеохроизмом от светлорубого по *Np* до темнозеленого, слегка буроватого, по *Nm*.

Акцессорные минералы в большом количестве наблюдались в породах, расположенных в зонах тектонических нарушений.

Вторичные изменения пород обязаны, главным образом, воздействию проникающих по нарушениям растворов.

Химический состав пород в пределах одной группы несколько колеблется, что более наглядно видно на диаграмме по А. Н. Заварицкому (фиг. 34).

Таблица 2

Химический состав микроклиновых порфиров

№ пробы	1	2	3	4	5	6	7
Компоненты							
SiO <sub>2</sub>	69,92	69,05	72,32	70,82	66,64	68,76	73,63
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,50	0,41	0,70	0,39	0,56	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,44	16,30	16,01	17,24	17,15	15,20	14,08
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,08	1,37	0,34	1,66	2,11	2,10	1,44
FeO	1,57	2,53	1,80	1,05	0,14	0,28	0,28
MnO	0,35	0,01	0,29	—	0,02	0,03	—
MgO	0,50	0,65	0,16	0,43	0,38	0,36	0,58
CaO	0,46	0,35	0,23	0,47	0,70	0,83	1,64
Na <sub>2</sub> O	2,06	2,68	3,16	2,08	3,57	2,18	1,62
K <sub>2</sub> O	4,87	4,58	4,32	4,35	7,55	8,26	3,60
H <sub>2</sub> O	0,21	0,24	0,10	0,12	0,18	0,13	0,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,04	0,02	0,04	—	—	—
П. п. п.	1,36	0,80	0,55	1,62	0,81	0,98	2,73
Сумма	99,33	99,2	99,71	100,64	99,64	99,67	99,99

1, 2, 3, 4 — микроклиновый порфир из первого эффузивного поля.

5, 6, 7 — анализы пород заимствованы из работы В. С. Малявкина.

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому

№ образцов	1	2	3	4	5	6	7
а	11,0	12,2	15,2	10,15	18,70	16,55	8,47
с	0,6	0,4	0,26	0,57	0,88	0,95	1,91
b	13,33	12,33	6,88	13,32	4,88	4,41	8,40
s	75,07	75,1	77,6	75,9	75,54	78,1	81,22
f'	17,4	27,8	31,0	17,0	38,8	46,1	17,3
m'	5,8	8,9	3,0	5,0	14,0	13,8	11,8
п'	40,0	46,7	41,0	42,0	42,0	28,7	40,6
а'	62,8	63,1	65,0	76,0	47,2	40,0	70,9
г'	0,4	0,51	0,41	0,46	—	0,70	0,24
ф	6,7	9,5	3,7	10,0	36,0	40,0	15,9
Q	27,5	25,3	24,6	31,05	12,8	22,2	43,7
a/c	18,3	31,0	58,0	17,0	21,0	17,4	4,4

Нормативный состав

1	Q—37,08 с— 7,03 mt— 1,62	Or—28,94 hy— 2,53	Ab—17,30 il— 0,76	an—1,95 ap—0,34	
2	Q—32,28 с— 6,12	Or—27,83 hy— 4,25	Ab—23,07 il— 0,91	an—1,67 mt—2,08	
3	Q—36,23 с— 5,71	Or—25,6 hy— 3,13	ab—26,74 il— 0,76	an—1,11 mt—0,46	
4	Q—40,17 с— 6,22 hm— 0,96	Or—25,6 hy— 1,00	ab—17,83 il— 1,37	an—2,23 mt—1,10	
5	Q—22,08 с— 1,12 hm— 3,01	Or—48,97 hy— 0,9	ab—18,35 il— 0,61	an—4,17 ru—0,2	
6	Q—15,2 с— 1,84	Or—44,52 hy— 0,9	ab—29 il— 0,3	an—3,62 ru—0,2	hm—2,08.
7	Q—46,3 с— 4,59	Or—21,15 hy— 1,41	ab—13,63 il— 0,61	an—8,07 hm—1,44	

Q — кварц, Or — ортоклаз, ab — альбит, an — анортит, с — корунд, hy — гиперстен, il — ильменит, ru — рутил, mt — магнетит, hm — гематит, ap — апатит.

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

1	0,74 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,9 SiO <sub>2</sub>	$\alpha=3,7$	R <sub>2</sub> O:RO=2,3:1	$\gamma=4,0$
2	0,9 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,8 SiO <sub>2</sub>	$\alpha=3,5$	R <sub>2</sub> O:RO=1,6:1	$\gamma=3,6$
3	0,92 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 7,5 SiO <sub>2</sub>	$\alpha=3,82$	R <sub>2</sub> O:RO=4,07:1	$\gamma=3,9$
4	0,64 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,6 SiO <sub>2</sub>	$\alpha=3,6$	R <sub>2</sub> O:RO=2,2:1	$\gamma=4,0$
5	0,9 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,1 SiO <sub>2</sub>	$\alpha=3,12$	R <sub>2</sub> O:RO=5,5:1	$\gamma=3,2$
6	0,9 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 7,1 SiO <sub>2</sub>	$\alpha=3,6$	R <sub>2</sub> O:RO=4,5:1	$\gamma=3,7$
7	0,8 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 8,3 SiO <sub>2</sub>	$\alpha=4,4$	R <sub>2</sub> O:RO=1,33:1	$\gamma=4,6$

На основании химических анализов и их пересчетов, произведенных различными методами, можно сказать следующее: описываемые породы относятся к пересыщенным кремнекислотой, богатым щелочами (т. е. породам, богатым щелочными полевыми шпатами). По классификации А. Н. Заварицкого они относятся к классу II, группе 3, куда входят такие породы, как липарит, кварцевые порфиры, трахиданит, аляскит, кварцевый ортофир, кератофир.

Породы № 1 и 4 ближе всего подходят по таблицам А. Н. Заварицкого (36) к эльвину (под № 41), а образец 2 — к аляскиту (№ 45). От указанных пород наши породы отличаются несколько повышенным значением параметра  $b$ , величина которого обусловлена, главным образом, пересыщением пород глиноземом. По значению  $b$  породы на диаграмме соответствуют дацитам, андезитам и даже кварцевым базальтам, но резко отличаются от них по направлению и величине векторов, т. е. по содержанию магнезии и извести. Наши породы бедны магнезией и известью, отчего векторы имеют пологое направление влево (в правой части диаграммы). Значительная длина векторов определяется высоким значением  $a$  за счет пересыщения пород глиноземом.

Если исключить из анализа пород вторичный кварц, то действительное содержание кремнезема окажется меньше и тогда породы будут приближаться по составу к семейству трахитов. Это согласуется и с более повышенным содержанием в них глинозема.

Микроскопически в породах устанавливается во многих случаях присутствие вторичного карбоната, которое нами не учитывалось (не определялось  $\text{CO}_2$ ). Если же его учесть, то анортитовая молекула должна быть вовсе исключена из состава породы.

По классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, породы относятся к группе «Д» кислых пород с коэффициентом кислотности  $\alpha = 2,5$ , к подгруппе XIII (щелочным магмам). В этой группе находятся кварцевые трахиты, граниты, липариты, кварцевые порфиры и кератофиры.

Ближние по составу породы описаны у Джогапсена (Johannesen, 88). Он называет их калитордриллитами, а более богатые кремнекислотой — лейкориолитами и считает их экструзивными аналогами аляскитов и лейкогранитов, отмечая при этом, как интересный факт, что в Северной Америке лейкориолиты являются преобладающим типом, а в Европе преобладающим типом являются риолиты пормальных гранитов.

Отнесение наших пород к экструзивным аналогам аляскитов является более вероятным, судя по химическим анализам и по микроскопическим исследованиям.

### **б) Микроклиновые порфиры с флюктуационной структурой основной массы**

На геолого-петрографической карте эти породы нами не выделены, они объединены с микроклиновыми порфирами с фельзитовой основной массой, так как они тесно с ними связаны и переход-

дят друг в друга иногда в одном обнажении. Макроскопически они часто неотличимы и флюктуационная структура видна только под микроскопом.

Типичные образцы этой группы представляют собою породы с плотной темносерой, с фиолетовым оттенком, основной массой, среди которой выделяются обильные, довольно крупные (до 4 мм) порфиновые выделения розового или светлобурого полевого шпата. В некоторых образцах замечается несколько ориентированное расположение вкрапленников. Иногда основная масса породы имеет светлосерую неравномерную окраску с тонкими извилистыми, более темными полосками.

Микроскопически породы порфировой структуры. Фенокристы представлены калиевым полевым шпатом и в незначительном количестве — плагиоклазом.

Калиевый полевой шпат присутствует в виде табличатых кристаллов, вытянутых по (001), с хорошо выраженной спайностью по (001). Размер фенокристов по длинной стороне достигает 3 мм. Иногда они неправильной формы и тогда обычно меньших размеров, с оплавленными краями. Кристаллы несколько пелитизированы, разбиты неправильными трещинками, заполненными бурыми окислами железа.

В некоторых зернах калиевого полевого шпата видна тонкая микроклиновья решетка и пертитовые вростки, нацело замещенные серицитом в виде пятнистых скоплений. Чаще наблюдаются несдвойникованные кристаллы, но встречаются и простые двойники. Часто кристаллы калиевого полевого шпата бывают выщелоченными и отмечаются лишь реликты его около стенок пустоток. Иногда пустотки выщелачивания заполнены карбонатом.

Таблица 3

Оптические константы микроклина

№ шлифов	CNg	CNm	CNp	2V	Спайность
313	86	80	15	78	(010)
266	72	28	67	72	(001)
.	82	19	73	84	(001)

**Плагиоклаз.** Изредка встречается в фенокристах платио-клаз. Он представлен альбитом в виде довольно правильных табличек с полисинтетическими двойниками. Обычно он несколько мутный, разложенный. Размер кристаллов —  $1,0 \times 0,7$  мм;  $1,2 \times 0,6$  мм. По замерам на Федоровском столике плагиоклаз обладает следующими константами: CNg — 75; CNm — 16; CNp — 83;  $2V = +86^\circ$ . Закон двойникования карлсбадский. Двойниковая ось = [001], что соответствует альбиту № 6.

Фенокристы как калиевого полевого шпата, так и альбита бывают окружены тонкой оторочкой серицита (фиг. 36).

Основная масса флюктуационной структуры, которая создается чередованием полосок, отличных по раскристаллизованности, то стекловатых, то фельзитовых или сферолитовых, а также и по распределению таких компонентов, как, например, рудное вещество, серицит, кварц. В лучше раскристаллизованных полосках часто внутри располагаются кварцево-полевошпатовые участки инкрустационного строения — обычно в центре располагается кварц, а в него врастают тонкие кристаллы щелочного полевого шпата, распознаваемые по дисперсионному эффекту. Иногда основная мас-



Фиг. 11. Микроклиновый порфир с флюктуационной структурой основной массы. Увел. 20. Никולי скрещ.



Фиг. 12. Микроклиновый порфир с флюктуационной структурой основной массы. Увел. 20. Простой свет.

са имеет витрофиловую структуру и состоит из бурого стекла, с полосками более светлыми и более темными (фиг. 11, 12).

Среди стекловатых полосок встречаются линзочки, составленные в центре кварцем, а с периферии — лучистым халцедоном. Часто флюидальная основная масса огибает фенокристы под острым углом.

Акцессорными минералами породы очень бедны, лишь в некоторых из них встречается катаклазированный турмалин размером  $0,2 \times 0,5$  мм с плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах. По периферии турмалин обрастает мелкими кристаллами также турмалина с несколько более слабым зеленоватым плеохроизмом. В некоторых шлифах имеются мелкие, хорошо образованные кристаллы бесцветного турмалина, возможно ахрита (щелочного турмалина).

Рудный минерал встречается в значительном количестве, иногда в правильных кристаллах, но чаще в бесформенных зернах. По обычной его ассоциации с рутилом можно заключить, что это ильменит. Гораздо чаще рудный минерал распространен в виде тонкой сыпи, концентрируясь в определенных участках.

Из вторичных минералов в значительном количестве развит серицит. Он иногда оконтуривает фенокристы полевых шпатов, зерна

рудного минерала, заполняет трещинки породы или заключен внутри фенокристов калиевого полевого шпата, вероятно, замещая пертитовые вроски альбита. Во многих шлифах видно присутствие карбоната — доломита, который распознается по характерным ромбовидным разрезам и показателю преломления, более высокому, чем у кальцита. Иногда этот минерал выщелочен и тогда от него остаются правильные ромбовидные пустотки с реликтами карбоната по стенкам.

Породы секутся кварцевыми жилками в различных направлениях.

Таблица 4

Химический состав микроклиновых порфиров с флюидалльной структурой

Компоненты	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	69,00	71,48	71,90	72,86
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,49	0,25	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,29	17,24	16,20	15,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	0,50	1,70	0,91
FeO	1,58	1,65	1,72	2,80
MnO	0,08	0,20	0,01	0,02
MgO	0,33		0,31	0,53
CaO	0,72	0,15	0,27	0,27
Na <sub>2</sub> O	0,64	1,36	0,35	3,1
K <sub>2</sub> O	4,35	6,03	6,14	2,57
H <sub>2</sub> O	0,04	0,11	0,14	0,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,03	0,04	0,04
П. п. п.	1,48	0,16	1,52	0,026
Сумма	100,09	99,40	100,55	99,06

8 — флюидалльный микроклиновый порфир в верховьях р. Беке-булак (первое поле эффузивов).

9 — флюидалльный микроклиновый порфир из первого тела эффузивов.

10 — флюидалльный микроклиновый порфир из второго тела порфиров в северной части.

11 — флюидалльный микроклиновый порфир из второго тела эффузивов в центральной части.

Примечание. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГН АН КазССР.

По химическим анализам и по результатам пересчетов их различными способами мы видим, что породы сходны с предыдущей группой. Все отличительные особенности их химизма и отклонение от соответствующих типичных пород в одинаковой степени относятся к обеим группам. По систематике А. Н. Заварицкого, все они попадают в класс II, группа 3, т. е. группу пород, пересыщенных кремнеземом и богатых щелочами.

По содержанию глинозема породы больше подходят к бескварцевым порфирам и ортофирам, описанным Г. Розенбушем (74), а

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому  
и дополнительные коэффициенты

Параметры	8	9	10	11
a	7,06	11,15	8,90	10,17
c	0,82	0,2	0,30	0,32
b	19,34	12,13	14,10	12,05
s	72,75	76,72	76,70	77,5
f'	12,4	14,8	20,8	26,8
m'	2,3	0	3,12	6,3
n	17,9	24,7	7,14	65
a'	84,6	83	76	66,6
t	0,4	0,5	0,25	0,32
φ	5,2	6,7	9,3	6,3
Q	30,59	30,74	35,3	34,3
a/c	8,6	55,7	29,7	31,6

Нормативный состав пород .

8	Q—46,2 hy— 2,12	Or—25,60 c—13,16	ab— 5,24 il— 0,61	an—3,62 mt—1,86	
9	Q—45,46 c— 8,87	Or—36,17 hy— 2,02	ab— 2,62 il— 0,46	an—0,56 mt—2,6	ap—0,34
10	Q—39,24 hy— 2,58	Or—35,62 C— 8,16	ab—11,53 il— 0,91	an—0,83 mt—0,7	
11	Q—41,82 hy— 5,14	Or—15,58 C— 6,52	ab—26,74 il— 0,61	an—1,39 mt—1,39	

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

8	0,48 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 5,5 SiO <sub>2</sub>	α=3,19	R <sub>2</sub> O:RO=1,3:1	γ=3,75
9	0,62 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,8 SiO <sub>2</sub>	α=3,7	R <sub>2</sub> O:RO=4:1	γ=4,2
10	0,62 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 7,04 SiO <sub>2</sub>	α=3,9	R <sub>2</sub> O:RO=1,94:1	γ=4,3
11	0,82 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 7,8 SiO <sub>2</sub>	α=4,08	R <sub>2</sub> O:RO=1,4:1	γ=4,7

если при этом учесть, что часть кремнезема в породе нужно отнести за счет вторичного кварца, то по химическому составу породы будут соответствовать ортофирам и бескварцевым порфирам.

По микроскопическому строению породы ближе подходят к кварцевым порфирам, так как фельзитовая и витрофировая структура основной массы, по мнению Г. Розенбуша (74), Джогансена (88) и других, не встречаются в бескварцевых порфирах и ортофирах.

## Сферолитовые порфиры

Сферолитовые порфиры не образуют самостоятельной группы пород. Можно даже сказать, что пород, имеющих целиком сферолитовую структуру, вообще не



Фиг. 13. Флюидальный порфир с прослойками, имеющим сферолитовую структуру. Увел. 37. Никколи срещ.

встречено. Они являются некоторой структурной разновидностью микроклиновых порфиров с флюктуационной основной массой. Структура их также порфировая, с фенокристаллами пятнистого пертита и с подчиненным количеством плагиоклаза. Основная масса обычно флюктуационной структуры с полосками из бурого стекла, чередующимися с полосками фельзитовой и сферолитовой структуры. Сферолиты обычно представлены калиевым полевым шпатом, иногда с включениями округлых зерен кварца (фиг. 13).

### Микроклин-пертиты и различные толкования их генезиса

По мнению большинства петрологов микроклин не свойственен экзтрузивным породам (88, т. II, стр. 146).

Г. Розенбуш (стр. 309) отмечает: «В кварцевых порфирах характерно отсутствие микроклина с решетчатой структурой; его появление указывает на аномальное отношение». Дальше (стр. 329) он пишет, что в тех случаях, когда породы, находясь в складчатых областях, испытывают сильное давление, ортоклаз переходит в решетчатый микроклин и микроклин-микрпертит, и он дальше противостоит механическим деформациям и часто дает впереди себя и сзади, по направлению удлинения, конусообразные пространства, которые выполняются новообразованиями кварца и полевого шпата». В наших породах микроклин, вероятно, тоже вторичного происхождения, что отчасти доказывается его большей свежестью, а также нахождением его в тонких жилках. Первоначально калиевый полевой шпат был, вероятно, ортоклазом.

При решении вопроса о генезисе наших пертитов, необходимо принимать во внимание, что «хозяином» является микроклин, который не может быть первичным в фенокристаллах лав, тем более, что последние обладают стекловатой основной массой.

Е. Спенсер (E. Spenser, 91) приводит различные точки зрения на образование калинатровых полевых шпатов и, в частности, на происхождение микроклина. Он отмечает, что многие исследователи при изучении гранитов и, главным образом, пегматитов замеча-

ли, что благоприятной температурой для образования микроклина служит интервал 750 — 500°C. Выше этой температуры обычно образуется ортоклаз и анортоклаз, а ниже адуляр. Многие исследователи задавались вопросом, почему эта температура является благоприятной для триклинных форм. Варрен объясняет это положение существованием точки инверсии (превращения) ортоклаза в микроклин. Инверсия сопровождается понижением растворимости для альбитового компонента с интенсивной пертитовой экссольюцией (распадом твердого раствора).

Спенсер указывает, что экспериментальные данные также объясняют такое превращение. Он пишет: «...высокая температура кристаллизации и быстрое охлаждение обуславливают образование санидина и анортоклаза, моноклинного или почти моноклинного характера даже при содержании около 50% натриевого компонента; В них натриевый ион выполняет по существу такую же функцию, как калиевый ион в тетраэдральной структуре. Из трех главных свойств, которые отличают альбит от ортоклаза — показатель преломления, сплюснутость индикатриссы и триклинная симметрия — только показатель преломления является легко изменяющимся по направлению к альбиту при содержании 50% натриевого иона в анортоклазовой структуре при высокой температуре.

При температуре образования вплоть до 850°C полевой шпат остается еще моноклинным и однородным (при 30% натриевого компонента), но сплюснутость индикатриссы и угол оптических осей значительно возросли. Это вызвано отчасти ионами натрия и отчасти калиевого иона. Можно допустить, что это возрастание сплюснутости, которое сопровождается понижением во взаимной растворимости в твердом виде двух полевых шпатов, представляет тенденцию к переходу в настоящую триклинную сингонию натриевого и, по аналогии, калиевого компонента. Надо полагать, что натриевый полевой шпат, произошедший путем экссольюции, может принимать настоящую симметрию альбита в том случае, когда калиевый полевой шпат — «хозяин» — в то же самое время принимает триклинную микроклиновую симметрию».

Образование фенокристов наших пород происходило при температурах не ниже 1050°C, так как доказано (Тиррель, 81), что ниже этой температуры магма теряет способность текучести. В наших породах фенокристы микроклин-пертита и микроклина часто заключены во флюидальную, стекловатую массу, обтекающую вкрапления. При температуре кристаллизации фенокристов (выше 1050°) микроклин образоваться не мог, поскольку температура его образования лежит в интервале 750 — 500°C. При температуре выше 1050° мог образоваться только ортоклаз или анортоклаз.

Некоторые исследователи (В. И. Вернадский и С. М. Курбатов) не выделяют ортоклаз в самостоятельный минеральный вид. Они возражают против существования для минерала с формулой  $K_2Al_2Si_6O_{16}$  двух полиморфных разновидностей — моноклинной (ортоклаз) и триклинной (микроклин). По их мнению ортоклаз представляет собою тонкосдвойникованный микроклин: повышение симметрии у

ортоклаза является следствием двойникования. Подтверждением этого взгляда являются данные рентгенометрического анализа — рентгенограммы ортоклаза и микроклина полностью совпадают (Гаддинг, 1921).

**Пертиты.** О происхождении пертитов существует несколько различных мнений. Многие ученые специально занимались изучением пертитов: А. К. Болдырев, 8; Оллинг (H. L. Alling, 87), О. Андерсен, И. Х. Фогт, Макинен, Дитлер, Спенсер, 91 и др. Помимо изучения природных пертитов, образовавшихся при различных геологических условиях, производились и экспериментальные исследования над образованием пертитов. Но несмотря на это, генезис пертитов до сих пор еще мало изучен. Экспериментальные исследования дали мало в связи с трудностями их проведения, так как ортоклаз обладает инконгруэнтной точкой плавления, распавшись на лейцит и более кислое стекло. Кроме того, эти минералы при остывании дают стекла, трудно поддающиеся изучению.

Наибольшим признанием и распространением пользуются три основных теории образования пертитов: 1). При распаде твердых растворов (экссолюция). При высоких температурах кристаллизации вещества калиевого и натриевого полевых шпатов способны в большой степени смешиваться, образуя твердые растворы вплоть до образования непрерывного ряда в эффузивных породах (33). При охлаждении эти твердые растворы распадаются и альбит выделяется в виде пертитовых вростков. 2). Путем одновременной (эвтектической) кристаллизации обоих полевых шпатов. 3). Позднейшим замещением калиевого полевого шпата альбитом, реже кислым плагиоклазом по трещинам спайности, отдельности, термического стяжения или независимо от них (О. Андерсен, Оллинг, 87). К такому типу относятся пертиты, в которых альбитовые вростки являются отпрысками альбитовой каймы, облекающей зерно снаружи.

Большинство петрологов из этих трех способов образования пертитов считают главным процесс распада твердого раствора (Фогт и др.).

О. Андерсен приписывает преобладающую роль процессу эндогенного замещения путем перекристаллизации, вызванной растворами, циркулирующими в трещинах термического стяжения. Но почти все авторы признают существование всех трех генетических типов пертитов.

Помимо этих трех классических толкований генезиса пертитов, в последнее время появились еще некоторые теории их образования.

А. И. Волженков (18) описывает пертиты, образовавшиеся в результате реакционных взаимоотношений при кристаллизации гранитной магмы между выделившимися кристаллами и расплавом, в результате чего происходит замещение одних минералов другими. Так, он считает, что в период кристаллизации микроклина, ранее выделившиеся кристаллы плагиоклаза замещаются калиевым полевым шпатом. Он наблюдал в шлифах различные стадии замещения

плагноклаза калиевым полевым шпатом. Иногда микроклин проникает по трещинкам спайности плагноклаза во внутрь его зерен, образуя вростки неправильной формы. Иногда зерна плагноклаза окружены каймой калиевого полевого шпата.

Существует несколько классификаций пертитов, в основу которых положены морфологические и генетические признаки.

О. Андресен выделяет 9 типов пертитов, характеризуя их по структурам, характеру калиевого полевого шпата, процентному количеству альбитовых вростков и генезису.

Оллинг (87), кладя в основу указанные выше три способа образования пертитов, подразделяет их на 11 типов.

А. К. Болдырев (8) выделяет 17 типов пертитов, беря за основу морфологических типов терминологию О. Андерсена.

Все перечисленные теории происхождения пертитов так же, как и классификация их, были разработаны для гранитов и еще более — для пегматитов. Пертиты, встречающиеся в эффузивах, изучению не подвергались. Поэтому мы не можем целиком основываться на приведенных результатах изучения пертитов, так как условия образования эффузивных и интрузивных пород резко различны.

Морфологически наши пертиты относятся к четвертому типу по классификации Андерсена — пятнистым (Patch perlit), который он характеризует так: «...при преобладании микроклина, альбит образует в нем грубые жилы. При преобладании альбита, микроклин образует разобщенные острова. Процент альбитовых вростков весьма изменчив, до 100%. Генезис-эндогидатогенное замещение микроклина альбитом по трещинам стяжения. Альбит короткосдвойникованный».

При большом морфологическом сходстве с нашими микроклин-пертитами, мы не можем согласиться с таким объяснением их генезиса.

Процесс альбитизации обычно начинается с периферии кристалла, и в этих случаях вокруг кристаллов пертита образуется каемка альбита. У нас, наоборот, вокруг пертитов наблюдалась каемка калиевого полевого шпата (фиг. 10), что заставляет считать более поздним образованием микроклин, а не альбит.

Образование наших микроклин-пертитов мы представляем себе таким образом: сначала, путем экссольюции, образовался ортоклаз-пертит или ортоклаз-микрпертит с переменным количеством вростков альбита; при высокой температуре калинатровые полевые шпаты могут давать непрерывный ряд смесимости в зависимости от состава магмы. Позднее, под влиянием давления при складкообразовании или дизъюнктивных нарушениях, а частично и под влиянием циркулирующих растворов, ортоклаз перешел в микроклин. Это подтверждается тем, что наиболее хорошо развитые кристаллы с отчетливой микроклиновой решеткой наблюдались в породах, взятых из тектонических зон. Кроме того, в перлитсвых дацитах при измерениях на универсальном столике Федорова было встречено зерно ортоклаза (см. перлиты), которое возможно сохра-

нилось благодаря закалке в стекле. Возможен и другой способ образования наших пертитов, а именно: они образовались путем замещения под влиянием циркулирующих растворов. Нужно полагать, что альбит образовался раньше микроклина, затем был разъеден и замещен микроклином. В пользу этого заключения говорит одинаковая оптическая ориентировка разобщенных пертитовых пятен альбита. Обрастание зерен пертита микроклином с периферии, а также большая свежесть микроклина при сильно серицитизированном альбите также свидетельствуют в пользу этого. Связь образования решетчатого микроклина с тектоническими зонами может служить подтверждением и этого заключения, так как тектонические зоны являлись наиболее благоприятными путями для циркуляции растворов.

В эффузивных породах древнего возраста других районов микроклин в числе фенокристов также встречен. Так, например, Е. Е. Миллер (55) указывает микроклин в кератофирах с калиевым полевым шпатом в кембрийских образованиях Бошекуля.

Н. Г. Сергисв (77) отмечает микроклин в девонских кварцевых альбитофирах Карагандинского района.

Возможно микроклин в эффузивных породах встречается гораздо чаще, но он не отмечался, так как без точных определенных констант он мог быть принятым за ортоклаз.

Интересную мысль высказал Н. Г. Кассин (устное сообщение), указывая, что микроклин в эффузивах, возможно, является указателем на древность пород.

### с) Альбитофиры

Альбитофиры имеют меньшее распространение, чем микроклиновые порфиры. Они развиты, главным образом, в первом и третьем полях эффузивов. Во втором поле альбитофиры не слагают значительных площадей (поэтому нами они и не выделены на геолого-петрографической карте), а залегают небольшими участками среди микроклиновых порфиров, чередуясь с ними.

Судя по составленному через поле эффузивов разрезу, альбитофиры являются более поздними образованиями, чем микроклиновые порфиры. Они залегают в более высоких частях эффузивного тела.

Макроскопически породы в свежем изломе обычно с темносерой основной массой и с порфировыми выделениями табличек белого полевого шпата. Характерным для этих пород является раковистый фарфоровидный излом. В большинстве случаев породы изменены, осветлены и тогда в поле их невозможно выделить.

Некоторые разности альбитофиров не отличимы от микроклиновых порфиров. Это относится к темносерым, почти черным породам с темносерыми, почти черными фенокристами. Такая черная окраска обусловлена пропитыванием пород, главным образом, по трещинам спайности фенокристов, рудными окислами (железа и марганца). Из таких черных образцов были приготовлены полиро-

ванные шлифы, которые были просмотрены Б. И. Вейц. По ее заключению, в породе имеются редкие призматические зерна браунита, вкрапленность пирита, графита, гидротематита; тонкие трещинки в фенокристах заполнены лимонитом.

Микроскопически большинство пород невадитовой структуры с количеством вкрапленников иногда до 50% от общей массы породы. Встречаются породы гломеропорфировой структуры с фенокристами, сгруппированными по нескольку штук. Наблюдалась и олигофировая структура. В этом случае фенокристы имели небольшие размеры.

От микроклиновых порфиров альбитофиры, помимо состава фенокристов, отличаются большим количеством аксессуарных минералов и иногда присутствием опациitized биотита.

Фенокристы представлены альбитом, микроклином или микроклин-пертитом, и иногда биотитом. Величина фенокристов сильно колеблется от  $0,1 \times 0,1$  до  $2,2 \times 1,4$  мм.

Альбит развит в вытянутых табличатых кристаллах различной величины от  $0,1 \times 0,1$  мм; у некоторых кристаллов хорошо развиты все грани, в других — хорошо образована только часть граней, а остальные неправильные, изъеденные; встречаются и обломочные зерна. Обычно альбит находится в тонких полисинтетических двойниках по альбитовому и карлсбадскому законам, но встречается и монокристалльный альбит. Большею частью альбит мутный, пелитизированный и серицитизированный. Наблюдается некоторый катаклиз, выраженный в трещиноватости и в облачном погасании фенокристов. Трещинки заполнены серицитом или кварцем. Иногда по трещинкам наблюдается инфильтрация окислов железа.

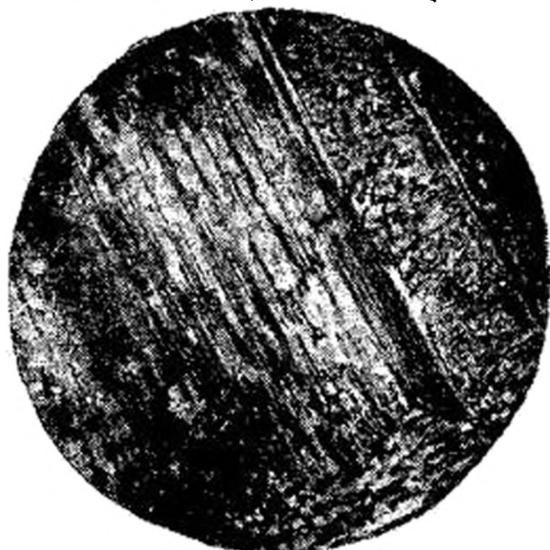
Таблица 5

Оптические константы плагиоклазов в альбитофире

№ шлифа	DNg	DNm	DNp	2V	Закон двойникования	Двойниковая ось	№P1
231	70	18	87	+86	Карлсбадский	[001]	0—2
91	15	76	85	—82	Альбитовый	⊥ (010)	5—7
57	19	68	87	+76			0
282	71	15	86	+90	Карлсбадский	[001]	4—5
196	16	73	87	+85	Периклиновый	[010]	0
549	76	15	83	—	Карлсбадский	[001]	5
327	15	80	86	—	Альбитовый	⊥ (010)	5
428	17	73	84	—	"	"	1
307	17	82	75	—	"	"	6

Наблюдались интересные кристаллы альбита с полисинтетическими двойниками по различным законам. Наиболее крупные двойниковые полосы принадлежали индивидам, sdвойникованным по

альбитовому или карлсбадскому законам и перпендикулярно к ним по периферии кристаллов располагаются двойники по периклиновому закону. Номер плагиоклаза в обоих случаях одинаковый, равный 9—10. Двойники по периклиновому закону заливаются индивидами, сдвойникованные по альбитовому или карлсбадскому законам (фиг. 14).



Фиг. 14. Фенокристалл плагиоклаза с двойникованием по карлсбадскому закону (центр. часть) и периклиновому (периферия). Увел. 20. Николи скрещ.

В. Н. Лодочников (51) считает, что двойники по периклиновому закону характерны для метаморфических пород. Возможно, что и в нашем случае появление двойников по периклиновому закону по периферии кристаллов также нужно связывать с явлениями метаморфизма.

Таблица 6

Оптические константы плагиоклаза в альбитофирах

Шлиф 59	DNg	DNm	DNp	Закон двойникования	Двойниковая ось	№ P1
1	12	77	89	Альбитовый	$\perp$ (010)	10 ядро
11	12	80	86	Периклиновый	[010]	9 край.
Шлиф 327						
1	70	87	22	Карлсбадский	[001]	13 ядро
11	11	85	80	Периклиновый	[010]	12 край

Калиевый полевой шпат обыкновенно находится в переменных количествах, связывая постепенными переходами альбитофиры с микроклиновыми порфирами.

Калиевый полевой шпат представлен микроклин-пертитом, который в большинстве случаев встречается в виде оплавленных и корродированных зерен, иногда с частично развитыми гранями, но встречается и в виде хорошо образованных кристаллов. Размер фенокристов микроклин-пертита колеблется в пределах от  $0,1 \times 0,1$  до  $2,0 \times 1,0$  мм.

Фенокристы разбиты обычно трещинами, залеченными рудными окислами, кварцем или серицитом. Микроклин часто имеет решетчатую структуру.

Вокруг фенокристов микроклин-пертита, а также и плагиоклаза, развита тонкая каемка серицита.

## Оптические константы микроклина

№ шлифов	CNg	CNm	CNp	2V	Спайность
459	80	16	78	—88	(001)
517	78	18	74	—80	·
426	78	16	80	—86	·

Биотит изредка встречается в фенокристах, имея размеры  $1,0 \times 0,3 - 0,4 \times 0,1$  мм. Обычно он бывает полностью опацифицирован, иногда же опацифовая кайма наблюдается только по периферии и тогда внутренняя часть состоит из мелких чешуек зеленого биотита (вероятно, вторичного). Иногда биотит бывает замещен рудным минералом и мусковитом, которые располагаются полосками по вытянутости пластинок.

Основная масса имеет микрофельзитовую, фельзитовую (близкую к гранофировой) или витрофировую структуру. Реже встречается микропойкилитовая структура. При больших увеличениях иногда можно установить, что основная масса составлена щелочным полевым шпатом, иногда с мелкими зернами кварца и обильным чешуйчатым серицитом. При структуре, близкой к гранофировой, порода микроскопически имеет вид пятен размером 0,5 мм, агрегатно действующих на поляризованный свет. При больших увеличениях видны очень тонкие, различно ориентированные, кристаллиты щелочного полевого шпата.

Аксессорные минералы: апатит, рутил, рудный минерал, турмалин.

Вторичные минералы: серицит, карбонат, хлорит, глинистое вещество, рудные окислы, кварц.

Апатит присутствует в значительном количестве почти в каждом шлифе. Обычно он, в виде тонких вытянутых кристаллов размером  $0,6 \times 0,05$  мм, с правильным шестигранным поперечным разрезом, приурочен к агрегатам зеленого биотита и рудного минерала.

Рудный минерал представлен ильменитом, который образует тонкие игольчатые кристаллы или находится в неправильных зернах. Присутствует и пирит. В плохо раскристаллизованных породах рудный минерал образует тонкую сыпь, концентрирующуюся участками.

Турмалин обычно в обломочных кристаллах, часто дает в разрезах сферические треугольники размером 0,2 — 0,4 мм. Плеохроизм от светлобурого по  $N_p$ , до темного зеленовато-бурого цвета по  $N_m$ , часто окраска распределена пятнами.

Рутил встречается в мелких зернах или игольчатых кристаллах.

Железистый карбонат, вероятно, сидерит, дает правильные кристаллы размером  $0,4 \times 0,4$  мм, но в большинстве случаев минерал бывает разложен (реликты по стенкам). Есть, кроме того, и чистый кальцит, развивающийся, как правило, по калиевому полевому шпату, иногда вместе с агрегатом кварцевых зерен.

В породе имеются псевдоморфозы размером  $0,3 \times 0,3$  мм;  $1,2 \times 0,5$  мм довольно правильной, несколько вытянутой формы, заполненные агрегатом рудного минерала, серицита, иногда мусковита и апатита. Вероятно, эти псевдоморфозы образованы по цветному минералу.

Многочисленные кварцевые жилки, иногда с муоковитом или биотитом по зальбандам, секут породу в различных направлениях. Изредка к ним бывает приурочен и турмалин.

Вокруг некоторых фенокристов полевых шпатов, а также вокруг карбоната и в некоторых случаях даже турмалина имеются регенерационные оторочки из этого же материала — альбит по альбиту, карбонат по карбонату и т. д. Подобные коймы для кварца наблюдались Е. Е. Миллер, (55), а также описаны В. А. Заварицким для кварцевых альбитофиров Учалинского района на Урале (38).

Таблица 8

Химический состав альбитофиров

№ пробы	12	13	14	15	16
SiO <sub>2</sub>	68,68	69,76	69,56	68,60	69,19
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,50	0,40	0,42	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,32	16,79	16,70	14,47	16,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,00	2,83	0,92	1,45	0,81
FeO	0,90	1,26	0,82	1,40	0,14
MnO	0,74	0,01	1,14	2,08	0,05
MgO	0,04	0,52	0,23	0,22	0,40
CaO	1,46	0,42	2,35	2,70	0,72
Na <sub>2</sub> O	2,86	3,01	1,92	2,72	5,12
K <sub>2</sub> O	5,27	3,46	1,94	3,94	4,90
H <sub>2</sub> O	0,14	0,26	0,16	0,10	0,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,12	0,22	0,11	—
П. п. п.	1,46	0,96	3,20	2,24	1,00
Сумма	100,53	99,90	99,56	100,45	99,73

12 — альбитофир темносерой окраски из первого эффузивного тела.

13 — альбитофир коричневой окраски из второго эффузивного тела.

14, 15 — альбитофир черной окраски из третьего эффузивного тела.

16 — анализ заимствован у В. С. Малявкина.

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому

№ пробы	12	13	14	15	16
а	13,55	10,76	7,0	11,68	17,94
с	1,73	0,45	2,8	3,30	0,87
b	7,94	13,70	12,3	6,18	3,47
s	76,82	75,10	77,9	78,84	77,72
f'	28,5	24,7	21,0	74,4	23,1
m'	0,8	6,0	3,3	5,5	19,2
n	45,1	57,1	60,0	51,7	61,2
a'	70,6	69,1	76,0	20,0	57,7
t	0,7	0,51	0,43	0,43	0,77
φ	10,0	16,8	6,8	20,0	19,2
Q	24,77	28,22	39,0	31,02	18,69
a/c	7,8	23,9	2,5	3,54	20,6
Класс	11	11	11	11	11
Группа	3	3	3	5	3

Нормативный состав

Шлиф 12	Q—29 hy— 0,1	Or—31,16 ap— 0,34	ab—24,12 il— 0,93	an— 0,4 mt— 0,32	c— 4,59
• 13	Q—37,6 hy— 1,21	Or—20,59 il— 0,91	ab—25,17 ap— 0,34	an— 1,67 mt— 2,78	c— 7,54 hm— 0,8
• 14	Q—47,32 hy— 6,32	Or—11,69 il—0,76	ab—16,25 ap— 0,67	an—10,01 mt— 1,39	c— 11,2
• 15	Q—32,0 hy— 1,16	Or—22,8 il— 0,76	ab—23,1 ap— 0,34	an—12,5 mt— 2,1	c— 1,2
• 16	Q—18,72 hy— 0,3	Or—28,94 il— 0,55	ab—42,99 mt— 0,8	an— 3,62	c— 1,53

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

12	0,8 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,5 SiO <sub>2</sub>	α=3,4	R <sub>2</sub> O:RO=2,0 :1	γ=3,6
13	0,66 $\overline{RO}$ , R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,35 SiO <sub>2</sub>	α=3,5	R <sub>2</sub> O:RO=2,26:1	γ=3,7
14	0,58 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,8 SiO <sub>2</sub>	α=3,8	R <sub>2</sub> O:RO=1,08:1	γ=4,3
15	0,91 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 7,6 SiO <sub>2</sub>	α=3,8	R <sub>2</sub> O:RO=1,6 :1	γ=3,9
16	0,95 $\overline{RO}$ . R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . 6,9 SiO <sub>2</sub>	α=3,5	R <sub>2</sub> O:RO=5,36:1	γ=3,5

Из приведенных химических анализов и произведенных пересчетов видно, что основное различие между микроклиновыми порфирами и альбитофирами заключается в соотношении окислов калия и натрия и в несколько более высоком значении коэффициента с в альбитофирах. В остальном обе группы пород близки друг к другу. Альбитофиры также являются пересыщенными кремнекислотой и глиноземом, также бедным магнием и известью и также относят-

ся к группе пород, богатых щелочами, за исключением 14 и 15, взятых из третьего тела порфиров, которые попадают в пятую группу пород, бедных щелочами. Они больше подходят к дацитовым порфирам.

Из приведенных А. Н. Заварицким (32) пород особого названия наши породы по числовым характеристикам близки к таким породам, как унгаит (№ 36), альбитовый фельзит-порфир (№ 50), эльван (41), тордриллит (42), аляскит (45), но у наших пород несколько ниже значение  $s$  и выше значение  $b$ .

Таким образом, альбитофиры исследованного района так же, как и микроклиновые порфиры, являются эффузивными аналогами аляскитов (натриевых) и лейкогранитов. Джогансен (88) подобные породы описывает как тордриллиты или натриевые риолиты.

О природе альбита существуют суждения как в русской литературе (В. А. Заварицкий, 38; В. Н. Лодочников, 51, А. А. Чумаков, 85), так и в иностранной, что он не может быть первичным, образовавшимся из сухого расплава. Но эти суждения касаются, главным образом, альбита в основных породах — спилитах, альбитизированных диабазах, т. е. в породах, содержащих значительное количество извести.

В отношении же пород, пересыщенных  $\text{SiO}_2$  и богатых щелочами, но бедных известью, В. А. Заварицкий считает возможным допустить кристаллизацию альбита непосредственно из магмы, особенно, если при этом заметно участие летучих.

Для изученных нами альбитофиров нет оснований считать альбит вторичным, эпимагматическим. Альбит мог бы образоваться за счет калиевого полевого шпата, но подобных процессов в наших породах не наблюдается. Обычно альбитизация описывается как процесс, начинающийся с периферии зерен (В. А. Заварицкий, 38; Волженков, 18 и др.). Нами эти процессы не зафиксированы, наоборот, наблюдались оторочки калиевого полевого шпата по пертитам или даже альбитам, так что более уместно говорить о процессах калишпатизации. Кроме того, очень низкое содержание извести в наших породах, а иногда полное ее отсутствие исключают возможность образования их из более основных плагиоклазов. Помимо этого альбит в большинстве случаев является составной частью пертитов, а альбит в пертитах — это обычный компонент, описываемый всюду в литературе о пертитах. По степени измененности альбит в самостоятельных фенокристаллах не отличается от альбита пертитовых вростков. До некоторой степени первичность альбита в альбитофирах доказывается и нахождением его в витрофировых лавах и в пирокластах.

Присутствие в породах турмалина свидетельствует о некоторой роли летучих, способствующих образованию первичного альбита.

#### Альбитофиры с флюктуационной структурой основной массы

Эти породы не имеют большого распространения и не слагают значительных площадей. Они встречаются среди альбитофиров с фельзитовой основной массой.

Обычно породы серой окраски с белыми фенокристами полевого шпата и с заметной флюидалностью.

Микроскопически породы близки к флюидалным микроклиновым порфирам и отличаются от них только составом фенокристов.

Мы не даем описания этих пород во избежание повторений, так как они относятся к альбитофирам так же, как флюидалные микроклиновые порфиры к микроклиновым порфирам.

#### д) Дацитовые порфиры (кварцевые порфириты)

К дацитовым порфирам нами отнесены породы, содержащие альбитизированный плагиоклаз с реликтовой зональностью и значительное количество биотита. По химическому составу породы также ближе подходят к дацитовым порфирам, чем к группе кварцевых порфиров.

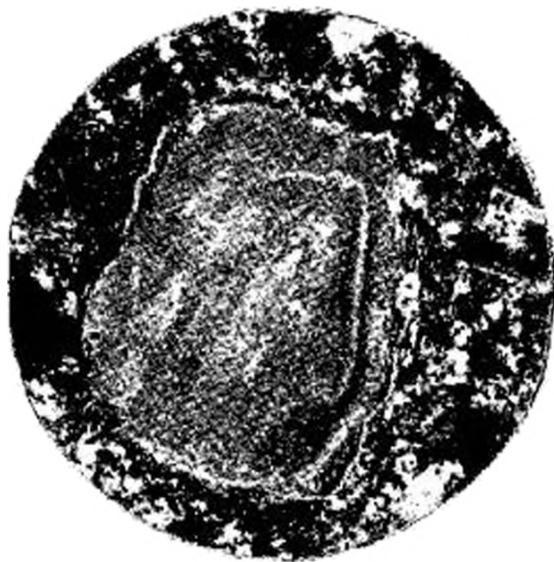
Развиты эти породы в первом теле эффузивов на водоразделе и к югу от него, обнажаясь в бортах ручьев. Занимают они наиболее высокое положение в разрезе эффузивного тела.

Макроскопически породы отличаются несколько зеленоватым оттенком при сером цвете породы. Они не обладают таким раковистым изломом, как темные альбитофиры. Фенокристов в них большое количество, они крупнее по размерам, часто с расплывчатыми очертаниями. Породы часто бывают с флюидалностью, причем эта флюидалность, хорошо видная макроскопически, выражается в наличии линзовидных темных полосок, среди более светлой основной массы породы. Иногда эти темные полоски содержат мелкие белые включения. Порода часто такситовой текстуры с участками, различающимися по строению. Так, среди серо-зеленой массы породы с зеленоватыми вкраплениями полевого шпата имеются участки породы с плотной эмалевидной основной массой, с бледнофиолетовым или буроватым оттенком, на фоне которой выделяются крупные и обильные фенокристы белого полевого шпата.

Микроскопически породы эвпорфировой, иногда глмеропорфировой структуры.

Фенокристы представлены альбитом, сильно серицитизированным и пелитизированным.

В некоторых кристаллах сохранилась реликтовая зональность (фиг. 15) свидетель того, что плагиоклазы были более основного состава, возможно это были андезины; для последних зональность весьма характерна. Размер фе-



Фиг. 15 Реликтовая зональность в плагиоклазе. Увел. 37. Николи скрещ.

нокристов от  $0,5 \times 0,5$  до  $5,0 \times 2,5$  мм. Наряду с обломочными кристаллами встречаются хорошо ограненные кристаллы альбита.

В породе наблюдается сильный катаклиз, который особенно заметен на фенокристаллах плагиоклаза. Они с облачным погасанием, разбиты многочисленными трещинками, заполненными рудными окислами. В краевых частях фенокристаллы представляют раздробленную массу, с мелкими различно ориентированными обломками, что хорошо видно по двойниковым полоскам. Характерным для этих пород также является сильная коррозия фенокристов, которая наблюдается как с краев, так и в центральной части. Зерна плагиоклаза, в результате коррозии, имеют вид разобращенных, оплавленных островков, разъединенных основной массой. Вокруг фенокристов располагаются тонкие оторочки серицита, иногда кварца. Иногда в краевых частях развивается мелкочешуйчатый зеленый биотит.

При измерениях на Федоровском столике плагиоклаз соответствует альбиту № 0 — 10.

Таблица 9

Оптические константы плагиоклазов в лацитовых порфирах

№ шифров	DN <sub>g</sub>	DN <sub>m</sub>	DN <sub>p</sub>	2V	Закон двойникования	Двойниковая ось	№ P1
105	77	26	78	+68	Карлсбадский	[011]	9
	12	81	80	+87	Альбитовый	⊥ (011)	10
686	13	76	86	+78	Альбитовый	⊥ (010)	6
681	80	12	85	—	Карлсбадский	{001}	7
667	79	11	89	-86	—	{001}	0

Часто кристаллы альбита разбиты трещинами, а иногда представлены обломочными зернами. Кроме альбита в фенокристаллах изредка присутствует пятнистый микроклин-пертит, иногда в простых двойниках. Фенокристаллы его обычно изометричной формы, часто с тонкой оторочкой серицита.

Биотит присутствует в значительном количестве в сильно опацизированных пластинках, размером  $0,8 \times 0,4$  мм и меньше, часто с рваными краями на концах. Имеются псевдоморфозы из мелких чешуек зеленого биотита, кварца и рудного минерала. Они развиты, вероятно, по цветному минералу, возможно по амфиболу.

Основная масса фельзитовой, чаще флюктуационной структуры, которая создается неодинаковой степенью раскристаллизованности. Отдельные полоски бурой стекловатой массы чередуются с полосками фельзитовой структуры, иногда с центральной частью гребенчатого строения. К полоскам с фельзитовой структурой бывает приурочено большое количество мелкочешуйчатого серицита, который часто концентрируется в тонкие прослойки. Фенокристаллы обтекаются основной массой (фиг. 16, 17).

Акцессорные минералы имеются в небольшом количестве и представлены рудным минералом, апатитом, и турмалином.

Рудный минерал — ильменит встречается в скелетных формах, неправильных зернах или обычно в виде мелкой сыпи. Некоторые зерна рудного минерала окаймлены оторочкой серицита.



Фиг. 16. Дацитовый порфир с флюктуационной структурой основной массы. Увел. 20. Простой свет.



Фиг. 17. Дацитовый порфир с флюктуационной структурой основной массы. Увел. 20. Наклос скрещ.

Апатит обычно находится в ассоциации с рудным минералом в мелких, хорошо ограненных кристаллах.

Турмалин наблюдался в некоторых шлифах в единичных мелких кристаллах, с плеохроизмом от светлорубого по  $Np$  до темнорубого по  $Nm$ .

Карбонат, по всей вероятности доломит, является вторичным минералом. Он имеет правильные ромбовидные разрезы, иногда бывает выщелочен и тогда по стенкам видны его реликты. Из вторичных минералов также следует отметить кварц и серицит. Кварц встречается в мелких зернах в основной массе, а кроме того в виде тонких жилок сечет породу в различных направлениях.

Химический состав образца дацитового порфира, взятого с водораздела, восточнее верховий р. Бостургай, следующий (№ 17):

Таблица 10

Химический состав дацитового порфира

$\text{SiO}_2$	— 65,76;	$\text{MgO}$	— 0,21
$\text{TiO}_2$	— 0,75;	$\text{CaO}$	— 1,81
$\text{Al}_2\text{O}_3$	— 16,56	$\text{Na}_2\text{O}$	— 2,70
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	— 3,20	$\text{K}_2\text{O}$	— 5,60
$\text{FeO}$	— 1,98	$\text{P}_2\text{O}_5$	— 0,10
$\text{MnO}$	— 0,10	П.л.п	— 1,98

Числовая характеристика по А. Н. Заваряцкому:  $a = 14,1$ ;  $c = 2,2$ ;  $b = 8,7$ ;  $s = 75,0$ .

Дополнительные коэффициенты:  $m' = 4,0$ ;  $f' = 54,0$ ;  $n = 42$ ;  $a' = 42$ ;  $Q = 19,6$ ;  $a : c = 0,4$ .

Породы попадают в класс 2, группу 4, пересыщенных  $\text{SiO}_2$ , умеренно богатых щелочами.

Нормативный состав этой породы:  $Q = 24,5$ ;  $Og = 33,4$ ;  $ab = 23,1$ ;  $ap = 8,1$ ;  $c = 3,1$ ;  $hy = 0,5$ ;  $il = 1,37$ ;  $ar = 0,34$ ;  $mt = 4,6$ .

Магматическая формула Ф. Ю. Левинсон-Лессинга:  $0,9\overline{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 6\text{SiO}_2$ ;  $a = 3,07$ ;  $R_2O : RO = 1,6 : 1$ ;  $\gamma = 3,1$ .

По химическому анализу и произведенным пересчетам порода близка к плагиофиру (№ 84).

### е) Перлиты (дацитовые порфиры с перлитовой текстурой)

Прослежены в виде покрова среди дацитовых порфиров в западной части первого поля эффузивов. При картировании, границы перлитов отбиваются не четко. Они постепенно переходят в дацитовые порфиры или их туфы. Макроскопически породы неравномерно серой окраски с порфировыми выделениями табличек серого полевого шпата. Большей частью породы обладают флюидальной текстурой, выраженной в чередовании более темносерых полосок, с несколько более светлыми, серыми. Перлитовая текстура иногда слегка заметна макроскопически.

Микроскопически породы с порфировой структурой и со значительным количеством фенокристов (структура невадитовая). Породы близки к дацитовым порфирам, и макроскопически они иногда совсем неразличимы, так как перлитовая текстура видна только в микроскопе.

Фенокристы представлены как кислым плагиоклазом, так и существенно калиевым полевым шпатом. В крупных кристаллах присутствует также железистый карбонат, иногда опацифицированный биотит.

Плагиоклаз в табличатых, несколько вытянутых кристаллах, размером от  $0,3 \times 0,5$  до  $2 \times 4$  мм. Обычно он сильно серицитизирован и пелитизирован, но с заметными тонкими полисинтетическими двойниками.

Таблица 11

Оптические константы плагиоклазов

№ шлифов	$DN_g$	$DN_m$	$DN_p$	$2V$	Закон двойникования	Двойниковая ось	№ P1
658	82	14	88	+82	Карлсбадский	[001]	6
680a	75	17	83	-88	"	"	14

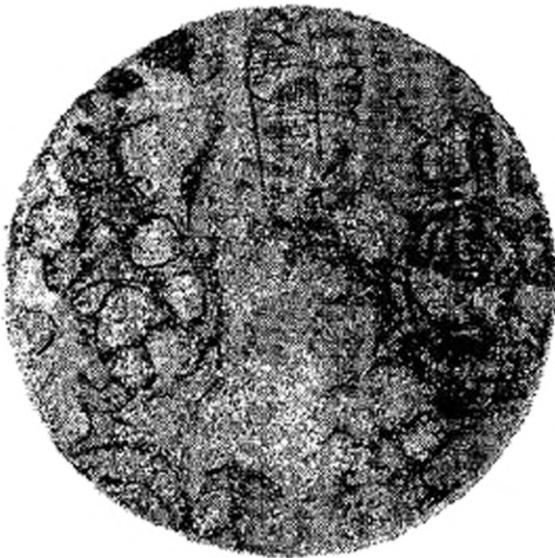
Некоторые кристаллы сильно трещиноваты, иногда по трещинкам их проникает стекловатая основная масса породы.

Калиевый полевой шпат несколько меньших размеров и в менее правильно ограненных кристаллах, в большинстве случаев разложенный, обычно замещенный буровато-зеленым биотитом, кварцем и карбонатом. Биотит развивается, главным образом, по трещинкам.

## Оптические константы калневого полевого шпата в перлите

Шлиф 232	CNg	CN <sub>m</sub>	CN <sub>p</sub>	2V	Спайность	Название минерала
1	79	10	87	-67	(001)	Микроклин
2	84	5	89	+85	.	Ортоклаз (изоортоклаз)
3	79	15	80	-78	.	Микроклин
4	8	82	90	-78	(010)	Микроклин

Иногда микроклин имеет хорошо выраженную двойниковую решетку (фиг. 18).



Фиг. 18. Перлит с фенокристами решетчатого микроклина. Увел. 37. Николи скрещ.



Фиг. 19. Дацитовый порфир с перлитовой отдельностью увел. 20. Простой свет.

Основная масса тонкозернистая, сильно серицитизированная, с заметной, при параллельных николях, перлитовой отдельностью в виде концентрических колец, большей частью выполненных серицитом или непросвечивающей темной массой (фиг. 19). Таких колец насчитывается до 7. Иногда они соединяются и образуют как бы петли. Внутри колец порода несколько лучше раскристаллизована, действует на поляризованный свет.

Акцессорные минералы обычно приурочены к несколько лучше раскристаллизованным участкам основной массы и представлены апатитом, турмалином, рудным минералом, рутилом.

Апатит в короткостолбчатых кристаллах часто находится в значительном количестве, группируясь с рудным минералом и биотитом.

Турмалин встречается в виде тонких призматических кристал-

лов, длиной до 0,3 мм, или в обломочных кристаллах с плеохроизмом в темных буровато-зеленых цветах по *Nm* и бурых по *Np*.

Рудный минерал представлен ильменитом в виде спорадически разбросанных зерен, иногда видманшtedтовой структуры. Ко вторичным минералам нужно отнести карбонат в ромбовидных разрезах до 2 мм в сечении. Часто он бывает разложившимся с остатками бурой каймы по стенкам.

Кварцевые жилки секут породу в различных направлениях.

Химического анализа пород нет, но, вероятно, им будет соответствовать химический состав № 17 (дацитового порфира), так как и макроскопически и по микроскопическому описанию породы сходны, отличаясь лишь тем, что в № 17 отсутствует перлитовая отдельность. К тому же эти породы находятся на продолжении друг друга.

В дацитовых порфирах и в перлитах альбит является вторичным образованием. Это доказывается реликтовой зональностью в альбитах, кроме того, менее кислым составом породы. Химический анализ показывает более высокое содержание извести. Таким образом, в изучаемых породах возможно существует альбит как первично магматический, так и вторичный, обязанный, вероятно, процессам автометаморфизма. В данном случае хочется привести слова акад. Д. С. Белякина (6): «...природа обладает способностью создавать объекты, более или менее сходные между собою, весьма различными путями».

#### г) Кварцевые порфиры

Типичные кварцевые порфиры и их туфы с видимыми макроскопически фенокристаллами кварца были встречены всего в двух местах — в северо-западной части второго эффузивного тела и в первом теле, ближе к восточному контакту. Выделить на карте их невозможно, ввиду малой площади распространения. Макроскопически породы буровато-серой окраски с порфирированными выделениями полевого шпата и серого кварца. Иногда в породах видна флюидальная текстура.

Микроскопически порода порфирированной структуры. В порфирированных выделениях кварц в квадратных разрезах или в неправильных зернах с бухтами разъедания, размером  $0,7 \times 0,8$  мм и меньше, и псевдоморфозы по полевошпату — до 2 мм длиной, в довольно правильных табличатых кристаллах. Полевой шпат разложен и замещен скрытокристаллическим кремнеземом (опал).

По подсчетам на пушинтеграторе фенокристаллы кварца составляют, 5,4%, псевдоморфозы полевошпата — 19,1% и основная масса — 75,4% по объему.

Основная масса неодинаковая по структуре — участками она фельзитовая, участками микропойкилитовая или гранофирированная. Иногда удается различить в основной массе по дисперсионному эффекту щелочные полевые шпаты.

Из аксессуарных минералов встречается рудный минерал.

## Химический анализ кварцевого порфира № 18

SiO <sub>2</sub> — 77,24	MgO — 0,24
TiO <sub>2</sub> — 0,25	CaO — 0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 15,65	Na <sub>2</sub> O — 0,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 0,65	K <sub>2</sub> O — 0,58
FeO — 0,60	H <sub>2</sub> O — 0,21
MnO — 0,10	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,04
	П. п. п. — 4,56

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 1,98$ ;  $c = 0,25$ ;  $b = 17,91$ ;  $a = 79,74$ .

Дополнительные коэффициенты:  $f' = 5,5$ ;  $m' = 2,0$ ;  $n = 62,5$ ;  $a' = 89$ ;  $\varphi = 2,8$ ;  $t = 0,2$ ;  $Q = 55,9$ ;  $a : c = 7,5$ .

Как видим порода относится к сильно пересыщенным SiO<sub>2</sub> породам. Сильное пересыщение кремнеземом объясняется вторичным окремнением, которое связано с нахождением породы вблизи тектонического контакта.

Нормативный состав породы:  $Q = 70,3$ ;  $Or = 3,34$ ;  $ab = 5,77$ ;  $ap = 1,11$ ;  $c = 13,12$ ;  $hy = 0,6$ ;  $il = 0,61$ ;  $mt = 0,93$ .

## г) Туфолавы

Туфолавы мы рассматриваем, как породы промежуточные между экструзивами и обломочно-вулканическими породами. По существу это лавы, загрязненные в той или иной степени обломками эффузивных пород, обычно близких по химическому и минералогическому составу самой лаве. Многие из этих пород распространены в самих телах эффузивов, но встречаются и чуждые изверженные породы, неизвестные в нашем районе. Количество обломков непостоянно, иногда их очень немного и тогда породы близки к обычным лавам; в других случаях обломки присутствуют в таком большом количестве, что породы приобретают облик, близкий к туфам.

Микроскопически туфолавы узнаются по наличию посторонних включений в породе и иногда по несколько обломочному характеру фенокристов полевого шпата.

Фенокристы бываюот представлены калиевым полевым шпатом или альбитом, иногда обоими полешпатами вместе.

Альбит представлен как хорошо образованными кристаллами, так и обломочными зернами, часто имеет полисинтетические двойники.

Таблица 14

## Оптические константы плагиоклаза в туфолаве

№ шли-фов	DNg	DNm	DNp	Закон двойниковаия	Двойникова ось	2V	№ PI
142	11	80	83	Альбитовый	⊥ (010)	—	N 8
683	13	75	87	"	"	-83	. 7
"	75	12	86	Карлсбадский	[001]	-84	. 3
92	73	15	84	"	"	+82	. 5
501a	18	67	85	Альбитовый	⊥ (010)	+85	. 0
"	73	20	80	Карлсбадский	[001]	+84	. 5
553	11	78	87	Альбитовый	⊥ (010)	—	. 8

Встречается нацело опациitized минерал, вероятно, биотит. Чаще он присутствует в породах, в которых фенокристы представлены одним альбитом (фиг. 20).

Основная масса чаще флюктуационной структуры; флюидальность обычно в виде прерывистых полосок, которые наблюдаются благодаря чередованию полосок темнубурой, стекловатой массы и светлых, несколько лучше раскристаллизованных полос. Обломки



Фиг. 20. Туф с опациitized биотитом. Увел. 20. Простой свет.



Фиг. 21. Туфолва. Увел. 20. Простой свет.

представлены породами, близкими по составу к фельзитам и трахитам с трахитовой микроструктурой; встречаются более крупнозернистые кварцево-полевчатые породы, также флюидальные порфиры, агрегаты кварца, скопления карбоната, кварциты. Величина обломков до  $1 \times 2$  мм и больше (в несколько сантиметров). Обломки несколько оплавлены, но часто угловатые. Кроме обломков пород встречаются обломки полевчат, иногда пепловые частички. Из акцессорных минералов встречаются зерна апатита, турмалина с плеохроизмом в бурых цветах (фиг. 21).

Таблица 15

Химический состав туфолавы № 19

SiO <sub>2</sub> — 72,30	CaO — 0,35
TiO <sub>2</sub> — 0,25	Na <sub>2</sub> O — 1,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 17,59	K <sub>2</sub> O — 2,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 0,50	H <sub>2</sub> O — 0,01
FeO — 2,76	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,04
MnO — 0,05	П.п.п. — 2,34
MgO — 0,25	Сумма — 99,52

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 5,79$ ;  $c = 0,38$ ;  $b = 18,03$ ;  $s = 75,86$ .

Дополнительные коэффициенты:  $f' = 13,2$ ;  $m' = 2,43$ ;  $n = 52,1$ ;  $a' = 84,3$ ;  $\varphi = 2,09$ ;  $Q = 39,64$ ;  $a : c = 15,2$ .

Породы попадают в класс II, группу 3, что соответствует пересыщенным  $\text{SiO}_2$  породам, богатым щелочами.

По химическому составу породы аналогичны альбитофирам.

Нормативный состав:  $Q = 52,36$ ;  $O_1 = 12,24$ ;  $ab = 12,58$ ;  $an = 1,67$ ;  $c = 12,3$ ;  $hy = 5,74$ ;  $il = 0,46$ ;  $mt = 0,7$ .

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  $0,51 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,8 \text{SiO}_2$ ;  $\alpha = 3,87$ ;  $R_2O : RO = 1; 1$ ;  $\gamma = 4,5$ .

Как видим из сравнения анализов и произведенных пересчетов, наличие обломков в породе не отличает валового химического состава туфов от описанных выше порфиров, ввиду родственного состава обломков и включающей их лавы.

### *Обломочно-вулканические породы*

Пирокластические породы имеют значительное распространение среди собственно эффузивных пород и разнообразны по составу. В стратиграфическом разрезе эффузивов пирокласты встречаются в различных горизонтах как внизу толщи эффузивов, так и в верхних ее частях.

Наибольшее распространение пирокластические образования имеют в первом эффузивном поле, где они и более разнообразны. Они тесно переплетаются с нормальными эффузивами. Во втором эффузивном поле туфы занимают центральную часть поля в виде полосы, вытянутой в северо-восточном направлении, а также располагаются вблизи восточного контакта эффузивов. Возможно, что они имеют несколько большее распространение, но слабая обнаженность района не позволила нам полностью выявить их.

Пирокластические образования до последнего времени вообще плохо еще изучены по сравнению с другими породами. Применяемая различными исследователями классификация этих пород по составу обломков (литокластический, кристаллокластический и витрокластический туфы) или по величине обломков (пелитовый, псаммитовый туфы) также несколько односторонняя.

Е. Ф. Малеев (52) предложил новую классификацию пирокластов, основанную на принципе, объединяющем характер обломков и величину их. Им выделяются пелитовые витрокластические туфы, состоящие из частичек стекла, размером до 0,01 мм; алевроитовые витрокластические, кристаллокластические туфы с обломками 0,01 — 0,1 мм и т. д.

Кроме того, по относительной величине обломков выделяются гетерокластические, гомеокластические и порфирокластические. Выделяются им также смешанные туфы, содержащие обломки, различные по составу. Если к туфовому материалу примешивается кластический или органогенный материал, он называется породы туффитами.

Туфы изучаемого района в большинстве случаев являются смешанными. Витрокластические туфы, например, наряду с пепловыми частицами, содержат обломки минералов. Литокластические туфы среди обломков пород содержат обломки минералов и часто пепло-

вые частички. Встречаются и чистые разности туфов, но их трудно было выделить при данном масштабе исследований. Поэтому мы объединяем и витрокластические и литокластические туфы в одну группу. Разновременные образования туфов трудно выделить, но можно отметить совершенно определенно, что имеются различия в туфах, отличных по времени образования. Отличие это наблюдается в составе обломков: в некоторых туфах они менее разнообразны, в других — обломки отличаются большим разнообразием по своему составу, причем в обломках же встречаются ранее образовавшиеся туфы. Более разнообразными по составу обломков являются туфы, лежащие непосредственно под овитой кремнистых пород. Там же были встречены крупногалечниковые, агломератовые туфы, величина обломков в которых достигает 10 — 15 см. Таких крупнообломочных агломератов больше нигде не встречалось. В других местах встречались туфы с обломками, сходными по составу, но меньшими по величине. Часто туфы незаметно переходили в туфолавы и затем в нормальные порфиры. По химическому составу туфы близки то к микроклиновым порфирам, то к альбитофирам.

По характеру обломков мы делим изучаемые пирокласты на а) витрокластические, б) литокластические и с) агломератовые туфы. Смешанные туфы присоединяем к той или иной группе в зависимости от преобладающих по составу обломков.

#### а) Витрокластические туфы

Макроскопически это серые, плотные, породы, иногда несколько буроватые. На фоне основной массы заметны мелкие обломочные кристаллы буроватого полешипата, иногда табличатые кристаллы белого полешипата. Основной фон фиолетово-серой окраски.

По гранулометрическому составу их нужно отнести к алевритовым и псаммитовым разностям.

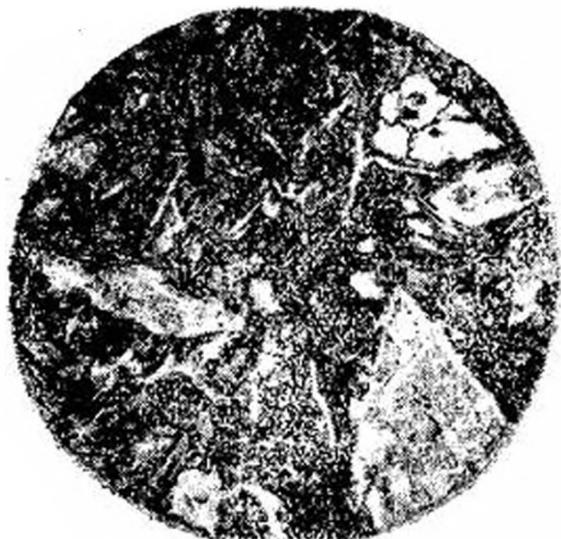
Под микроскопом наблюдается, что породы обычно порфиро-кластовой структуры. В порфирокластах калиевый полевой шпат — микроклин решетчатый или микроклин-пертит, иногда альбит или оба полевых шпата присутствуют вместе. Порфирокласты иногда составляют 30 — 40% от всей массы породы. Встречаются как правильные табличатые кристаллы, так и неправильные, обломочные. Размер их колеблется в широких пределах — от совсем мелких до  $3,0 \times 1,5$  мм; более распространены размеры  $0,8 \times 1,3$ ,  $1,2 \times 1,2$  мм и мельче. Пертитовые вростки иногда нацело замещены серицитом.

Таблица 16

Оптические константы плагиоклаза из вкрапленников в туфах

№ шлифов	DN <sub>g</sub>	DN <sub>m</sub>	DN <sub>p</sub>	Закон двойни-кования	Двойнико-вая ось	№ P1
558	20	84	75	Альбитовый Периклиновый	⊥ (010) {010}	5
517	17	75	85			0

Основная масса витрокластической структуры имеет кварцево-полевшпатовый состав с большим количеством тонкочешуйчатого серицита. В этой массе различается большое количество пепловых частичек, угловатой, причудливой формы в виде клиньев, палочек, дужек, рогулек, а также вытянутых пружевидных



Фиг. 22. Смешанный туф с пепловыми частицами и с обломками пород. Увел. 20. Простой свет.



Фиг. 23. Витрокластический туф. Увел. 20. Простой свет.

образований (типа фьямме), составленных или из бурого непрозрачивающего стекла (фиг. 22, 23) или из тонкого агрегата кварца или халцедона.

В некоторых шлифах имеются стекловатые обломки, размером от  $0,1 \times 0,05$  до  $0,4 \times 0,3$  мм, в разрезе имеющие вид вытянутых палочек, треугольников, четырехугольников, трапеций, которые состоят из черного непрозрачивающего стекла. Внутри этих образований от углов к центру проходят тонкие полоски осветленной массы, представляющей собою несколько раскристаллизованное стекло по направлениям натяжений (фиг. 24).

В породе имеются крупные выделения карбоната в ромбовидных разрезах.



Фиг. 24. Обломки вулканического стекла с начинающейся раскристаллизацией по натяжениям. Увел. 37. Простой свет.

### б) Литокластические туфы

Литокластические туфы более распространены, чем витрокластические, но в чистом виде они также редко встречаются, обра-

зую смешанные туфы или постепенно переходят в туфолавы. По гранулометрическому принципу литокластические туфы можно разделить на псаммитовые, псефитовые и агломератовые туфы. Чаще встречаются псаммитовые литокластические туфы с обломками размером 0,1 — 2 мм.

Макроскопически породы отличаются, главным образом, по соотносительным количествам обломков и цементирующей массы, а кроме того по абсолютной величине обломков. Богатые обломками породы обычно серофиолетовой, несколько пестрой окраски с угловатыми обломками не больше 1 см, сцементированными более мелкозернистой обломочной массой такого же состава.

На южном склоне, в первом эффузивном теле, обнажаются туфы темносерого цвета, среди которых выделяются угловатые обломки буроватой окраски. В обломках встречаются различные породы, как-то: порфириты, трахиты, фельзит-порфиры, сфероолитовые порфиры, туфы, флюидалные порфиры, кварциты, кремнисто-серицитовые сланцы, микрофельзиты с фенокристаллами микроклина, разложенные диоритовые порфириты, витрофиры, пизолитовые туфы, а также раскристаллизованные изверженные породы.

Почти всегда к обломкам пород примешиваются обломки минералов — кварца, полевых шпатов, опациitizedированного цветного, рудного минерала, иногда встречаются турмалин, карбонат, апатит. Обломки в большинстве случаев изометричной формы. Цементом является туфовый материал, иногда тонкозернистый кремнистый или даже лава.

Таблица 17

Оптические константы плагиоклазов в литокластическом туфе

№ шлифов	DN <sub>g</sub>	DN <sub>m</sub>	DN <sub>p</sub>	Закон двойникования	Двойниковая ось	2 V	№ P1
526 6	10	80	88	Альбитовый	⊥ (010)		8
514	10	79	88			—82	8
"	80	11	88	Карлсбадский	[001]	—82	6

Калиевый полевой шпат имеет такие координаты спайности (001) CN<sub>g</sub> — 78; CN<sub>m</sub> — 18; CN<sub>p</sub> — 74, что отвечает микроклину.

### с) Агломератовый туф

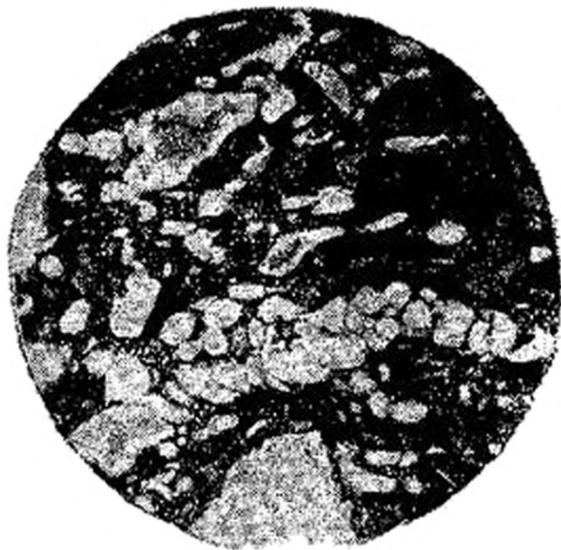
Встречен только в первом эффузивном поле, в его южной части. Один небольшой выход его находится в верховьях ручья Бекебулак. Пирокластический материал в виде округлых обломков, величиной от мелких до 10 — 15 см, сцементирован черной эффузивной породой. Обломки пород хорошо выделяются на выветрелой поверхности, а в свежем изломе они сливаются с цементирующей массой.

Под микроскопом обломки представлены порфирами с микропиклитовой и гранофировой структурой, флюидалными порфирами, микрокварцитами, состоящими сплошь из аллотриоморфных

зерен кварца гранобластовой структуры, перлитами, агрегатом карбоната, тесно переплетающегося с кремнистой породой, псевдоморфозами из скоплений кварца с биотитом (иногда с хлоритом); с тонкой черной каймой по периферии обломков; иногда в этих обломках имеется апатит. Имеются также скопления из чешуек бурого биотита, которые, бывают заключены в черную стекловатую массу с выделениями кристаллов плагиоклаза. Встречается кварцево-полевшпатовая раскристаллизованная порода. Отдельные обломки местами соприкасаются друг с другом без цемента, местами це-



Фиг. 25. Литокластический туф с обломками перлита и др. пород. Увел. 20. Простой свет.



Фиг. 26. Пузыристая лава. Увел. 37. Простой свет.

ментируются бурой стекловатой массой. Встречаются отдельные обломочные кристаллы плагиоклаза, калневого полевого шпата, кварца (фиг. 25).

Цементирующая масса в некоторых случаях представляет собою пенистую лаву. Макроскопически это плотная черная порода с мерцающими порфиристыми выделениями. Микроскопически порода имеет порфиристую структуру. В порфиристых выделениях плагиоклаз-альбит № 2 в полисинтетических двойниках, пятнистый пертит размером до  $1,0 \times 1,3$  мм и псевдоморфозы из карбоната и рудного минерала, вероятно, по цветному минералу.

Константы альбита такие:  $D_{Ng} = 75$ ;  $D_{Nm} = 17$ ;  $D_{Np} = 88$ ;  $2V = +80$ . Двойники по Карлсбадскому закону  $\{001\}$ . Основная масса состоит из темнокоричневого стекла с намечающейся флюидальностью, обусловленной различными оттенками в окраске стекла. По всей основной массе распределяются овальные образования из агрегата кварца, иногда вытянутые размером  $0,3 \times 0,2$  мм; встречаются как бы нанизанные друг на друга, образующие цепочки (фиг. 26). Эти же образования встречаются в бухтах разъедания полевых шпатов. Зерна полевых шпатов также несколько округлены, видимо, оплавлены. Вокруг порфиристых выделений развиты

каемка из тонкочешуйчатого биотита. Порода является, вероятно, пенистой лавой.

Таблица 18

Химический состав пенистой лавы в весовых % (№ 20)

SiO <sub>2</sub> — 70,36	MgO — 0,44
TiO <sub>2</sub> — 0,45	Na <sub>2</sub> O — 1,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 17,52	K <sub>2</sub> O — 1,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 0,18	H <sub>2</sub> O — 0,19
FeO — 2,85	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,09
MnO — 0,45	П. п. п. — 2,12
CaO — 1,22	

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 6,66$ ;  $c = 1,34$ ;  $b = 15,41$ ;  $s = 75,29$ .

Дополнительные коэффициенты:  $f' = 19$ ;  $m' = 4$ ;  $p' = 61$ ;  $a' = 77$ ;  $\varphi = 0,08$ ;  $t = 0,42$ ;  $Q = 36,22$ ;  $a : c = 5$ .

Порода по классификации Заварицкого относится к классу 11, группе 4, т. е. к породам, пересыщенным SiO<sub>2</sub>, умеренно богатым щелочами.

Нормативный состав породы:  $Q = 46,9$ ;  $Og = 11,13$ ;  $ab = 16,78$ ;  $ap = 5,01$ ;  $c = 11,8$ ;  $hy = 5,49$ ;  $il = 0,76$ ;  $mt = 0,23$ ;  $ap = 0,34$ .

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  $0,7 \overline{KO} \cdot R_2O_3 \cdot 6,7 SiO_2$ ;  $\alpha = 3,6$ ;  $R_2O = 1 : 1,06$ ;  $\gamma = 3,9$ .

Порода по химическому составу приближается к дацитовым порфирам.

## Основные эффузивы

### Амигдалоиды

Имеют незначительное распространение. Они отмечались в северо-восточной части первого (северо-западного) поля эффузивов. Из-за плохой обнаженности не удалось установить их взаимоотношения с другими разновидностями эффузивов. Эти породы встречены на северо-восточном склоне хребта. По разрозненным выходам прослежены две полосы амигдалоидов, вытянутые в северо-западном направлении. Возможно, что это один горизонт, повторяющийся в результате складчатости. Выходы прослежены по простиранию почти на 2 км. Вкrest простирания амигдалоиды местами становятся афанитовыми, без миндалин. В эффузивной толще они занимают низкие горизонты, являясь более ранними порциями излияний.

Макроскопически породы зелено-серой окраски, плотные, с переменным количеством миндалин. Миндалины размером до 4 мм выполнены эпидотом, хлоритом или альбитом, в большинстве случаев круглые, но имеются и неправильной формы.

Микроскопически породы миндалекаменной текстуры, с основной массой интерсертальной или пилотакситовой структуры. Порода состоит из тонких лейст и более широких табличатых кристаллов альбитизированного плагиоклаза с неровными, рваными концами. Вторичный характер альбита подтверждается наличием в нем сосюрита, серицита, являющихся продуктами деанортизации плагиоклаза.

## Оптические константы плагиноклаза в амигдалондах

№ шлифов	DN <sub>g</sub>	DN <sub>m</sub>	DN <sub>p</sub>	Закон двойникования	2 V	№ P1
95	77	15	83	Карлсбадский		5-6
557	75	13	87	Альбит—EstereI	-86	33
61	80	14	80	Карлсбадский	+86	9

Наряду с кристаллами плагиноклаза много тонких пластинчатых кристаллов амфибола, слабо плеохроирующего в светлозеленых цветах; встречаются и более крупные пластинки амфибола с положительным удлинением, с углом погасания  $cNg = 16^\circ$ , вероятно, актинолита. По всей породе встречается мелкочешуйчатый биотит с плеохроизмом в коричневых тонах по  $N_g$  и светложелтых по  $N_p$ . Он развивается также и внутри крупных зерен актинолита. В значительном количестве имеется вторичный хлорит. Миндалины сложены лучистым альбитом, в большинстве случаев несдвоенным.

В центре некоторых альбитовых миндалин находятся зерна карбоната с эпидотом. Вокруг миндалин имеется оторочка, состоящая из более тонкой основной массы и к тому же более обогащенной рудным минералом. Такая же оторочка наблюдается и около альбитовых жил, секущих породу. Помимо альбитовых миндалин имеются эпидотовые, в которых эпидот с плеохроизмом в желто-зеленых тонах, также с некоторым лучистым распределением. Эпидот имеется также и в жилках. Для химического анализа была отобрана порода без миндалин.

Таблица 20

## Химический состав амигдалоида в весовых % (№ 21)

SiO <sub>2</sub> — 48,77	MgO — 9,11
TiO <sub>2</sub> — 1,13	CaO — 4,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 17,94	Na <sub>2</sub> O — 2,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 6,10	K <sub>2</sub> O — 1,23
FeO — 4,75	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,13
MnO — 0,16	H <sub>2</sub> O — 0,07
	И. п. п. — 3,52
	Сумма — 100

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому;  $a = 7,37$ ;  $c = 5,46$ ;  $b = 30,83$ ;  $s = 56,3$ .

Дополнительные характеристики:  $f' = 30,75$ ;  $n' = 75,9$ ;  $m' = 50,0$ ;  $a' = 18,6$ ;  $\varphi = 16,8$ ;  $t = 1,7$ ;  $Q = 7,52$ ;  $a : c = 1,35$ .

Породы попадают в класс V, группу 19, что соответствует породам, слабо пересыщенным SiO<sub>2</sub>, бедным щелочами. Породы отвечают по составу платобазальтам.

Нормативный состав породы:  $Q = 5,77$ ;  $Or = 7,24$ ;  $ab = 21,5$ ;  $an = 21,4$ ;  $c = 4,59$ ;  $hy = 24,27$ ;  $il = 2,12$ ;  $tm = 88$ ;  $ap = 0,34$ .

По количественной классификации CJPW символ II, 5, 3, 4.

Магматическая формула по Левинсон-Лессингу:  
 $1,98 RO \cdot R_2O_3 \cdot 3,8 SiO_2$ ;  $\alpha = 1,53$ ;  $R_2O : RO = 1 : 6,85$ ;  $\gamma = 1,27$ .

Все приведенные пересчеты и характеристики показывают, что породы относятся к базальтовому типу.

### Спилиты

Макроскопически тонкозернистые породы зеленой или буроватой окраски.

Микроскопически породы обладают спилитовой структурой и состоят из тонких лейст кислого альбитизированного плагиоклаза. По замерам на Федоровском столике получены следующие константы:  $DN_g = 16$ ;  $DN_m = 75$ ;  $DN_p = 88$ ; закон двойникования —

альбитовый, двойниковая ось  $\perp$  (010), плагиоклаз соответствует  $ab$  № 5.

Среди тонких лейст встречаются более крупные табличатые кристаллы плагиоклаза с рваными краями. В промежутках между тонкими лейстами плагиоклаза рассеяны мелкочешуйки зеленого хлорита и обильная сыпь рудного минерала.

В породе большое количество мелких круглых миндалин в сечении 0,1 — 0,2 мм, заключенных хлоритом или агрегатом кварца. Иногда миндалины зонального строения —

центральная часть состоит из кварца, а периферия — из хлорита; вокруг миндалины тонкая оторочка из рудного вещества. Встречаются единичные чешуйки зеленого биотита (фиг. 27). Химического анализа породы не производилось.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы обнажаются в центральной и юго-восточной частях района. Залегают они в виде небольших штокообразных тел в различных по возрасту породах, давая с ними активный контакт. Небольшие линзообразные тела и жилы встречаются внутри эффузивных тел (второе эффузивное поле) и среди осадочных пород.

#### ШТОКООБРАЗНЫЕ ТЕЛА

Размеры тел колеблются в пределах:  $100 \times 100$  м,  $200 \times 600$  до  $600 \times 1000$  м.

По петрографическому составу интрузивные породы делятся на гранодиориты, сиениты и альбититы.

## Гранодиориты

Встречаются только в одном месте, обнажаясь в виде небольшого тела, размером  $200 \times 300$  м. Гранодиориты прорывают нижнепалеозойские известняки и превращают их в мраморы слегка желтоватой окраски. Обломки мрамора заключены в виде ксенолитов в гранодиоритах.

О возрасте мраморов сказать что-либо определенного нельзя, так как в данном месте проходит разлом, не позволяющий проследить мраморы по простиранию до неизменных пород.

Немного южнее обнажаются мало измененные фаменские известняки, а севернее мраморов обнажаются сильно измененные (до вида милонитов) эффузивы. Возможно, что мраморы произошли из нижнепалеозойских известняков, а гранодиориты являются каледонскими образованиями, так как в гальке конгломератов  $D_2 - D_3$  имеются гранодиориты, очень похожие на данные. Породы сильно катаклазированы и макроскопически часто имеют бесструктурный вид; не сразу по образцу можно сказать, что это изверженные породы. Макроскопически породы лейкократовые, имеют буроватую окраску, сильно трещиноваты и пропитаны окислами железа. Составные компоненты породы трудно различимы.

Микроскопически породы катакlastической структуры и состоят из серицитизированного плагиоклаза, мутного, пелитизированного, калиевого полевшпата, кварца с волнистым погасанием, иногда в пегматитовом прорастании с калиевым полевым шпатом.

Акцессорные: апатит и рудный минерал, окруженный бурыми окислами. Из вторичных минералов в значительном количестве присутствует карбонат. Порода сечется кварцево-карбонатными жилками.

Таблица 21

Оптические константы плагиоклаза в гранодиорите

№ шли- фов	DNg	DNm	DNp	2V	Закон двойни- кования	Двойни- ковая ось	№ P1
476	87	74	16	+ 78	Карлсбадский	[001]	15
317	77	16	83	—	.	.	6

Калиевый полевой шпат является перешетчатым микроклином со следующими константами:  $CNg - 85$ ;  $CNm - 12$ ;  $CNp - 76$ ;  $2V = + 84$ .

По подсчетам на пушинтеграторе минералогический состав породы в объемных % следующий:

Плагиоклаз	— 45,5
Калиевый полевой шпат	— 37,7
Кварц	— 12,4
Карбонат и акцессорные	— 4,6

По минералогическому составу видно, что порода содержит мало свободного кварца и ближе подходит к гранодиориту или трансиениту.

## Химический состав гранодиорита в весовых % (№ 22)

SiO <sub>2</sub>	— 61,28	MgO	— 0,50
TiO <sub>2</sub>	— 0,58	CaO	— 8,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 15,0	Na <sub>2</sub> O	— 3,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— нет	K <sub>2</sub> O	— 2,26
FeO	— 0,82	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	— 0,04
MnO	— 0,13	П. п. п.	— 6,24

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 10,82$ ;  $c = 5,49$ ;  $b = 7,41$ ;  $s = 76,28$ .

Дополнительные коэффициенты:  $f = 13$ ;  $m' = 3$ ;  $n = 67,1$ ;  $a' = 84$ ;  $Q = 25,43$ ;  $a : c = 1,9$ .

Порода попадает в класс II, группу 6, что соответствует породам, пересыщенным SiO<sub>2</sub>, очень бедным щелочами. Порода относится к гранодиоритам.

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  $1,7 RO \cdot R_2O_3 \cdot 7SiO_2$ ;  $\alpha = 3$ ;  $R_2O : RO = 1 : 2,3$ ;  $\gamma = 2,6$ .

### Сиениты

Сиениты имеют несколько большее распространение. Выходы их встречены в нескольких местах, причем большая часть их приурочена к разлому. Сиениты обнажены на р. Джиланды несколько юго-восточнее по безымянному руслу. На северо-западе они встречены по правому берегу р. Бостургай. Кроме того, выходы сиенитов отмечены по р. Саясу как к западу от ручья, так и к востоку на склонах отрогов. Помимо этих выходов небольшие обнажения встречались внутри второго поля эффузивов и по юго-восточному контакту его.

Почти все выходы сиенитов являются штокообразными или некрообразными телами, рвущими известняки.

В большинстве случаев породы залегают в толще нижнепалеозойских известняков и только выход по правому борту р. Саясу расположен по контакту красноцветных песчаников (D<sub>2</sub> — D<sub>3</sub>) и фаменских известняков. Контакт является рвущим, активным. Известняки у контакта мраморизованы, окварцованы и пиритизированы. Красноцветные песчаники в контакте с сиенитами осветлены.

Петрографически породы всех перечисленных тел близки друг к другу, но отличаются по содержанию цветного минерала, причем колебание в его количестве наблюдалось внутри даже одного тела.

Сиениты р. Джиланды представляют штокообразное тело, имеющее 200 м в поперечнике. Обнажается оно в борту крутого склона. Навсрху отрога породы не прослеживаются, так что назвать его крутопадающей дайкой, как называют предыдущие исследователи, нет оснований.

Залегают тело в ядре нарушенной антиклинали, в нижнепалеозойских известняках, с крутым падением контакта на юг. По контакту проходит зона окварцевания с образованиями пирита (размер кристаллов до 1 см) и сидерита.

Макроскопически это яркорозовые, среднезернистые породы.

полнокристаллические с видимыми кристаллами полевого шпата и тонких кристаллов зеленого цветного минерала. По трещинкам в породе имеются в большом количестве сублимированные, розетковидные кристаллы гематита, особенно его много в зоне контакта.

Микроскопически порода порфиroidной структуры и состоит из крупных и мелких кристаллов полевых шпатов, преимущественно альбита; в меньшем количестве присутствуют крупные неправильные зерна калиевого полевого шпата. Цветной минерал представлен хлоритом в виде вытянутых пластинок или неправильных чешуек (фиг. 28).

Плагиоклаз двух видов по размерам. Порфиroidные выделения  $1,5 \times 0,80$  до  $0,30 \times 1,10$  мм. В основной массе размер зерен —  $0,03 \times 0,15$  до  $0,25 \times 0,40$  мм.

Плагиоклаз в большинстве случаев разложен. В центральных частях некоторых кристаллов он замещается смесью из серицита, эпидота, карбоната и глинистого вещества. По замерам на Федоровском столике он соответствует альбиту № 3 — 7. Получены следующие константы: 1)  $DN_g$  — 13;  $DN_m$  — 75;  $DN_p$  — 88. Закон двойникования — альбитовый,  $2V = +82$ . Альбит № 7. 2)  $DN_g$  — 73;  $DN_m$  — 30;  $DN_p$  — 65. Закон Альбит — Esterel ab № 3.

Калиевый полевой шпат образует ксеноморфные зерна; он часто пертитизированный. Размер зерен калиевого полевого шпата  $0,5 \times 0,6$ ;  $1,0 \times 3,50$  мм.

Вторичные минералы: правяно-зеленый, слегка плеохроирующий хлорит, образует радиально-лучистые агрегаты. Цвета интерференции серовато-зеленоватые до нейтральтинно-синих. Во многих случаях видны псевдоморфозы хлорита по амфиболу. Он обычно ассоциируется с карбонатом и эпидотом.

Эпидот в мелких зернах зеленого цвета с яркой интерференционной окраской.

Акцессорные минералы: сфен, апатит и рудный минерал.

Сфен в хорошо образованных кристаллах размером  $0,3 \times 0,1$  мм.

Апатит — в идиоморфных призматических кристаллах размером  $0,01 \times 0,1$  мм;  $0,04 \times 0,15$  мм.

Рудный минерал — пирит, гематит.

Между зернами плагиоклаза имеются участки из микропегматитовых орастаний калиевого полевого шпата с кварцем.



Фиг. 28. Снят с порфиroidной структурой. Увел. 20. Николи скрещ.

Химический состав сиенита в весовых % (по В. С. Маливкину)

SiO <sub>2</sub>	— 58,37	CaO	— 1,55
TiO <sub>2</sub>	— 0,42	MgO	— 4,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 17,52	Na <sub>2</sub> O	— 7,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 2,41	K <sub>2</sub> O	— 2,38
FeO	— 1,45	H <sub>2</sub> O	— 0,30
		П. п. п.	— 3,64
		Сумма	— 100,1

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 19,43$ ;  
 $c = 1,85$ ;  $b = 11,81$ ;  $s = 66,91$

Дополнительные коэффициенты:  $f' = 23,2$ ;  $m' = 54,7$ ;  $n = 81,6$ ;  
 $a' = 3,45$ ;  $\varphi = 17,3$ ;  $Q = 6,89$ ;  $a : c = 10,5$ .

Породы относятся к классу V, группе 17, т. е. породам, слабо насыщенным SiO<sub>2</sub>, богатым щелочами.

Они соответствуют сиенитам.

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  
 $1,57 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5,2 SiO_2$ ;  $\alpha = 2,27$ ;  $R_2O : R_1O = 1 : 1,07$ ;  $\gamma = 20$ .

Нормативный состав:  $il = 1,37$ ;  $Or = 13,91$ ;  $ab = 52,4$ ;  $ap = 7,79$ ;  
 $mt = 2,55$   $hy = 12,35$ ;  $c = 1,94$ ;  $Q = 3,18$ ;  $hm = 0,64$ .

Породы по произведенным пересчетам отвечают сиениту.

Второе тело, расположенное на правом берегу р. Саясу, в 0,5 км выше слияния его с р. Куланом, находится в контакте с красноцветными песчаниками D<sub>2</sub> — D<sub>3</sub> и фаменскими известняками. Песчаники в контакте светлены, фаменские известняки превращены в мраморы. Тело в плане имеет размеры 200 × 300 м.

Породы такие же, как и в первом теле, но неоднородны по составу в различных его частях.

Макроскопически это среднезернистые розово-красные или пестрые розово-зеленые породы, состоящие из розового полевого шпата и переменного количества темноцветного минерала, в зависимости от которого породы меняются от лейкократовых до меланократовых, причем эти переходы совершаются на незначительных расстояниях.

Микроскопически порода порфирированной структуры состоит из крупных зерен существенно калиевого полевого шпата, не имеющего ясных ограничений, и из скоплений несколько более мелких вытянутых табличек альбита.

Местами калиевый полевой шпат находится в микропегматитовом сростании с кварцем, иногда гранофир образует как бы оторочки вокруг полевых шпатов. К участкам плагиоклаза приурочены скопления мелких чешуек мусковита.

Цветной минерал представлен пластинками зеленого хлорита.

Акцессорные минералы: турмалин, апатит, рудный минерал.

Турмалин с плеохроизмом (по  $Nm$  — темный, буро-зеленый, по  $Np$  — светлобурый).

Апатит и рудный минерал такие же, как и в предыдущих разностях.

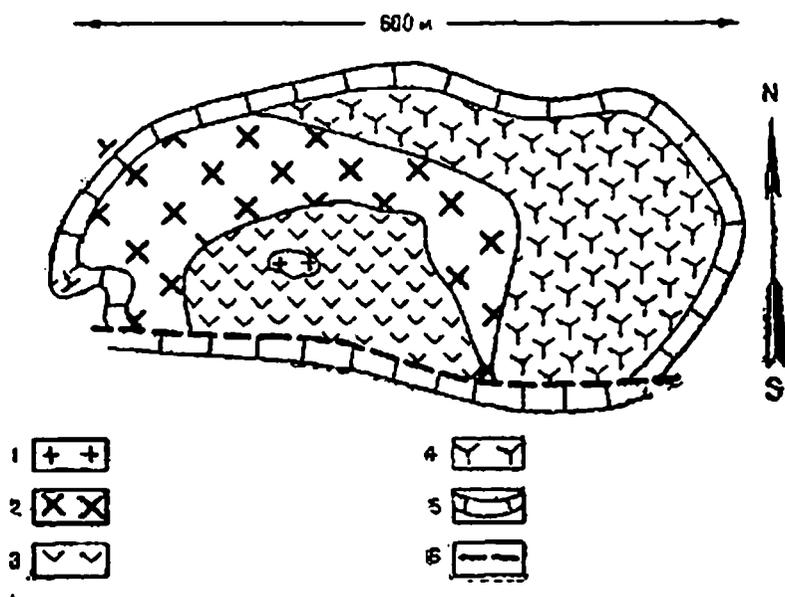
Минералогический состав, подсчитанный на пушинтеграторе,

следующий: плагиоклаз — 43,2%, калиевый полевой шпат — 31%; кварц — 2,8%, мусковит — 15,2%, остальные минералы — 7,3%.

В меланократовых разновидностях присутствует в большом количестве хлорит и, судя по сохранившимся формам кристаллов, он образовался по амфиболу.

Интересное по своему строению тело сиенитов обнажается в верховьях ручья Саясу. Площадь выходов пород составляет 250 × 600 м.

Строение тела сложное. Примерно в центральной части его находится небольшой выход яркорозового гранит-порфира. Вблизи гранит-порфира сиениты имеют светлорозовую окраску и сильно обогащены мусковитом, за что и названы нами мусковитизированными сиенитами. С удалением от гранит-порфира эта разновидность пород постепенно переходит в обычный сиенит яркорозовой окраски, как описанный выше.



Фиг. 29. Строение сиенитового тела на водоразделе рек Саясу-Агаши.

1 — гранит-порфир, 2 — сиенит, 3 — сиенит-мусковитизированный, 4 — меланократовый сиенит, 5 — мраморы верхнего девона, 6 — тектонический шов.

По периферии тела с северо-востока, вблизи контакта с мраморами, породы приобретают меланократовый облик за счет обогащения хлоритом и эпидотом (фиг. 29).

Дадим описание каждой разновидности в отдельности.

#### Гранит-порфиры

Обнажаются в виде высыпки на незначительной площади в несколько квадратных метров) на вершине отрожка и немного прослеживаются по склону к западу, постепенно становясь более светлыми с заметными чешуйками мусковита.

Макроскопически породы яркорозовой окраски с видимыми выделениями кварца среди розовой полевошпатовой массы. Под микроскопом порода графической структуры состоит из крупных неправильных зерен бурого пелитизированного калиевого полевого шпата — пертита; в незначительном количестве присутствует кислый плагноклаз—альбит в полисинтетических двойниках. Кварц находится



Фиг. 30. Гранит-порфир с микропегматитовой структурой основной массы. Увел. 20. Николи скрещ.

в виде скоплений более мелких зерен. В отдельных участках кварц находится в пегматитовом срастании с калиевым полевым шпатов (фиг. 30). Встречается карбонат, приуроченный к тонким трещинкам, а также чешуйки зеленого хлоритизированного биотита.

По подсчетам на пушинтеграторе порода состоит из калиевого полевошпата — 77,7 и кварца — 22,3%.

По замерам на Федоровском столике калиевый полевой шпат по константам соответствует нерешетчатому микроклину.

Таблица 24

Химический состав гранит-порфиров в весовых %

SiO <sub>2</sub>	— 72,80	CaO	— 1,14
TiO <sub>2</sub>	— 0,13	Na <sub>2</sub> O	— 3,94
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 15,31	K <sub>2</sub> O	— 4,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 0,42	H <sub>2</sub> O	— 0,08
PiO	— 0,67	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	— 0,11
MnO	— 0,13	П. п. л.	— 1,29
MgO	— 0,13		

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому: a=13,80; c=1,30; b=1,50; s=80,30.

Дополнительные коэффициенты: f' = 25,7; m' = 5,7; n = 59,4; a' = 68,6; φ = 0,05; t = 1,2; Q = 31,8; z : c = 10,6.

Порода попадает в класс II, группу 3, т. е. пород, пересыщенных SiO<sub>2</sub>, богатых щелочами. В эту группу входят липариты, кварцевые порфиры (по Дели). Таким образом порода отвечает кислым породам II, принимая во внимание структурные и геологические особенности, мы относим ее к гранит-порфирам.

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  $0,9\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7,9 SiO_2$ ; α = 4,05; R<sub>2</sub>O : RO = 3,3 : 1 ; γ = 4,1.

В отношении щелочей надо полагать, что в анализе имеется ошибка в разделении K<sub>2</sub>O от Na<sub>2</sub>O. Судя по минералогическому составу, K<sub>2</sub>O должно быть больше.

Порода макроскопически среднезернистая с видимыми компонентами — розовым полевым шпатом и зеленым цветным минералом. В породе большое количество железной слюдки (гематита) как по трещинкам, так и в самой породе.

Микроскопически порода гипидноморфнозернистой структуры и состоит из альбита в полисинтетических двойниках, в меньшем количестве присутствует калиевый полевой шпат — нерешетчатый микроклин. Из цветных минералов присутствует в значительном количестве хлорит с аномальными цветами интерференции (пеннин). В породе также в значительном количестве имеются карбонат и мусковит. С хлоритом ассоциирует рудный минерал и апатит. Встречаются мелкие зерна эпидота, скопления серицита.

Таблица 25

## Химический состав сиенита

SiO <sub>2</sub>	— 51,02	CaO	— 4,15
TiO <sub>2</sub>	— 0,84	Na <sub>2</sub> O	— 3,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 20,53	K <sub>2</sub> O	— 4,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 6,37	H <sub>2</sub> O	— 0,17
FeO	— 2,85	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	— 0,45
MnO	— 0,24	П. п. п.	— 4,04
MgO	— 1,33		
		Сумма	— 100,86

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 16,68$ ;  $c = 5,97$ ;  $b = 13,28$ ;  $s = 64,18$ .

Дополнительные коэффициенты:  $f' = 76,4$ ;  $m' = 18,0$ ;  $n = 56,2$ ;  $a' = 10,1$ ;  $\varphi = 45$ ;  $t = 1,16$ ;  $Q = 11,08$ ;  $a : c = 2,8$ .

Порода попадает в класс V, группу 18, т. е. пород, слабо насыщенных SiO<sub>2</sub>, умеренно богатых щелочами, лейкократовых.

Порода соответствует сиенитам.

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  $0,92 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3,5 SiO_2$ ;  $\alpha = 1,7$ ;  $R_2O : RO = 1 : 2,7$ ;  $\gamma = 1,8$ .

## Мусковитизированные сиениты

Макроскопически порода среднезернистая лейкократовая, с различными кристаллами полевого шпата и чешуйками мусковита. Микроскопически порода гипидноморфнозернистой структуры, состоит из альбита в полисинтетических двойниках, размером  $1,0 \times 0,7$  мм;  $1,0 \times 1,0$  мм, с рваными концами кристаллов и редких зерен калиевого полевика — пертита. Из цветных минералов имеется в значительном количестве мусковит в виде крупных ( $1,0 \times 0,2$  мм) пластинок или в виде агрегатов мелких чешуек, слегка зеленоватых,  $2V = 36^\circ$  (замерен на Федоровском столике). Имеются зерна доломита в ромбовидных разрезах, иногда с зональным строением, а также железистого карбоната, возможно сидерита.

Встречается апатит в изометричных разрезах, рудный минерал — гематит.

## Оптические константы альбита в сиените

№ шлифов	DNg	DNm	DNp	2V	Закон двойникования	Двойниковая ось	Ab
277	22	69	85	+75	Альбитовый	$\perp$ (010)	0
76	72	15	85	$\pm 90$	Карлсбадский	{001}	4
276	18	75	87	+84	Альбитовый	$\perp$ (010)	2

## Меланократовые сиениты

Макроскопически среднезернистая порода зелено-серой окраски, состоит преимущественно из цветного минерала, среди которого различаются более редкие зерна розового полевого шпата.

Микроскопически порода гилпидноморфнозернистой структуры, состоит из плагиоклаза, альбита № 4 и большого количества хлорита и эпидота, которые иногда образуют агрегат, заключенный в пластинчатые контуры; последний является, таким образом, псевдоморфозой по какому-то табличатому минералу. Имеется мусковит, но в меньшем количестве, чем в предыдущих породах. Встречается сфен, апатит, рудный минерал — гематит (фиг. 31).



Фиг. 31. Сиенит. Увел. 20. Николи скрещ.

Образование всего комплекса пород, слагающих это тело, нужно, вероятно, рассматривать таким образом: внедрение сиенитовой магмы происходило в толщу карбонатных пород и при взаимодействии с ними произошла ассимиляция их с образованием в периферических частях более меланократовой породы. Позднее в тело

сиенитов внедрилась интрузия гранит-порфира, которая воздействовала на сиенит и изменила его, главным образом, благодаря приносу щелочей. В сиенитах появились новообразования мусковита.

Возможно, что все тела сиенитов представляют собою неkki и гранит-порфир располагается в центральной части некка, соответствуя более поздней порции магмы. Этим неккам, возможно, соответствуют поверхностные излияния верхнекарбонического возраста, развитые к югу от нашего района (район Кельтемашат, Таласский Алатау и др.).

Выходы сиенитов по р. Бостургай имеют небольшие размеры (10 × 20 м).

## Альбититы

Обнажаются в виде двух тел в юго-восточной части района. Оба тела прорывают известняки нижнего палеозоя и кремнистую свиту, обуславливая контактовые изменения в них. Западное тело более крупное.

Площадь выходов, равная  $60 \times 1000$  м, имеет некоторую вытянутость в широтном направлении.

С севера и востока контакты альбититов с вмещающей толщей осложнены разломами. С юга и запада хорошо виден активный контакт с образованием контактовых минералов. В центральной части тела сохранены участки контактово-измененных кремнистых пород кровли в виде отдельных выходов.

Макроскопически альбититы представляют собою среднезернистые, слегка розоватые породы, часто пегматоидного строения. Участками породы почти белые с заметными выделениями светлой слюды.

Микроскопически порода панидиоморфнозернистой структуры и состоит почти целиком из плагиоклаза размером от  $1,5 \times 0,8$  до  $2,0 \times 1,0$  мм. В незначительном количестве присутствует кварц в довольно крупных зернах. Внутри зерен плагиоклаза имеются чешуйки мусковита размером  $0,2 \times 0,1$  мм. Иногда в скоплениях встречаются бесформенные зерна карбоната, часто заполняющие промежутки между зернами плагиоклаза. Размер карбонатных зерен  $0,6 \times 0,6$  мм.

Плагиоклаз плохо ограненный, с рваными концами. По замерам на Федоровском столике получены для него следующие константы:  $DNg - 71$ ;  $DNm - 37$ ;  $DNp - 57$ . Закон двойникования карлсбадский, двойниковая ось  $[001]$ , что соответствует альбиту № 7.

В 0,5 км к юго-востоку расположено второе тело альбититов: размером  $350 \times 1000$  м, вытянутое на восток-юго-восток. Оно заключено в тех же нижнепалеозойских известняках и кремнистых породах.

Примерно в центральной части тела обнажается буровато-красноватая, неравномерно окрашенная, крупнозернистая, пористая порода с мясо-красными кристаллами полевого шпата и с пустотками, заполненными бурыми железистыми охрами. Первоначально порода была, вероятно, гранит-порфиром. Под микроскопом порода имеет порфировидную структуру и состоит из крупных выделений альбита до 2 мм длиной, сильно раздробленного, с волнистым погасанием, с ожелезнением по трещинкам и мусковита в виде изогнутых пластинок. Основная масса целиком состоит из изометричных зерен кварца гранобластовой структуры, с волнистым погасанием. Размер зерен кварца  $0,1 \times 0,2$  мм в сечении. Имеются скопления непрозрачного, глинистого вещества и неправильные скелетные зерна рудного минерала.

Со всех сторон эта порода окружается мелкозернистыми, белыми, аллитовидными породами. Ниже по склону обнажаются поле-

вошпатовые белые породы, лучше раскристаллизованные, с хорошо различимыми табличками полевого шпата.

Микроскопически порода панидиоморфной структуры, состоит из крупных зерен размером до 2 мм, альбита № 4 и мусковита, который часто находится в парагенезисе с карбонатом. Из аксессуарных минералов встречается рутил как в виде единичных призматических кристаллов, так и в скоплениях; встречаются зерна апатита.

Альбит был измерен на Федоровском столике и получены следующие константы:  $DNg = 13$ ;  $DNm = 77$ ;  $DNp = 89$ . Закон двойникования — альбитовый, двойниковая ось (010)  $2V = \pm 90^\circ$ . Полученные константы соответствуют альбиту № 5.

Таблица 27

Химический состав альбитита в весовых % (№ 26)

SiO <sub>2</sub>	— 64,54	MgO	— 1,72
TiO <sub>2</sub>	— 0,12	CaO	— 2,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 20,05	Na <sub>2</sub> O	— 4,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	— 0,33	K <sub>2</sub> O	— 3,23
FeO	— 0,40	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	— 0,08
MnO	— 0,01	П. п. п.	— 2,10

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 14,15$ ;  $c = 3,40$ ;  $b = 9,25$ ;  $s = 73,19$ .

Дополнительные коэффициенты:  $f' = 7,3$ ;  $m' = 30,9$ ;  $n = 66,3$ ;  $a' = 40,4$ ;  $\psi = 3$ ;  $Q = 14,69$ ;  $a : c = 4,1$ .

Порода попадает в класс III, группу 8, что соответствует породам, слабо пересыщенным SiO<sub>2</sub>, богатым щелочами.

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  $1,02 \bar{R}\bar{O} \cdot R_2O_3 \cdot 5,43 SiO_2$ ;  $\alpha = 2,7$ ;  $R_2O$ ;  $RO = 1,06 : 1$ ;  $\gamma = 2,7$ .

Нормативный состав породы:  $Q = 18,36$ ;  $il = 0,15$ ;  $Or = 19,44$ ;  $ab = 36,18$ ;  $an = 13,91$ ;  $mt = 0,46$ ;  $hy = 4,62$ ;  $c = 4,28$ .

По числовым характеристикам альбититы ближе всего подходят к щелочно-земельным сиенитам (из средних составов изверженных пород по Дели).

Породы относятся к группе существенно натриевых пород. Они являются слабо пересыщенными кремнекислотой и сильно пересыщенными глиноземом.

Альбититы имеют сходство с описанными выше сиенитами как в химическом, так и в минералогическом составе. Отличием является несколько меньшая щелочность альбититов.

## ДАЙКОВАЯ ФАЦИЯ

Породы дайковой фации представлены альбитизированными диабазами, диоритовыми порфиритами, лампрофирами.

Наибольшим развитием эти породы пользуются внутри второго эффузивного поля. В первом эффузивном поле они совсем не встречены. Среди осадочных пород они отмечались в юго-восточной части района, где они прорывают кембрийские и ордовичские отложения.

## Альбитизированные диабазы

Эти породы распространены среди эффузивов в виде небольших тел, не прослеживающихся на значительные расстояния по простиранию. Размеры тел по поверхности такие:  $6 \times 7$  м;  $15 \times 15$  м;  $2 \times 18$  м;  $5,5 \times 35$  м;  $35 \times 100$  м. Контакты их с вмещающими эффузивами резкие, причем дайковые породы у контакта становятся более тонкозернистыми и приобретают бурую окраску вместо темносерой, почти черной или темнозеленой. Эффузивы около контакта также изменены, они осветлены и несколько брекчированы. В некоторых случаях по контакту пород располагается брекчия, состоящая из обломков эффузивов и альбитизированных диабазов.

Макроскопически альбитизированные диабазы тонкозернистого сложения серой, слегка зеленоватой, иногда темносерой, почти черной окраски. Иногда породы приобретают бурую окраску и тогда походят на тонкозернистые песчаники.

Под микроскопом породы интерсертальной структуры и состоят из длинных лейст сильно разложившего альбитизированного плагиоклаза, загрязненного продуктами дезанортизации.

Размеры лейст от  $0,2 \times 0,4$  до  $0,6 \times 1,6$  мм (фиг. 32, 33).



Фиг. 32. Альбитизированный диабаз. Увел. 20. Простой свет.



Фиг. 33. Альбитизированный диабаз. Увел. 20. Николи скрещ.

Таблица 28

Оптические константы плагиоклаза в альбитизированном диабазе

№ шлифов	DN <sub>g</sub>	DN <sub>m</sub>	DN <sub>p</sub>	2V	Закон двойникования	Двойниковая ось	№ P1
31 <sup>a</sup>	77	13	87	+84	Карлсбадский Периклиновый	{001} {010}	0-3 0
461 <sup>a</sup>	15	72	85	78			

Промежутки между лейстами плагиоклаза заполнены мелкочешуйчатым биотитом с плеохронизмом по  $N_g$  — зеленовато-бурым, по  $N_p$  — светлобурым. Размеры чешуек от  $0,4 \times 0,05$  до  $0,4 \times 0,6$  мм.

Иногда скопления биотита образуют пластинчатую форму и представляют, вероятно, псевдоморфозы по цветному минералу. Размеры пластинок  $0,1 \times 0,6$  мм;  $0,4 \times 1,3$  мм.

В значительном количестве в породе присутствует хлорит с аномальной интерференционной окраской, со слабым плеохроизмом (пеннин). Хлорит ассоциируется с карбонатом — доломитом, имеющим ромбоэдрическую форму, размером  $1,5 \times 1,6$  мм.

Из акцессорных минералов встречаются вытянутые кристаллы, иногда скопления неправильных зерен турмалина с плеохроизмом по *Nm* — зелено-бурым, по *Np* — светлобурым. Окраска турмалина неравномерная, пятнистая. Он часто бывает приурочен к карбонату. В породе имеются аморфные скопления лейкоксена.

В значительном количестве присутствует апатит в тонких вытянутых кристаллах. Встречаются редкие зерна рудного минерала.

Зеленый биотит в гломеробластовых скоплениях является, по В. Н. Лодочникову (51), либо пневматолитическим или гидротермальным, либо контактовым. Его наличие в породе указывает на присутствие поблизости другой изверженной породы, изменившей первую.

Таблица 29

Химический состав альбитизированного диабаза в весовых % (№ 27)

SiO <sub>2</sub> — 42,35	MgO — 8,16
TiO <sub>2</sub> — 1,64	CaO — 5,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — 15,32	Na <sub>2</sub> O — 1,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> — —	K <sub>2</sub> O — 2,53
FeO — 13,39	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> — 0,15
MnO — 0,17	H <sub>2</sub> O — 0,05
	П. п. п. — 8,36
	Сумма — 98,49

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому:  $a = 7,25$ ;  $c = 6,88$ ;  $b = 31,13$ ;  $s = 54,72$

Дополнительные коэффициенты:  $f' = 45,1$ ;  $m' = 49,9$ ;  $p = 43,8$ ;  $a' = 5,3$ ;  $t = 2,8$ ;  $Q = 11,9$ ;  $a : c = 1,6$ .

По данным параметрам породы попадают в класс V, группа 19, куда включены породы меланократовые, слабо недосыщенные кремнокислотой, бедные щелочами. Ближе всего породы подходят к платобазальтам, отличаясь от них более высоким содержанием калия и некоторой пересыщенностью глиноземом (фиг. 34).

Нормативный состав:  $Or = 15,03$ ;  $ab = 11,01$ ;  $an = 24,48$ ;  $hy = 36,00$ ;  $ol = 4,56$ ;  $c = 1,43$ ;  $il = 3,04$ ;  $sp = 0,34$ .

По классификации CJRW получены такие соотношения:

$$\frac{SAZ}{FEM} = 1,18; \frac{Q}{F} = 0; \frac{Na_2 + K_2O}{CaO} = 0,55; \frac{K_2O}{Na_2O} = 1,29.$$

Символ: 3, 5, 4, 3.

Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу:  $3,51RO \cdot R_2O_3 \cdot 4,7 SiO_2$ ;  $\alpha = 1,4$ ;  $R_2O : RO = 1 : 9,98$ ;  $\gamma = 1,04$ .

Порода попадает в группу В, подгруппу V, семейство 16, т. е. отвечает породам из группы базальта-диабазы.

По химическому составу альбитизированные диабазы имеют большое сходство с амигдалоидами (фиг. 34), которые по составу отвечают спилитам. Отсюда можно сделать предположение, что альбитизированные диабазы являются корнями подводных излияний (спилитов), залегающих выше кремнистых пород.

Такое предположение согласуется с указанием Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (48) о том, что «интрузивными эквивалентами спилитов нужно считать альбитовые габбро-диабазы».

Среди альбитизированных диабазов встречаются разности, которые по микроскопическому строению можно отнести к диоритовым порфирирам.

### Лампрофиры

Лампрофиры имеют незначительное распространение, встречаясь среди осадочных пород. Одна дайка зафиксирована на левом берегу р. Долна-булак, среди нижнекембрийских песчаников.

Макроскопически породы с плотной основной массой зеленой окраски, среди которой выделяются крупные правильные пластинки до 1 см в поперечнике хлоритизированного биотита.

Под микроскопом породы бластопорфировой структуры. В порфировых выделениях крупные зерна нацело сосюритизированного полевого шпата и крупные пластинки хлорита. Судя по формам кристаллов и по характеру спайности, хлорит образовался по биотиту.

Основная масса состоит из карбоната и продуктов разложения полевых шпатов (сосюрита). Пластинки хлорита изогнуты и пропитаны окислами железа по спайности.

Первоначально порода представляла собою, вероятно, керсантит.

Аналогичные, но еще более измененные, породы встречались среди кембрийских известняков в юго-восточной части района.

### Кварцевые жилы

Имеют значительное распространение в исследованном районе. Обычно жилы небольшой длины и, наоборот, часто значительной мощности, достигающей иногда 5 — 6 м.

По минералогическому составу можно выделить, помимо часто кварцевых жил, также кварцево-турмалиновые жилы.

Кварцево-турмалиновые жилы наибольшее развитие имеют среди первого эффузивного поля, вблизи водораздела. Размеры жил невелики, мощность их измеряется сантиметрами, а длина несколькими метрами. Турмалин приурочен, главным образом, к зальбандам и переходит во вмещающие породы. Часто он в виде «солнца» встречается по трещинкам в самих эффузивах. В некоторых жилах турмалин почти нацело вытесняет кварц. Других минералов не встречено.

Под микроскопом турмалин с плеохроизмом по  $Nm$  — темно-зеленый, по  $Np$  — светлорубый.

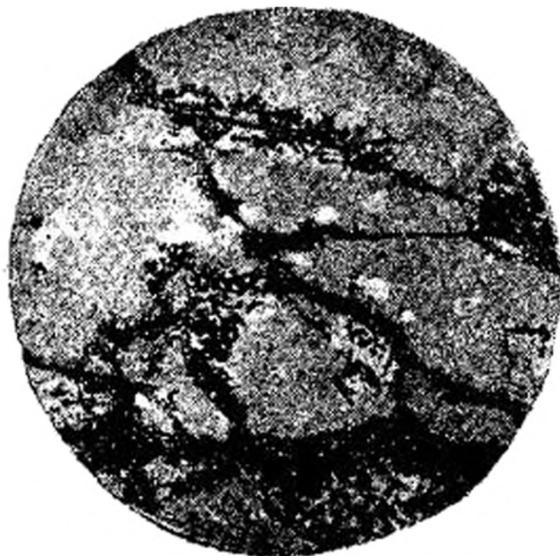
## ЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА

Эффузивные породы так же, как и осадочные, значительно метаморфизованы, причем своим изменением они обязаны несколькими процессам метаморфизма, наложенным один на другой. Часто трудно бывает решить, какие процессы играли более значительную роль и в каком порядке эти процессы накладывались друг на друга. Местами различные типы метаморфизма производили сходные изменения с одинаковым минералообразованием.

Метаморфизм пород выразился в явлениях катаклаза, в биогитизации, альбитизации, скаполитизации, серицитизации и силицификации.

### Явления катаклаза

Катаклаз и связанная с ним милонитизация широко проявлены в нашем районе и обязаны процессам дислокационного метаморфизма.



Фиг. 35. Проникновские рудных растворов в фенокристы по трещинкам.  
Увел. 20. Простой свет.

При этом виде метаморфизма, кроме давления, метаморфизикующим фактором является температура и циркулирующие по трещинам растворы. В эффузивных породах катаклаз проявляется прежде всего на фенокристаллах полевого шпата и цветного минерала (биотита). Проникновение растворов происходит по тонким трещинкам в породе и проникает по спайности в фенокристы (фиг. 35). Полевые шпаты сначала деформируются, приобретая облачное погасание, затем разбиваются трещинами, раздробляются на обломки.

Раздробление обычно начинается с периферии кристаллов. Подобные явления в литературе иногда объясняются протоклазом.

На биотите катаклиз сказывается в изогнутости пластинок. Дальнейший катаклиз сводится к полному нарушению первичной структуры (милонитизация).

Явлениями дислокационного метаморфизма, вероятно, нужно объяснить и переход в эффузивах моноклинной модификации калиевого полевошпата в триклинную, т. е. образование микроклина, часто решетчатого. Подробно об этом сказано в главе о микроклинпертитах. Этому же процессу нужно приписать и образование тон-



Фиг. 36. Фенокристы полевого шпата с оторочкой из кварца и серицита. Увел. 20. Николь скрещ.



Фиг. 37. Регенерационная кайма карбоната вокруг зерна карбоната. Увел. 37. Простой свет.

ких каемок из кварца и серицита вокруг фенокристов полевых шпатов и крупных зерен рудного минерала (фиг. 36). Подобные образования описывает Г. Розенбуш (74) и другие, объясняя их генезис таким же образом.

Процессами дислокационного метаморфизма, вероятно, нужно объяснить и образование регенерационных каемок вокруг отдельных минералов, сложенных тем же минералом, что и основной кристалл, но или из более чистого материала, или имеющего другую оптическую ориентировку. Такие каемки наблюдались для следующих минералов: калиевый полевой шпат вокруг пертита, карбонат вокруг карбоната, турмалин вокруг турмалина (фиг. 10, 37).

А. А. Полканов (72) приводит наблюдения Бетлера в Корнусльсе над изъеденностью турмалина в присутствии каолина. Там же им была найдена вторая генерация турмалина игольчатой формы, не разъединенная. Разъединение турмалина он объяснил действием щелочей, выделяющихся при каолинизации полевых шпатов.

### Серицитизация

Явления серицитизации тесно связываются с катаклизом и бывают обычно приурочены к зонам тектонических нарушений. Объяс-

няются это тем, что в зонах дробления облегчается циркуляция растворов, производящих серицитизацию.

Изменение пород выражается в их осветлении, часто рассланцевании и потере первичных структурных признаков.

Полоса таких измененных пород располагается по северо-восточному контакту эффузивов с кембрийскими известняками. Ширина ее 1 — 2 км.

Участки осветленных, серицитизированных пород встречались во многих местах в центральной части эффузивов, а также по восточному контакту второго эффузивного тела.

Иногда участки осветленных пород имеют изометричную форму и размеры в несколько метров в поперечнике.

Макроскопически породы имеют бесструктурный вид и белую, слегка зеленоватую окраску.

Под микроскопом порода сплошь состоит из тонкого агрегата серицита, небольшого количества кварца и глинистого вещества. Среди тонкой массы встречаются мелкие кристаллы рудного минерала, рутила, апатита. В одном шлифе встречен андалузит.

Иногда в породе сохраняется реликтовая порфиристая структура с фенокристами сильно серицитизированного и пелитизированного полевого шпата.

Химизм изменения пород сводится к выносу кремнекислоты, окислов железа, магнезии, извести, окиси натрия и увеличению глинозема, а часто и окиси калия.

Таблица 30

Химический состав серицитизированных пород

№ пробы			№ пробы		
	28	29		28	29
Компоненты			Компоненты		
SiO <sub>2</sub>	57,76	54,61	CaO	1,16	0,40
TiO <sub>2</sub>	0,61	0,65	Na <sub>2</sub> O	1,41	0,90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,55	25,04	K <sub>2</sub> O	5,59	9,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,3	2,84	H <sub>2</sub> O	0,11	0,16
FeO	3,08	0,73	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	—
MnO	0,24	0,01	П. л. п.	3,14	2,91
MgO	1,91	1,37	Сумма	101,08	99,63

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому

№ пробы			№ пробы		
	28	29		28	29
Параметры			Параметры		
a	10,72	16,33	n	28,0	12,4
c	1,37	0,47	a'	67,7	74,5
b	24,52	21,24	φ	7,3	29,7
s	63,39	61,96	t	0,81	—
φ'	19,7	14,6	Q	3,9	-9,2
m'	12,5	10,8	a/c	7,8	34,0

28	0,79 $\overline{RO}$ · $R_2O_3$ · 3,94 $SiO_2$	$\alpha=2,09$	$R_2O : RO=1 : 1,35$
29	0,65 $\overline{RO}$ · $R_2O_3$ · 3,46 $SiO_2$	$\alpha=1,9$	$R_2O : RO=2,33 : 1$

Из приведенных анализов и произведенных пересчетов видим, что породы являются недонасыщенными кремнекислотой, пересыщены глиноземом и обогащены щелочами.

В некоторых случаях процессы серицитизации сопровождались окремнением пород и сильным их ожелезнением. Окремнение выразилось, в первую очередь, в замещении полевых шпатов скрытокристаллической модификацией кремнезема (опал), что видно на образце кварцевого порфира (см. его описание).

Некоторые серицитизированные породы можно отнести к серицитовой фации вторичных кварцитов, выделенной Н. И. Наковник (59). Образование серицитовой фации вторичных кварцитов он связывает с воздействием газотерм сольфатарной стадии вулкана, протекающей при температуре 100° в щелочной среде при участии  $CO_2$  и  $H_2O$ .

Близкими к процессу серицитизации стоят явления пропилитизации — гидротермальный процесс разложения пород, сопровождающийся пиритизацией (Полканов).

Пропилитизация бывает приурочена к трещинам и связана с участием углекислоты и сероводорода. При этом процессе  $SiO_2$  увеличивается,  $Al_2O_3$  не изменяется.  $CaO$  и  $MgO$  уменьшаются,  $Na_2O$  выносится совсем. Пропилитизация более свойственна для пород среднего состава (дациты, андезиты), но наблюдается и в кислых породах. Явления пропилитизации наблюдались по тектоническим контактам эффузивов с осадочными породами. По Н. И. Наковнику, этот процесс происходит в очень близких условиях с явлениями серицитизации, но в более щелочной среде.

### Альбитизация

Явления альбитизации широко развиты в исследованном районе и связаны с различными вулканическими циклами. Альбитизацию обычно связывают с процессами автометаморфизма, считая, что она может протекать как в стадию автопневматолиза, так и в гидротермальную стадию.

Мы не будем разбирать различные взгляды об источнике натрия в этих процессах. Они разбираются во многих работах (В. А. Заварицкий, 38; А. А. Чумаков, 85; Е. Е. Миллер, 55; Р. О. Дели, 28 и др.).

Наиболее ранние проявления альбитизации выразились в амигдалоидах, залегающих в нижней части кембрийских эффузивов.

Кроме замещения средних и основных плагиоклазов альбитом, произошло образование альбитовых миндалин и заполнение этим минералом трещинок.

Поскольку заполнение миндалин связывают с тем же вулканическим циклом, когда образовалась и сама порода, то мы должны допустить, что альбитизация амигдалоидов происходила в нижне-

кембрийский период и обязана, вероятно, процессам автотаморфизма.

Следующий этап альбитизации проявился в среднекембрийское время и выразился в альбитизации спилитов и диабазов; последние, возможно, являются корнями спилитовых излияний.

И, наконец, третий этап альбитизации мы связываем с интрузиями сиенитов и альбититов, относимых нами уже к варисскому вулканическому циклу.

Последний этап альбитизации выразился как в образовании альбита в самих интрузиях, так и в альбитизации вмещающих пород.

Заполнение миндалин, жилок, образование альбита во вмещающих породах указывают на большой избыток натрия даже после альбитизации плагиоклазов.

Об альбите в миндалинах есть указание и для других районов, так, например, В. А. Заварицкий (38) для Урала; Н. Г. Сергиев (77) отмечает в плагиоклазовых порфиритах Карагандинской области.

### Биотитизация

Явления биотитизации также широко проявлены в изучаемых породах. Образование биотита считают обусловленным (А. А. Полканов и др.) наличием железисто-магнезиальных минералов в изменяющейся породе. В изучаемом районе биотитизация наблюдалась в дацитовых порфирах, альбитизированных диабазах, сиенитах, а также она широко проявлена в доломитизированных известняках и известковистых сланцах вблизи тектонических контактов с эффузивами.

В изверженных породах новообразование биотита, вероятно, происходило за счет преобразования амфибола. Наблюдалось образование биотита и за счет ильменита, при контакте его с плагиоклазом — это довольно частое явление, описанное в литературе.

Известняки, в которых появились новообразования биотита, первоначально были, вероятно, глинистыми и доломитизированными. Тектонические контакты оказывались благоприятным фактором для циркуляции растворов и этим объясняется приуроченность биотитизированных известняков к таким контактам.

Действующие растворы были щелочными и, главным образом, калийсодержащими. Согласно опытам Дея и Оллена над распадом биотита при нагревании, образование биотита происходит при температуре ниже 850°. Явления мусковитизации происходит по мнению исследователей при более низких температурах, а при пневматолитизе калий привносится раньше натрия (А. А., Полканов, 72).

### Скаполитизация

Процесс скаполитизации, проявленный на осадочных породах, тесно связан с явлениями альбитизации и обязан варисскому вулканическому циклу.

Образование скаполита происходило в парагенезисе с флогопитом и тремолитом.

Скаполитизированные породы широко развиты в юго-восточной части района. Они составляют прослой среди мраморов кембрийского возраста, имея иногда совсем незначительную мощность (в несколько сантиметров); иногда они представляют неправильные участки, постепенно переходящие в мраморизованные известняки. Это обстоятельство заставляет рассматривать окополит-флогопитовые породы и мраморы, как единую свиту, претерпевшую метаморфизм.

Мраморы нужно рассматривать как метаморфизованные чистые известняки, а скаполит-флогопитовые породы — как измененные породы, содержащие наряду с известью глинозем и магнезию. Этим же, вероятно, объясняется то обстоятельство, что в непосредственном контакте с оленитами развиты мраморы, а не скаполитизированные породы.

Скаполитизированные породы встречены также в непосредственном контакте с альбититами. Местами наблюдалось переслаивание мрамора, скаполитизированных пород и карбонатно-плагноклазовых пород.

#### Карбонатно-плагноклазовые породы

Макроскопически породы желтовато-бурой окраски, среднезернистые, среди которых выделяются вытянутые кристаллы — псевдоморфозы по скаполиту, длиной до 8 см с ромбовидным сечением. Часто в сечении они имеют зональность из включений плагиоклаза и кальцита (хорошо видные при люминесцентном анализе). Часто кристаллы несколько округлены в сечении и при выветривании карбонатные зонки выщелачиваются, а плагноклазовые сохраняются, и тогда кристаллы напоминают кораллы, как бы со столбиком внутри.

Под микроскопом порода неравномерно зернистая: участками — мелкозернистая, участками — крупнозернистая. Состоит в основном из плагиоклаза и карбоната, в меньшем количестве присутствует флогопит.

В крупнозернистых участках плагиоклаз в идиоморфных кристаллах, размером  $0,3 \times 0,8$  мм,  $0,15 \times 0,4$  мм, различно ориентирован. Имеются кристаллы несколько раздробленные до 5 мм длиной. Карбонат в неправильных зернах с полисинтетическими двойниками.

Плагиоклаз был измерен на Федоровском столике и для него получены следующие константы (см. табл. 31).

При люминесцентном анализе в породе обнаружены мелкие включения флюорита, немного апатита.

Скаполитизированные породы макроскопические, темносерой окраски с основной массой тонкозернистой или средней зернистости. В этой массе выделяются зеленовато-серые, хорошо образованные кристаллы скаполита длиной до 3 см и сечением

Оптические константы плагиоклаза в карбонатно-плагиоклазовых породах

№ шлифов	DN <sub>g</sub>	DN <sub>m</sub>	DN <sub>p</sub>	2V	Закон двойни-кования	Двойни-ковая ось	№P1
1	86	13	79	+76	Альбит — Esterel	[001] / (010)	13
2	84	15	75				15
3	83	15	75	+86	Карлсбадский	[001]	14

3 — 4 мм. Кристаллы различно ориентированы в породе. На гранях кристаллов видна вертикальная штриховка. Минерал хрупкий, с раковистым изломом, твердость больше 6.

Под микроскопом порода имеет сланцеватую структуру и состоит из тонких зерен карбоната и глинистого вещества. Среди тонкой массы много флогопита и встречаются мелкие зернышки кварца. Чешуйки флогопита распределяются в породе, не считаясь со сланцеватостью. Также ведет себя и скаполит. Из аксессуарных минералов встречаются турмалин, редко — гранит и пирит.

Скаполит содержит большое количество включений карбоната, флогопита и точечные темные включения, вероятно, углистые. Двупреломление скаполита в желтых и красных цветах первого порядка.

Показатели преломления, определенные иммерсионным методом, следующие:  $1,5658 > N_g > 1,5576$ ;  $1,5576 > N_p > 1,5512$ . Минерал одноосный, отрицательный.

По таблице Винчелла (93), показывающей зависимость состава скаполита от физических свойств, скаполит с такими показателями преломления имеет следующий состав: 30 — 35% мейонита ( $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot CaCO_3$ ) и 65 — 70% маршалита ( $3NaAlSi_3O_8 \cdot NaCl$ ) и содержит 8,9% CaO и столько же  $Na_2O$ ; 3% Cl и 2%  $CO_2$ .

Двупреломление = 0,017; уд. вес — 2,63.

По таблицам К. Ларсена и Г. Берманна с такими константами скаполит ближе всего подходит к мицзониту с формулой  $Ma_{58}Me_{42}$  с показателями преломления  $N_g — 1,569$ ;  $N_p — 1,550$  с двупреломлением  $N_g — N_p = 0,018$ ; уд. вес 2,612. Скаполит содержит Cl — 2,32%;  $SO_3 — 0,98\%$ ,  $CO_2 — 1,59\%$ .

Под влиянием гидротермальных процессов скаполит замещается агрегатом мусковита.

Флогопит в виде пластинок, размером  $0,3 \times 0,4$  мм с плеохроизмом:  $N_g$  — слегка буроватый;  $N_p$  — светложелтый.

В юго-восточной части района в скаполитизированных известняках встречен натриевый скаполит, являющийся дипиром. Он с низким преломлением и двупреломлением = 0,009. Зерна неправильные и сильно испещрены углистым веществом. Испещренность скаполита углистым веществом указывает на то, что известняк до метаморфизма был углистым, а при метаморфизме углистые частицы сосредоточились в скаполите. Дипир считается редким минералом (В. Н. Лодочников, 51).

Сходные скаполитовые породы наблюдались в контакте с альбититами. Макроскопически они светлые, слегка зеленоватые с видимыми табличками амфибола.

Под микроскопом порода неравномернозернистая, с участками более крупнозернистыми среди мелкозернистых. Порода состоит из карбоната (кальцита), скаполита, тремолита, небольшого количества альбита, микроклина и кварца.

Скаполит такого же вида (мицзонит), как описанный выше.

Тремолит имеет положительное удлинение,  $2V = -80^\circ$  (по замерам на Федоровском столике),  $\angle$  погасания  $= 16^\circ$ .

Несколько сходные с нашими скаполит-флогопитовые породы описывает Д. С. Коржанский (49) для Алданской плиты.

В отличие от наших пород в алданской фации наиболее распространенным минералом является диопсид, который у нас не встречен.

Диопсид Д. С. Коржинский считает произошедшим за счет доломита при привносе  $SiO_2$ .

Парагенезис доломита с флогопитом он предполагает возможным при повышенной концентрации в растворе калия. С кварцем флогопит не может быть в парагенезисе, если же кварц присутствует в породе, то он может быть только вторичным.

Отсутствие диопсида в наших породах возможно объясняется отсутствием привноса  $SiO_2$ .

Состав скаполита в алданской фации более известковый, он содержит 75 — 80 % мейонита. Д. С. Коржинский считает, что основной скаполит является закономерным для мраморов. У нас эта закономерность не подтверждается, хотя скаполитовые породы также тесно связаны с мраморами. Возможно, что состав скаполита зависит не только от связи пород с мраморами, но и от состава метаморфизирующих растворов.

Образование алданской фации Д. С. Коржинский объясняет регионально-контактовым метаморфизмом свиты известняков с прослоями мергелей в условиях большой глубины.

Натриевый скаполит, близкий к маршалиту, описан Н. В. Нечелюстовым (62). Там скаполитовые скарны залегают в виде жилок среди альбитизированных монзонитов и ассоциируются с альбитом.

Кроме скаполита в этих породах присутствует диопсид и роговая обманка в виде крупных кристаллов.

У. Х. Томлинсон (W. H. Tomlinson, 92) описывает натриевый скаполит в месторождении Френч Грик в Пенсильвании. Он считает, что натриевый скаполит образовался при более низкой температуре и на меньших глубинах, чем кальциевый скаполит. Скаполитовые породы в виде жилок секут диабазы так же, как и альбитовые жилы, и на основании такой связи альбитовых и скаполитовых жил с диабазами он предполагает, что жильное вещество образовалось из остаточного раствора остывающей базальтовой магмы. В нашем случае скаполит также ассоциируется с альбитом, а генетически связывается с сиенитами и альбититами.

Все описанные явления, как-то: биотитизация, серицитизация,

альбитизация и скаполитизация связаны со щелочным метасоматозом. Протекали эти процессы в несколько фаз, накладываясь друг на друга или параллельно (в тех случаях, когда результат минералообразования зависел только от состава пород, подвергавшихся изменению).

О последовательности этих процессов и о количестве фаз сказать что-либо трудно, но в случае скаполитизации можно думать, что сначала действовали калийсодержащие растворы, давшие новообразование флогопита, который в идиоморфных чешуйках встречается в скаполите. Альбитизация возможно происходила и одновременно со скаполитизацией, но несомненно, что она продолжалась и после образований скаполита, так как альбит-олитоклаз дает псевдоморфозы по скаполиту. С другой стороны, наблюдались замещения скаполита мусковитом, что свидетельствует о новом воздействии на породы калийсодержащих растворов. Таким образом, состав их, вероятно, менялся во времени неоднократно.

## **ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД ГОР БОРОЛДАЙТАУ И КУЛАНТАУ**

Химизм пород наглядно выражен на приложенных диаграммах.

При рассмотрении диаграммы химических составов пород, составленной по способу А. Н. Заварицкого, для эффузивных пород бросаются в глаза пологие, длинные векторы, имеющие направление влево (в правой части диаграммы, фиг. 34). Пологое положение векторов свидетельствует о бедности пород магнезией, а направление векторов влево и большая длина их обусловлены значительной пересыщенностью пород глиноземом.

Рассматривая положение фигуративных точек (начальные точки векторов, отмеченные черными кружками), мы видим, что породы по значению параметра  $b$  спускаются до андезитов и даже базальтов, но резко отклоняются от них по малому значению параметра  $c$ , характеризующего количество полевошпатовой извести (фигуративные точки в треугольнике  $SCB$  близки к оси  $SB$ ).

Большое значение параметра  $b$  также объясняется пересыщенностью пород глиноземом. Количество полевошпатовой щелочи колеблется, увеличиваясь параллельно с повышением кислотности пород (при движении кверху фигуративные точки отступают вправо в треугольнике  $SAB$ ).

Интрузивные породы отличаются по химическому составу от эффузивов довольно резко. Фигуративные их точки в треугольнике  $SAB$  (в правой части диаграммы) располагаются дальше от оси  $SB$ , свидетельствуя о большем содержании в них полевошпатовой щелочи. Векторы интрузивных пород довольно круты, что обусловлено значительным содержанием в них магнезии. Направлены векторы немного влево, что также доказывает пересыщенность пород глиноземом. —

В треугольнике  $SCB$  фигуративные точки удалены от оси  $SB$ , показывая значительное содержание полевошпатовой извести.

Исключением по составу из этих пород является гранодиорит (22), для которого вектор занимает пологое положение и направлен вправо (пересыщенность известью), однако здесь высокое содер-

жание извести объясняется наличием в породе вторичного карбоната, который мы не могли исключить из анализа, так как не имели определений содержания углекислоты.

Рассматривая диаграмму отношений  $s:p$ , мы видим, что большая часть эффузивных пород располагается в поле со значением  $s = 70 - 80$ , с колебаниями значения  $p$  от 70 (существенно натриевые породы) до  $p = 10$  (существенно калиевые породы).

Интрузивные породы целиком (за исключением диабазы, содержащего вторичный биотит) попадают в поле существенно натриевых пород. Значение параметра  $s$  колеблется от 55 до 80 (гранит-порфир).

Из диаграммы отношений  $a/s:Q$  видим, что большая часть эффузивов попадает в группу пород, пересыщенных кремнекислотой (класс II) и очень богатых щелочами.

Интрузивные породы попадают в группу пород от слабо недо-насыщенных до слабо пересыщенных кремнекислотой (класс III — V) и умеренно богатых или богатых щелочами.

Из всего сказанного вытекает, что породы гор Боролдайтау и Кулантау являются не совсем обычными, отклоняющимися от типичных представителей нормального ряда.

Наибольшее развитие среди эффузивов имеют кислые разновидности, являющиеся эффузивными аналогами аляскитов.

Пересыщенность пород глиноземом является вообще характерной особенностью для пород Казахстана. Это отмечает Н. Г. Сергиев для пород Центрального Казахстана, а также видно на диаграммах Е. Е. Миллер для Северного Казахстана.

Пересыщенность пород глиноземом и богатство щелочами, вероятно, обусловлены наличием слюд. Последнее обстоятельство свидетельствует о воздействии на породы постмагматических процессов.

Возможно, что это связано с особенностями вулканической деятельности, которая сопровождалась интенсивной сольфатарно-фумарольной деятельностью. Этим же, вероятно, объясняется широкое развитие в Казахстане характерных для него вторичных алюмокварцитов (Н. И. Наковник, 59).

Этим же процессам обязана часть явлений щелочного метасоматоза.

Пересыщенные глиноземом породы отмечаются А. Н. Заварицким (35) для лав вулканов Центрального Кавказа. Подобное явление наблюдается в породах лавовой серии вулканов Лассан-Пик и Мон-Пеле. Некоторое сходство наших пород наблюдается с кислыми разновидностями пород Йеллоустонского парка.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изверженные породы Боролдайгау и Кулангау не имеют большого площадного распространения, но встречаются во многих местах исследованного района. Они представлены как эффузивными, так и интрузивными породами. О возрасте эффузивных пород можно с уверенностью сказать, что они древнее среднекембрийских образований, поскольку последние трансгрессивно их перекрывают. Мы относим эффузивную свиту к нижнему кембрию, но возможно, что она окажется более древней (допалеозойской), чего мы не могли установить ввиду отсутствия в нашем районе более древних пород. Прежними исследователями эффузивные породы нашего района принимались за интрузивные, а окаймляющие их кремнистые породы принимались за контактовый ореол. Более поздние наши исследования и работы других геологов в соседних районах (Н. М. Салов, Б. А. Тюрин, И. И. Халтурина) доказали осадочное происхождение указанных кремнистых пород, которые вблизи интрузий несут контактовые изменения.

По минералогическому и химическому составу большая часть эффузивов является представителями кислого ряда и ближе всего подходит к излившимся аналогам аляскитовых гранитов. Они пересыщены кремнекислотой и глиноземом и богаты щелочами. Основные и средние разности эффузивов участвуют в незначительном количестве.

Интрузивные породы представлены малыми интрузиями гранодиоритов, сиенитов, гранит-порфиров и альбититов. Гранодиоритам мы придаем каледонский возраст, основываясь на степени метаморфизма их и по нахождению подобных же пород в гальке девонских (тюлькубашских) конгломератов. Сиениты, гранит-порфиры и альбититы являются продуктами варисского вулканического цикла. По химическому составу интрузивные породы относятся к существенно натриевым разностям. Нижняя возрастная граница их определяется активным контактом интрузий с фаменскими отложениями верхнего девона. Интрузивные породы, залегая на неболь-

шой глубине под осадочными породами различного возраста, вызывают контактовые изменения с образованием скаполито-альбито-флогопитовых и других пород.

• Дайковая фация интрузивных пород представлена альбитизированными диабазами и лампрофирами. Альбитизированные диабазы пространственно связываются с эффузивными породами, прорывая и несколько изменяя их. Вероятнее всего они связаны с кембрийским вулканическим циклом.

В изученном районе широко проявлен метаморфизм пород и щелочной метасоматоз, выраженный в явлениях альбитизации, серицитизации, биотитизации и скаполитизации и связанного с ними рудопроявления.

На основании изученного материала можно сказать, что вулканические проявления отмечались для Каратау почти во все периоды палеозойской эры, но по степени интенсивности они сильно уступали другим районам Казахстана.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Антонов В. Н. Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1926—1927 гг. Издание Геол. ком., Л., 1929, стр. 90—92.
2. Архангельский А. Д. К вопросу о происхождении некоторых осадочных кремнистых пород СССР (Академику Вернадскому В. И. к 50-летию научной и педагогической деятельности), т. II, 1936, стр. 863.
3. Безруков П. Л. Месторождения фосфоритов хр. Каратау. Народное хозяйство № 3, 1938, стр. 99—105.
4. Безруков П. Л. О контактовом метаморфизме фосфоритов. ДАН, новая серия, т. XXIV, № 3, 1939, стр. 281—283.
5. Безруков П. Л., Гиммельфарб Б. М. и Соколов А. С. Новые данные о возрасте фосфоритоносной толщи Каратау. ДАН, СССР, т. 28, № 3, 1940.
6. Белянкин Д. С. К вопросу о современном состоянии учения о магме и магматических горных породах. Известия АН СССР, серия геологическая, № 5, 1947.
7. Беспалов В. Ф. Геологическая карта хр. Каратау—геология окрестностей рудника Байджансай. Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 5. Каз. геол. издат., 1940.
8. Болдырев А. К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевошпатовых сростаний. Труды ЦНИГРИ, вып. 12, 1934.
9. Борукбаев Р. А. Салаирский тектогенез в Северо-Восточном Казахстане. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 11, 1949.
10. Бронников М. М. Геологические исследования в Сыр-Дарьинской области в 1904 г. Известия Геол. ком., т. X, 1940.
11. Бубличенко Н. Л. Что такое каратауские брекчии, и почему с ними нельзя связывать полиметаллическое оруденение Каратау. Проблемы Советской геологии, т. III, вып. 7, 1934.
12. Васильковский Н. П. К истории верхнепалеозойского и мезозойского (?) вулканизма в Западном Тянь-Шане. Советская геология, № 12, 1946.
13. Вебер В. Н. Геологические исследования в Сыр-Дарьинской области в 1904 г. Известия Геол. ком., т. XXIV, 1905, стр. 247.
14. Вебер В. Н. Полезные ископаемые Туркестана (с картой). Издание Геол. ком., 1913, 1917.
15. Вебер В. Н. Восточный Каратау (Аулиеатинский уезд, Туркестан). Известия Геол. ком., т. X, № 9, 1925—1926 гг., стр. 813—826.
16. Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии. Лист Аулие-Ата. Труды ЦНИГРИ, вып. 67, М.—Л., 1935.
17. Волкова М. С. Геологическое строение западных отрогов северо-восточной и центральной части юго-западной ветви хребта Каратау. 1936.
18. Волженков А. И. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие

кристаллизацию гранитной магмы. Труды Института геол. наук АН СССР, вып. 21, петрографическая серия, № 7, 1940.

19. Галицкий В. В. К изучению четвертичных отложений и геоморфологии хр. Каратау. Известия ГГО, т. XV, вып. 5, 1933, стр. 547 — 548.

20. Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау. Бюлл. Моск. общ. испытателей природы, новая серия, т. XIV; отд. геологич., т. XIV, 1936.

21. Галицкий В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау. Известия АН СССР, серия геологическая, вып. 3, 1937.

22. Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов. Проблемы Советской геологии, 1941.

23. Галицкий В. В. Геоморфология и четвертичные движения Каратау. Известия АН СССР, серия географическая, № 2, 1943.

24. Гиммелифарб Б. М. Фосфоритоносный бассейн Каратау. Советская геология, № 10, 1946.

25. Гориздро-Кульчицкая З. Ф. Рыбные сланцы Каратау. Известия Туркестанского отд. геогр. общества, т. XIV, Ташкент, 1923.

26. Горностаев Н. Н. Дифференцированный экструзивный лакколит Кыз-Емчик в горах Семей-Тау, близ г. Семипалатинска. Сборник по геологии Сибири, посвященный 25-летию юбилею научно-педагогической деятельности проф. М. А. Усова, 1933.

27. Грейтон Л. Природа рудообразующего флюида, 1946

28. Дели Р. О. Изверженные породы и глубины земли. Перевод с англ. С. П. Соловьева, 1936.

29. Заварицкий А. Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Известия, Геол. ком., № 3, 1924.

30. Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Записки Росс. мин. общества, т. X, № 2, 1931.

31. Заварицкий А. Н. Щелочные горные породы Ишма. Труды Петрографического института АН СССР, вып. 7 — 8, 1936.

32. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов, 1941.

33. Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии, 1925.

34. Заварицкий А. Н. Обломочно-вулканические породы на колчеданском месторождении Блява. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1943.

35. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию. Изд. АН СССР, 1944.

36. Заварицкий А. Н. Некоторые черты новейшего вулканизма Армении. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1945.

37. Заварицкий А. Н. Игнимбриды Армении. Известия АН СССР, серия геологическая, № 3, 1947.

38. Заварицкий В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. Труды Института геол. наук АН СССР, вып. 71, петрографическая серия, № 24, 1946.

39. Кассин Н. Г. Вулканизм Казахстана. Проблемы Советской геологии, № 9, 1934.

40. Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. Проблемы Советской геологии, № 8, 1937.

41. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса алданской плиты. Труды ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.

42. Коржинский Д. С. Архейские мраморы алданской плиты и проблемы фаций глубинности. Труды ЦНИГРИ, вып. 71, 1936.

43. Коржинский Д. С. Петрологический анализ флогопитовых и мусковитовых месторождений Восточной Сибири. Слюды СССР. Сборник статей по минералогии, кристаллографии, геологии и экономике слюд и обзор месторождений мусковита СССР под редакцией П. М. Татарянова. Главное геол. упр. 1937.

44. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды Института геол. наук АН СССР, вып. 12, петрографическая серия, № 5, 1940.

45. Краевский Д. О поисках золота в Туркестанском военном округе

в Сыр-Дарьинской области в 1866 — 1867 гг. Горный журнал, т. II, № 5, 1868. стр. 303 — 314.

46. Кропоткин П. Н. О происхождении гранитов. Советская геология. № 9, 1940.

47. Куплетский Б. М. Обзор современных взглядов на происхождение гранитов. Известия АН СССР, серия геологическая, № 3, 1942.

48. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография. 1937.

49. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Эффузивные породы СССР. Известия АН СССР, серия геологическая, вып. 2, 1940.

50. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. Известия СПб. Политехнический институт, № 20, 1913.

51. Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. 1933.

52. Малеев Е. Ф. Классификация и главнейшие структуры пирокластических пород. Советская геология, № 12, 1946.

53. Малеев Е. Ф. О линейном расположении древнечетвертичных вулканов на Дальнем Востоке. Советская геология, № 12, 1946.

54. Машкара И. И. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви Каратау. Проблемы Советской геологии, № 1, 1938.

55. Миллер Е. Е. Эффузивный комплекс нижнего кембрия в районе Бошекульского месторождения в Казахстане. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 10, № 12, 1949.

56. Мониц В. К. Изверженные породы Семейтауского комплекса. Известия АН КазССР, серия геологическая, вып. 11, 1949.

57. Мухин В. Г. О находке силурийских отложений в Сыр-Дарьинской области. Бюлл. Среднеазиатского гос. университета, вып. 7, 1924.

58. Мушкетов И. В. Туркестан. СПб, 1906.

59. Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Известия АН СССР, серия геологическая, № 1, 1947.

60. Наливкин Д. В. Учение о фациях. 1933

61. Наливкин Д. В. Северный Каратау. Известия геол. том XVIII, 1924.

63. Николаев В. А. Щелочные породы Ири-Су и западное окончание Александровского хребта. Путеводитель экскурсией к III Всесоюзному съезду геологов, вып. I. Ташкент, 1930.

64. Николаев В. А. Вулканизм в геологической истории Тянь-Шаня. Труды III Всесоюзного съезда геологов, вып. I. Ташкент, 1930.

65. Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. Труды III Всесоюзного съезда геологов. Ташкент, 1930.

66. Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Записки Всероссийского минералогического общества, II серия, ч. XII, № 2, 1933.

67. Николаев В. А. О каледонской складчатости и других вопросах геологии Тянь-Шаня. Проблемы советской геологии, № 1, 1936.

68. Пейве А. В. О границе северного и южного Тянь-Шаня. Известия АН СССР, серия геологическая, № 3, 1937.

69. Пейве А. В. Схема тектоники западного Тянь-Шаня. Известия АН СССР, 1938.

70. Пийп Б. И. Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Россошина, Гавзюки и Палгчева на Камчатке. (Труды Камчатской экспедиции 1936 — 1937 гг.). Известия АН СССР, вып. 2.

71. Пийп Б. И. Извержения вулканов Камчатки в 1944 — 1945 гг. Известия АН СССР, серия геологическая, № 6, 1946.

72. Полканов А. А. Метаморфизм горных пород 1931.

73. Пустовалов А. В. Петрография осадочных пород, ч. I и II. Гос. научно-техническое издательство, 1940.

74. Розенбуш Г. Описательная петрография, 1934.

75. Романовский Г. Д. Материалы по геологии Туркестана, т. III 1878.

76. Сергиев Н. Г. О некоторых закономерностях развития вулканических явлений в Центральном Казахстане. Известия АН СССР, серия геологическая, № 4, 1939.

77. Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. АН КазССР, Алма-Ата, 1948.

78. Сергунькова О. И. Геологическое строение юго-западной оконечности Таласского Алатау, 1928.

79. Сергунькова О. И. Стратиграфия палеозоя юго-западной оконечности Таласского Алатау. Материалы по геологии Средней Азии, вып. 1, Ташкент, 1933.

80. Тиррель Г. В. Вулканы. Перевод с англ. Е. П. Запарицкой.

81. Турутанова-Кетова А. И. Материалы к стратиграфии Чокпакского района в Южном Казахстане. Труды Геологического института АН СССР, т. IV, 1936.

82. Усов М. А. Фации и фазы пород эффузивного облика. Проблемы советской геологии, т. 5, вып. 9, 1935.

83. Фалькова Э. А. Геологическое строение района рек Бала-Бугуни и Боролдая. Известия Ассон. НИИ, т. I, вып. 1—12, 1928.

84. Ферсман А. Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых, 1933.

85. Чумаков А. А. О происхождении натра в спилитах. Известия АН СССР, серия геологическая, вып. 2, 1940.

87. Alling H. L. *Americ. Miner.* 17, 1932, 43—65.

88. Johannsen A. *descriptive petrography of the igneous rocks.*

89. Doelter. *Handbuch der Mineralchemie*, 1914

90. Spenser E. The structure of orthoclas. *The mineralogical magazine* Vol XXV № 168, 1940, p.p. 498—512.

91. Spenser E. The potash-soda feldspars — the *mineralogical magazine* Vol XXV, N 162, 1938.

92. Tomlinson W. H. Occurrence of sodic scapolite of Fells of French creek, Pennsylvania — *Americ. Mineral.* Vol 28, N 2, 1943.

93. Winchell A. N. *Elements of optical mineralogy* — New-York, 1933.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Геологическое строение района	5
История исследований	—
Стратиграфия	6
Кембрий	7
Ордовик	16
Девон	18
Нижний карбон	23
Юрские отложения	25
Четвертичные отложения	—
Тектоника	26
Вулканизм	30
Изверженные породы	34
Эффузивы	—
Форма залегания и характер контактов	—
Петрографическое описание эффузивов	38
Кислые вулканические породы	—
а) Микроклиновые порфиры с фельзитовой основной массой	39
б) Микроклиновые порфиры с флюктуационной структурой основной массы	45
Микроклин-пертиты и различные толкования их генезиса	50
с) Альбитофиры	54
д) Дацитовые порфиры (кварцевые порфириты)	61
е) Перлиты (дацитовые порфиры с перлитовой текстурой)	64
ф) Кварцевые порфиры	66
г) Туфолавы	67
Обломочно-вулканические породы	69
а) Витрокластические туфы	70
б) Литокластические туфы	71
с) Агломератовый туф	72
Основные эффузивы	74
Амигдалоиды	—
Спилиты	76
Интрузивные породы	—
Штокообразные тела	—
Гранодиориты	77
Сиениты	78
Граунит-порфиры	81
Альбититы	85
Дайковая фацция	86

Альбитизированные диабазы	87
Лампрофиры	89
Кварцевые жилы	—
Явления метаморфизма	90
Явления катаклаза	—
Серицитизация	91
Альбитизация	93
Биотитизация	94
Скаполитизация	—
Петрохимические особенности изверженных пород, гор Боролдайтау и Кулантау.	99
Заключение	101
Литература	103.

Редактор *А. И. Фум*  
 Тех. редактор *П. Ф. Алферова*  
 Худ. редактор *И. Д. Сущих*  
 Корректор *Д. М. Глазырина*

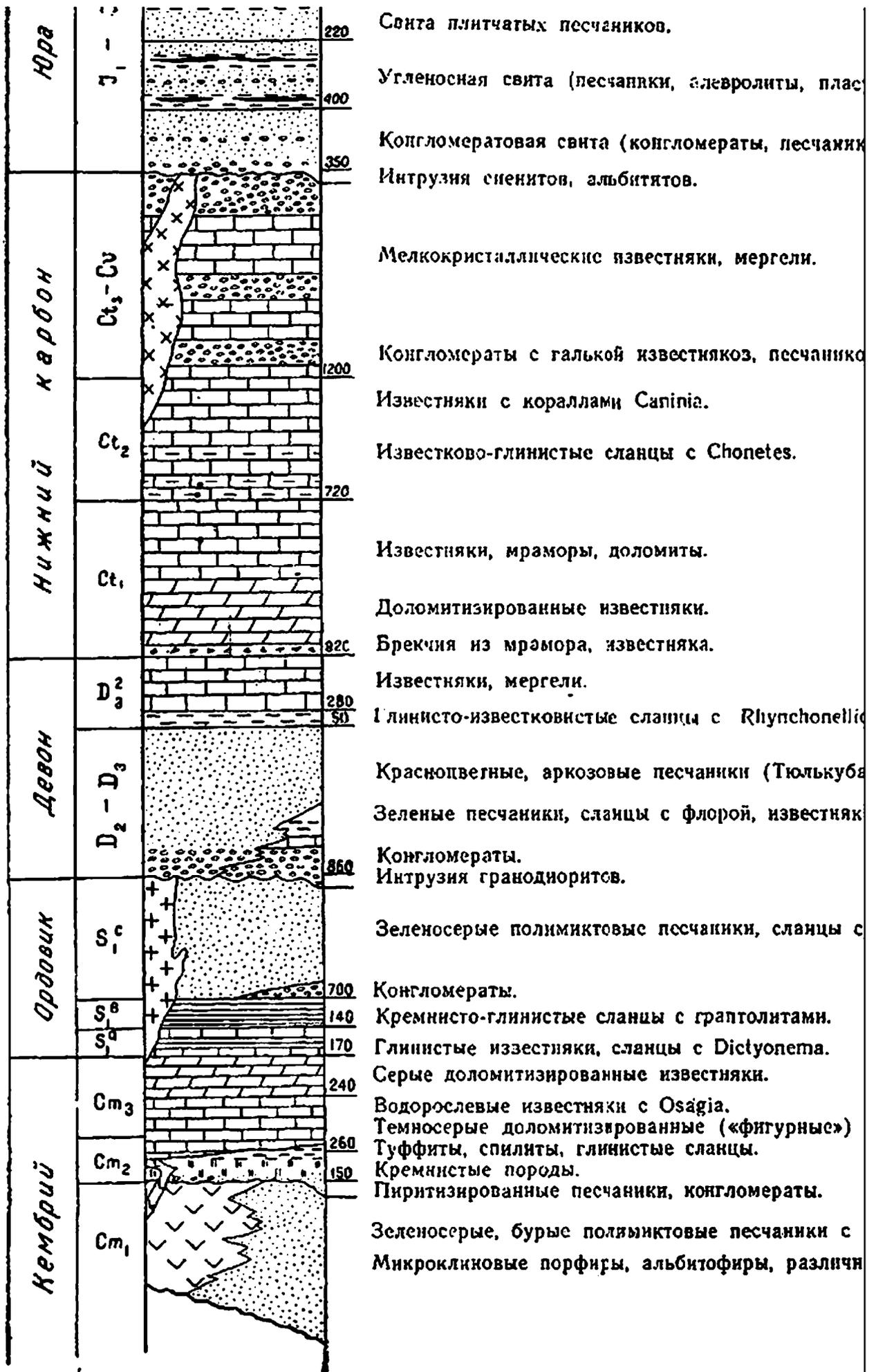
\* \* \*

Сдано в набор 8/VIII 1951 г. Подписано к печати 28/XII 1951 г. УГ08427.  
 Объем 6,75 п. л. + 5 вклеек. Уч.-издат 7,7 л. Формат бумаги 60×92<sup>1</sup>/<sub>16</sub>.  
 Тираж 800. Цена 6 р. 40 к.

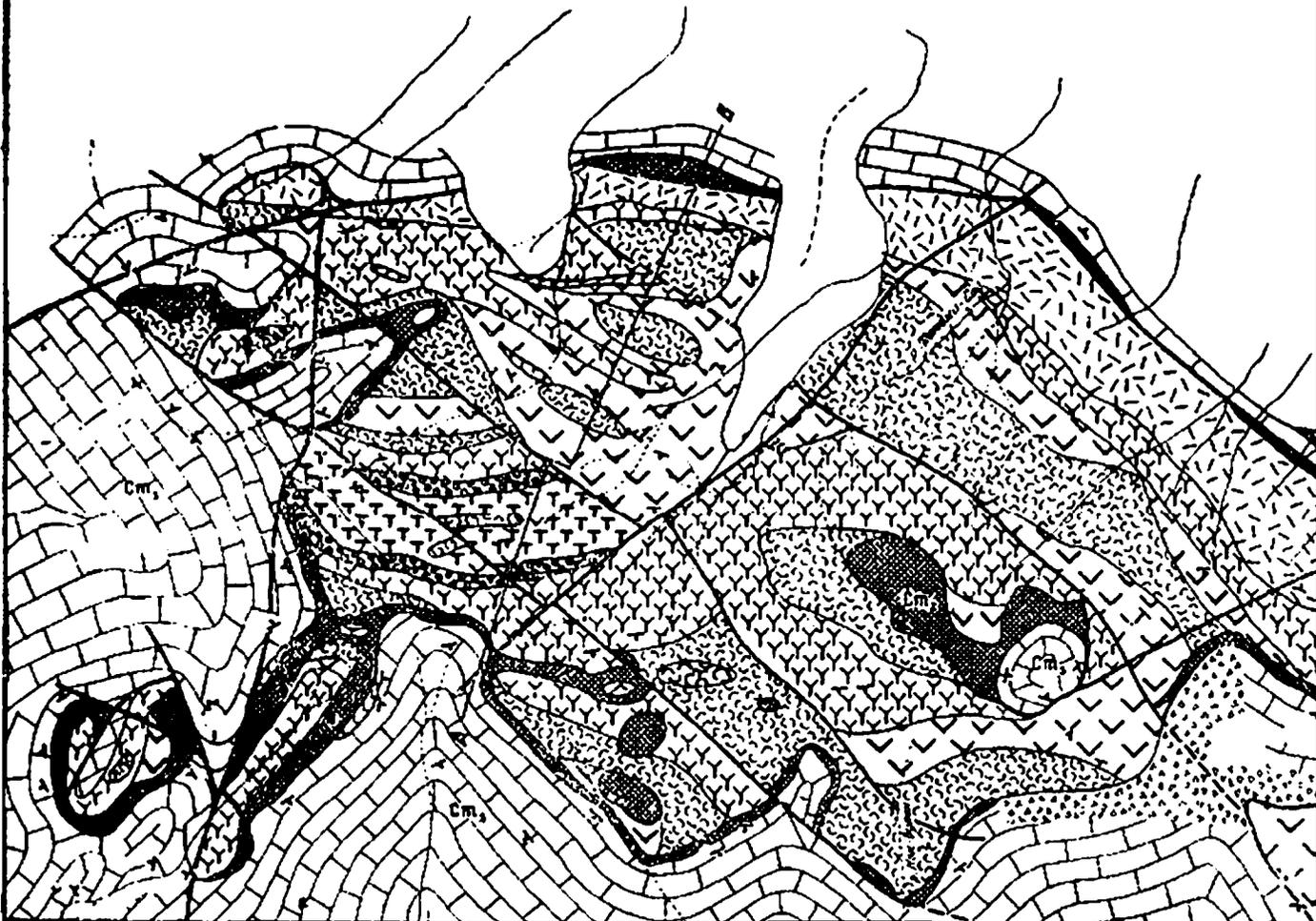
### ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
8	23 сверху	$C_{m'}^h$	$C_{m,}^h$	коррек.
96	9 сверху	грант	гранат	коррек.

Зак. 132



Фиг. 1. Сводная стратиграфическая колонка для района Боролдайт



### УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

q	Современные столетия	Гранодиориты.
У	На conglomerates, песчанники, сланцы	Спелиты.
Cl.	Брекчия известняков, мраморов	Аггломераты.
D <sub>1</sub>	Известняки	Албитофурфы.
D <sub>2</sub> ; D <sub>1</sub>	Красноцветные песчанники, конгломераты	Перлиты
D <sub>2</sub>	На conglomerates, песчанники	Дацитовые порфирфы
S <sub>1</sub>	Зеленые полимиктовые песчанники, сланцы	Литоластический и витроластический туф
S <sub>2</sub>	Темносерые глинистые известняки со спалитом	Микроклиновые порфирфы
Ст.	Известняки, доломиты.	Амидалоиды
Ст.	Кремнистые, глинистые известняки, сланцы.	Брекчиозовые и наализированные порфирфы.
	Гранит-порфирфы	Линии тектонических нарушений.
	Сyenиты	Направления слоистости и флюидальности.
	Албитизированные диориты.	

Фиг. 7. Схема соотношений различных геологических образований Боро.

