

В. Ф. ПОЦКОВ

ЛАВЫ У ЖЕЛТОГО ЛЕДНИКА НА ЗИМИНОЙ СОПКЕ

І. ВВЕДЕНИЕ

Во время работ в Камчатской комплексной экспедиции Академии Наук СССР, с августа 1935 г. по октябрь 1936 г., мною был собран полевой материал по эффузивам потухшего вулкана Зимина, расположенного



Фиг. 1. Общий вид северо-восточного склона Зиминной сопки

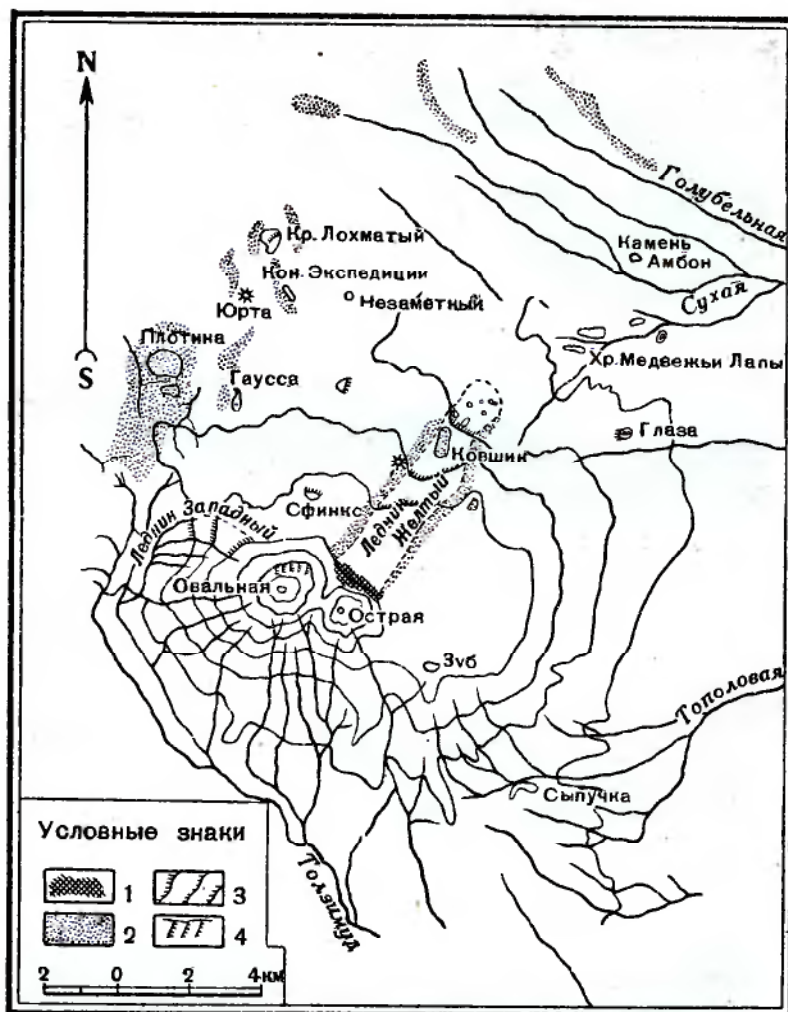
в районе действующих вулканов Ключевской сопки и Толбачик. В связи с этим с глубокой благодарностью вспоминаю академика Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, моего учителя, предложившего мне принять участие в работах Камчатской экспедиции.

Исследователи Эрман (Erman, 1848) и Дитмар (1901) при изучении района вулканов Ключевской группы не посетили Зиминую сопку и не ознакомились с этим интереснейшим объектом, привлекающим к себе внимание своим Желтым ледником. Гиллемар первый нанес на карту эту сопку, назвав ее Зиминной по имени одного сотрудника своей экспедиции.

Первый обработанный материал из района Зиминной сопки был собран студентами Уральского горного института А. Трошиным и Г. Дягилевым и подробно изучен А. Н. Заварицким (1931). Его описание юго-восточного

склона Ключевского вулкана и лав Зиминой сопки является наиболее интересным материалом для сравнения с результатами наших исследований.

На юг от Ключевской сопки, в 22 км по воздушной прямой, между Безымянной и двумя Удинами расположена сопка Зиминая, которая в настоящее время не проявляет признаков вулканической деятельности (фиг. 1).



Фиг. 2. Схематическая карта Зиминой сопки
1 — алузит; 2 — потоки лав; 3 — ледники; 4 — обрывы

Вулкан имеет эллипсоидальную форму, вытянутую с северо-запада на юго-восток. На протяжении 13 км возвышаются три вершины. Первая — с северо-запада, Овальная, венчающаяся мощным покровом фирнового льда, с абсолютной отметкой 3118 м (по карте Келля, 1928). К востоку-юго-востоку в 2 км по воздушной линии от Овальной вершины расположена вторая, под названием Острая вершина, которая резко выделяется своей конической формой с обрывистыми стенками всяческого фирнового

льда. Далее на юго-восток в 3 км от Острой возвышается шпильобразная вершина Зуб (фиг. 2) с абсолютной отметкой 2284 м (по карте Келля).

Вершины Овальная и Острая отделены друг от друга седловиной, заполненной фирновым льдом значительной мощности. На высоте 2500 м



Фиг. 3. Одна из трещин на Западном леднике Зимней сопки.
Фото В. Троицкого



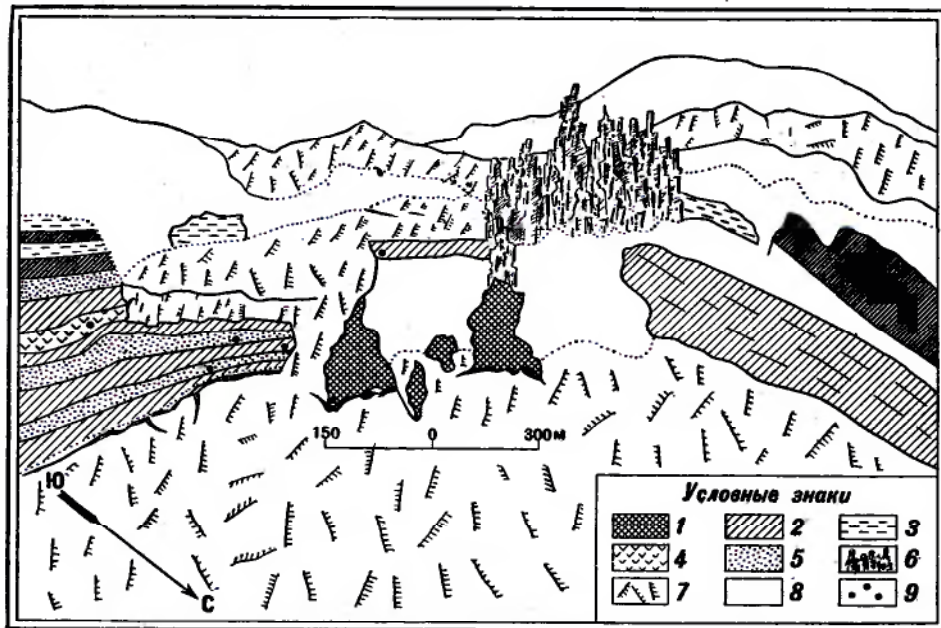
Фиг. 4. Общий вид трех вершин Зимней сопки

ледниковый покров имеет отвесные висячие стенки, с которых на поверхность Желтого ледника обрываются ледяные глыбы изумрудно-голубоватого цвета. Это место и является главным питающим центром Желтого ледника. Кроме того, Овальная ледниковая вершина питает своим фирно-

вым льдом Западный ледник, спускающийся до высоты 1500 м по западному склону Зиминой сопки. Этот ледник богат моренным материалом и пересечен многочисленными трещинами (фиг. 3).

Тело вулкана изрезано сравнительно глубокими барранкосами, с расположившимися по склонам побочными кратерами, примером чего может служить юго-западный его склон (фиг. 4).

На северо-восточном склоне, как указывал еще Конради (1925), наблюдается барранкос значительной глубины (по которому спускается Желтый ледник), ограниченный по обеим сторонам высокими грядами (местные охотники называют их гривами) с богатым покровом мха. Последним питаются дикие бараны. В отвесных местах стенках Западной



Фиг. 5. Перспективный рисунок обнажений алунитов на высоте 2270 м

1 — алуниты; 2 — гиперстеново-авгитовые андезиты-базальты; 3 — темные породы; 4 — серосодержащие породы; 5 — розовые алунитизированные породы; 6 — скалы; 7 — ледник; 8 — снег; 9 — отметки взятых пород

гряды обнажаются оливиново-авгитовые андезиты мощностью до 60 м с плитчатой, столбчатой, реже шаровой отдельностью, выше переходящие в скалу, носящую название Сфинкс. Общее направление падения всех лавовых потоков на СЗ 320°.

Восточная гряда с обнаженными потоками лав авгитовых андезитов переслоена вулканическими туфобрекчиями. Лавовые потоки имеют плитчатую, глыбовую, реже шаровую отдельность. Направление падения всей свиты лавовых потоков на ЮВ 142°.

На высоте 2270 м породы авгитовых андезитов заканчиваются отвесной стеной, в которой насчитывается 12 потоков лав Зиминой сопки. Общая мощность этого обнажения превышает 150 м (фиг. 5).

На восточном и северо-восточном склонах Овальной вершины ниже ледопада обнажаются пять потоков неизмененных пироксеновых андезитов, которые переходят в желтые, нацело перерожденные, алунитизированные породы. В западной части этого обнажения из-под снега, который

покрыты выходы алунита до нашего обследования, обнажаются четыре участка месторождения квасцового камня. Два из них мощностью более 150 м при общем протяжении до 300 м.

Выше, над этими пятнами выходов алунитовой руды, возвышаются высокие шпалеобразные скалы серых пород с небольшими участками канареечного цвета, повидимому, выделившейся серы.

Ниже высоты 2270 м Желтый ледник образует правильный язык, спускающийся в северо-восточном направлении к долине древних морен. Конечная часть ледника изгибается к северу.

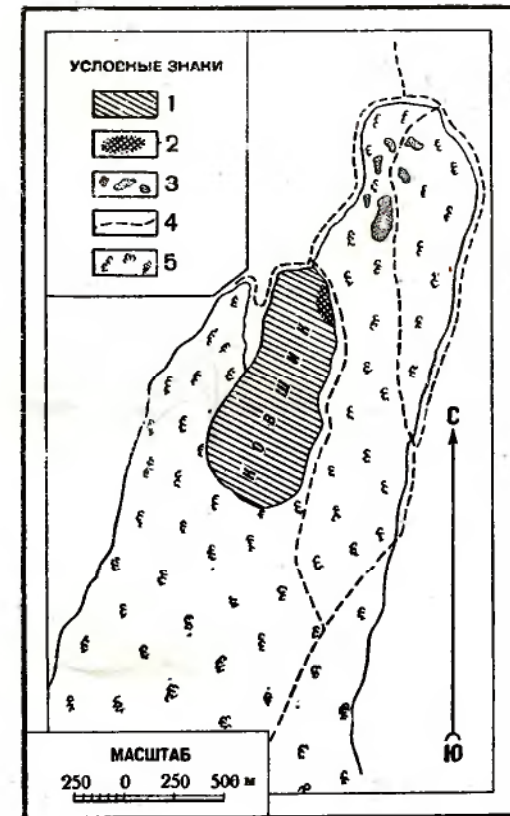
На высоте 1700 м Желтый ледник разрезается останцем Ковшик, покрытым травяным покровом.

Останец Ковшик (фиг. 6) сложен гиперстеново-авгитовыми андезито-базальтами с плитчатой отдельностью, подстилаемыми туфобрекчиями тех же пород. Ковшик вытянут на ССВ, общая высота его 50 м, протяженность более 850 м.

Небольшой западный язык ледника, отделяющийся останцем Ковшик, спускается до высоты 1400 м и, не сливаясь с общим телом Желтого ледника, образует самостоятельный язык.

Главное тело Желтого ледника спускается до высоты около 1200 м, где сравнительно обрывистым своим краем, мощностью до 40 м, достигает поля древних морен (фиг. 7). В центральной части края ледника обнажается фирновый лед мощностью до 5 м, переслоенный рыхлым материалом и заключающий в своем теле массу валунов как неизмененных, так и нацело перерожденных андезитовых лав Зиминной сопки. В таких валунах были встречены алунит, сера, гипс.

От конечного края Желтого



Фиг. 6. Схема останца Ковшик

1 — гиперстеново-авгитовые андезито-базальты; 2 — туфобрекчия; 3 — овраг; 4 — маршрут; 5 — ледник

ледника берет свое начало ряд ручейков, которые сливаются в общее русло речушки, протекающей по долине древних морен и впадающей в р. Сухая Халича. Эти ручьи, несущие рыхлый материал с ледника, образуют небольшие вытянутые потоки светложелтой кашицы, в которую легко можно погрузиться выше колен. Западный и восточный края ледника омываются небольшими речушками, дно которых покрыто мелкой галькой.

Среди моренного материала ледника преобладает алунитизированный продукт, придающий ему желтый цвет. Некоторые возвышенности конечного края ледника покрыты травяным покровом. Здесь наблюдаются оползни и разорванные участки дерна, что указывает на непрерывное движение ледника.

Кроме того, наблюдаются котловины, заполненные прозрачной изумрудно-зеленой водой, преобладающей округлой или эллипсоидально вытянутой на север формы, длиной до 50 м. Местами возвышенности или гряды сложены из сыпучего материала и лишены всякой травяной растительности.



Фиг. 7. Конец Желтого ледника



Фиг. 8. Поперечные трещины Желтого ледника на высоте 1760 м

На высоте 1600 м Желтый ледник имеет продольные и поперечные трещины. При нашем обследовании они были почти полностью забиты свежим снегом. На высоте 1760 м ледник разбит крупными поперечными трещинами (глубина которых достигала 20 м) на ряд ледяных полос шириной до 5 м (фиг. 8).

Почти у самых выходов алунитизированной породы, где угол подъема ледника превышал 30° , образовалась трещина, затруднявшая подход к месторождению алунита и к коренным выходам неизмененных пород. Это говорит за то, что ледник всем своим телом непрерывно движется вниз по склонам.

В нижеприведимом петрографическом описании отдельных пород Зиминной сопки мы обращаем главное внимание на их генетические группы. В зависимости от количественного соотношения основной массы (стекла) и порфирированных вкрапленников можно описываемые породы подразделить на несколько групп. Принимая же во внимание стратиграфические соотношения (снизу вверх) и структурно-минералогические особенности эффузивных пород, мы выделяем следующие основные типы:

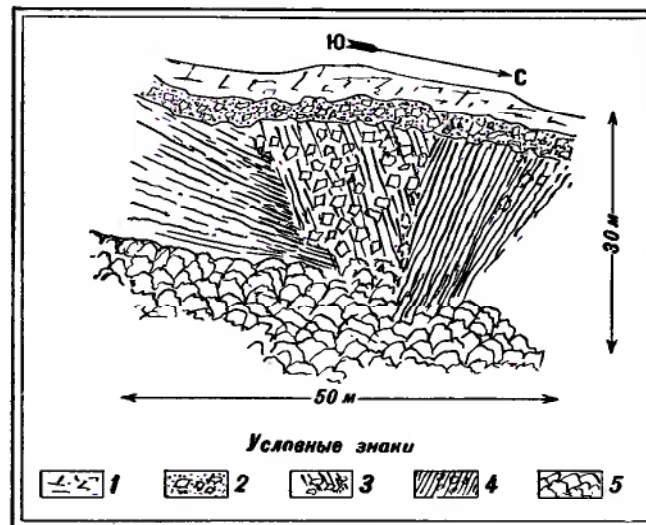
- А. Оливиново-авгитовый андезит.
- Б. Гиперстено-авгитовый андезито-базальт.
- В. Авгитовый андезит.
- Г. Гиперстеновый дацит с Желтого ледника Зиминной сопки.
- Д. Алунитизированные лавы с Желтого ледника Зиминной сопки.

II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ЛАВ ЗИМИНОЙ СОПКИ

1. Оливиново-авгитовый андезит

(Образцы № 10, 12, 13, 13₁)

Эта порода обнажается в западной обрывистой стенке на высоте 1280 м. Грива покрыта травяным или моховым покровом с крепкой корневой си-



Фиг. 9. Столбчатая и плитчатая отдельности в обнажении западной стенки барранкоса, район Желтого ледника. Общая мощность до 30 м

1 — плотный поток авгитового андезита; 2 — туфобрекчия; 3 — горизонтальная столбчатая отдельность; 4 — вертикальная столбчатая отдельность; 5 — осыпи

стемой, благодаря чему хорошо укреплены крутые склоны разрушенных пород от осыпей. Обнажение представлено тремя потоками мощностью до 30 м и протяжением 50 м. Горизонтальные пластовые потоки имеют столбчатую отдельность, местами переходящую в сланцеватость. Шести-

гранные поленца, расположенные перпендикулярно боковому давлению, резко переходят в плитчатую отдельность с вертикальным залеганием (фиг. 9).

Нижний поток плотной породы, имеющий шаровую отдельность, переслаивается с пузыристой, сильно окрашенной в бурые цвета породой с теми же минералами, которые характеризуют плотные и пузыристые оливиново-авгитовые андезиты. Потоки их залегают в виде пластов с падением на СЗ 315.

Выше, в направлении к скале Сфинкс, на высоте 1360 м, в нижних частях обнажаются те же породы. Верхние потоки представлены сильно пористыми разностями, в которых пустоты, достигающие 4 см в длину, вытянуты в направлении течения лавы — на СЗ. Эта пористая порода переходит постепенно, без резких границ, в плотные разности пород вкрапленниками оливина и плагиоклаза. Общая мощность обнажения 50—60 м, направление падения пластообразных потоков — СЗ 320°.

В верхних горизонтах водопад прорезал себе небольшое узкое ущелье, по которому стекает вода в речушку, берущую свое начало с ледника Овальной вершины.

Макроскопическое описание. Оливиново-авгитовый андезит, выделенный в самостоятельную группу, резко отличается своим светлосерым цветом от описанных ниже пород. На светлосером фоне ярко выделяются вкрапленники оливина и пироксена зеленого цвета в округлых и короткопризматических формах, размером иногда до 3 мм в поперечнике. Порода обогащена также прозрачными плагиоклазовыми выделениями в виде табличек до 5 мм или призматически удлиненными форм с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями.

В плоскостях излома характерна занозистость и пористость. Пустоты вытянуты в направлении течения лавы (обр. № 13).

Размеры пустот достигают 4 см в длину и 1 см в ширину. Поверхность пор покрыта тонкой пленкой продуктов выветривания буроватого цвета.

Микроскопические оливиново-авгитовые андезиты также легко отличаются от других типов описываемых пород. Наиболее важной их особенностью является достаточно высокая степень кристалличности. Несмотря на мелкозернистость микролитового войлока плагиоклазов, мы редко обнаруживаем в основной массе более или менее значительные участки стекла.

В породе совершенно отчетливо распознаются вкрапленники и трахитовая основная масса. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу, оливину, моноклинному и ромбическому пироксенам (фиг. 10).

Минералы основной массы представлены, главным образом, микролитами плагиоклаза и авгита, сцементированными стекловатым базисом. В стекле под микроскопом, при незначительном увеличении, распознаются хорошо ограненные кристаллики рудного минерала, повидимому, магнетита.

Микролитовые плагиоклазы в большинстве представителей оливиново-авгитовых андезитов ориентированы в направлении течения лавы. В несколько более крупных кристаллах (0.01—0.5 мм в длину и раз в 5—10 меньше по толщине) они представляют полисинтетические двойники, главным образом по альбитовому закону. Очень редко разбросаны по всей породе короткопризматические микролиты плагиоклаза.

Микролиты плагиоклаза в ряде шлифов, судя по углу погасания в сечении \perp РМ от +16 до +22°, принадлежат к андезину № 36—42.

Наряду с микролитами плагиоклаза в основной массе наблюдаются короткостолбчатые, часто удлиненные или округленные мелкие зернышки авгита, реже оливина.

Все перечисленные минералы основной массы сцементированы светло-бурым или бурым стеклом, окрашенным, вероятно, выделениями окислов железа. Показатель преломления стекла меньше показателя преломления канадского балзама.

Порфиновые вкрапленники плагиоклаза по химическому составу принадлежат лабрадору № 50—60 и развиты в виде удлинённых тонких кристаллов размером до 1.5 см, с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Ниже приведены измерения плагиоклазов на федоровском столике в сечении \perp РМ.

Очень крупный кристалл плагиоклаза:

обр. № 10 \perp РМ $+29^\circ$, что отвечает № 51

Крупные кристаллы плагиоклаза:

обр. № 10	\perp	РМ $+34^\circ$,	что отвечает	№ 58
» № 13 ₁	\perp	РМ $+34^\circ$	»	» № 58
» № 12	\perp	РМ $+29^\circ$	»	» № 51
» № 13	\perp	РМ $+34^\circ+35^\circ$	»	» № 58—60

Средней крупности зерна:

обр. № 10	\perp	РМ $+22^\circ$,	что отвечает	№ 42
» № 13	\perp	РМ $+24^\circ$	»	» № 45
» № 12	\perp	РМ $+28^\circ$	»	» № 49
» № 13	\perp	РМ $+28^\circ$	»	» № 49

М и к р о л и т ы:

обр. № 10	\perp	РМ $+16^\circ$,	что отвечает	№ 36
» № 13 ₁	\perp	РМ $+21^\circ$	»	» № 41
» № 13 ₁	\perp	РМ $+18^\circ$	»	» № 38
» № 12	\perp	РМ $+22^\circ$	»	» № 42
» № 13	\perp	РМ $+21^\circ$	»	» № 41

В шлифе обр. № 12 наблюдаются крупные выделения плагиоклаза табличатой формы, оплавленные с краев или со ступенчатым очертанием, иногда с волнистым погасанием или со слабо выраженной зональностью. Размеры отдельных кристаллов достигают 1 см в длину и раз в 8 меньше по толщине.

Вкрапленники плагиоклаза двух поколений, причем отсутствуют переходные по размерам формы от крупных кристаллов плагиоклаза к микролитам, которые резко отличаются своими мелкими размерами, не превышающими десятой доли миллиметра. Объясняется это резким изменением условий кристаллизации. Температура и давление не соответствовали условиям выделения промежуточных по размерам форм в поверхностных излияниях. Кристаллизация в две стадии доказывается еще и тем, что мелкие выделения плагиоклаза свежи, прозрачны, а крупные — сильно загрязнены стеклом, переполненным рудным минералом или мелкими выделениями авгита. В резорбированной внутренней части кристалла пустоты часто заполнены основной массой с микролитами плагиоклаза свежего облика.

Оливин, равномерно распределенный по всей породе, гораздо меньших размеров (0.5—3 мм в диаметре). В большинстве случаев кристаллы его корродированы с краев и подверглись частичному разложению с образованием, видимо, магнетита, располагающегося около или внутри его кристаллов, оставляя лишь небольшие участки прозрачного оливина. С краев и по трещинам разлома оливина наблюдается процесс серпентинизации в виде новообразования тонкого волокнистого строения (фиг. 11).

Описываемый минерал обладает обычными оптическими свойствами: $2V = + 88^\circ$, обр. № 13₁: $2V = + 88^\circ, + 87^\circ$.

Авгит, наблюдающийся в крупных вкрапленниках (фиг. 12) часто в кучкообразных скоплениях зерен, в результате резорбции приобрел округлые формы. Иногда он с хорошо выраженными восьмигранными очертаниями, реже — в короткопризматических формах. Минерал слегка зеленого цвета или по трещинам разлома и спайности окрашивается окислами железа в бурые тона. Угол погасания CNg колеблется в пределах $41-50^\circ$, $2V = + 60^\circ, + 59^\circ$.

Выделений авгита обыкновенно меньше, чем плагиоклаза и оливина. Реже авгит преобладает над оливином.

В некоторых шлифах в крупных выделениях авгита нередко включения стекла и рудного минерала, но всегда в меньшем количестве, чем в плагиоклазе.

Гиперстен, если и присутствует, то в очень незначительном количестве. Представлен он мелкими шестоватыми формами. Характерный плеохроизм легко отличает его от авгитов.

Количественный минералогический подсчет в шлифах (№ 10, 12) показывает следующие соотношения, приведенные в табл. 1 (в объемных %)

Таблица 1

№ образца	Плагиоклаз	Оливин	Авгит	Гиперстен	Рудные	Стекло и мелкие выделения
10	15.05	1.72	1.74	0.03	0.27	81.14
12	14.21	2.50	4.49	—	0.11	78.69

Нужно отметить пузыристую разновидность породы (№ 11), которая переслаивает оливиново-авгитовые андезиты. От только что описанной группы она резко отличается мелкой пористостью с лимонитизированной основной массой. Поры пузыристых оливиново-авгитовых андезитов выстилаются стеклом бурого цвета. Структура и минералогический состав те же, что и у вышеописанных плотных андезитов (оливин, авгит и плагиоклаз). Вкрапленники плагиоклаза принадлежат лабрадору № 54—55, микролиты отвечают андезину № 41—39.

2. Гиперстеново-авгитовый андезито-базальт

(Образцы № 1, 14, 18, 20, 20₁, 28, 29, 32, 34)

Образцы этой группы пород происходят из валунов и коренных выходов Желтого ледника, к восточному боку которого приурочены обнажения высотой до 45 м. Мощность же отдельных потоков лав редко достигает 5 м. Гиперстеново-авгитовый андезито-базальт часто со столбчатой, реже шаровой отдельностью. Эти потоки лав Зиминной сопки переслаиваются иногда туфобрекчиями большей или меньшей мощности и прослеживаются до Острой вершины, которая венчается мощным слоем фирнового льда.

Макроскопическое описание. По внешнему облику — это темносерые, почти черные базальтовидные породы с параллельными ожелезненными полосками от десятой доли миллиметра до одного и более сантиметра мощностью. По кристаллическим выделениям ожелезненные полосы не отличаются от полос темносерой породы. Это явление,

повидимому, вызвано грубой рассланцованностью, создавшей благоприятные условия для проникновения окислов железа.

Нужно отметить плотные или с мелкими порами породы древних морен, которые внешне ничем не отличаются от коренных выходов гиперстеново-авгитовых андезито-базальтов. Невооруженным глазом в породе можно различать мелкие выделения прозрачных полевых шпатов до 1.5 мм в длину.

В породе № 29 обнаружено два короткостебельчатых кристалла плагиоклаза размером в 1 см. Легко распознаются зерна пироксена темнозеленого цвета, которыми пестрит вся порода. В обр. № 14, взятом с останца Ковшик Желтого ледника, обнаружены мелкие блески пирита. Порода содержит ксенолиты размером до 1.5 см, окрашенные в розовато-желтые цвета. Излом раковистый или занозистый, с параллельной трещиноватостью. С поверхности гиперстеново-авгитовый андезито-базальт покрыт тонкой корочкой выветривания, окрашенной в бурые цвета.

Микроскопическое описание. Под микроскопом порода обладает интерсертальной структурой. Наблюдаются вкрапленники плагиоклаза, гиперстена, авгита, оливина и рудного минерала. Кроме крупных вкрапленников перечисленных материалов, можно различить второе поколение, более мелкие табличатые выделения плагиоклаза, призматические формы гиперстена и зерна авгита разнообразных очертаний.

Плагиоклаз представлен короткостолбчатыми кристаллами, не превышающими 2.5 мм в длину, или тонкими удлинненными вкрапленниками. Как первые, так и вторые — с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. В некоторых петрографических препаратах наблюдаются крестообразные сростки плагиоклаза, которые переплетаются между собой и дают звездчатые формы.

Большинство представителей идиоморфных кристаллов плагиоклаза имеют свежий вид. Они часто ориентированы в направлении течения лавы.

Каемки некоторых плагиоклазов кажутся мутными от переполняющих их мельчайших включений стекла. Аналогичное явление наблюдается во внутреннем ядре, не затрагивая периферии отдельных кристаллов. Кроме того, в центральной части встречаются мельчайшие включения стекла и галлуазита. Показатель преломления галлуазита равен или немного больше показателя преломления канадского бальзама. При исследовании иммерсионными жидкостями получено 1.542 ± 0.002 , что соответствует галлуазиту.

Нередко обнаруживаются во внутренней части кристаллов вставки гиперстена и авгита, форма которых то удлиненная, то угловатая или округлая.

Зональность в крупных выделениях плагиоклаза развита относительно слабо, и еще слабее она выражена в мелких кристаллах. В некоторых препаратах плагиоклаз с волнистым погасанием или испещрен поперечными трещинками.

По углу погасания \perp РМ крупные вкрапленники плагиоклаза принадлежат к лабрадору от № 51 до № 60. В мелких выделениях плагиоклаз можно отнести к андезину. Номер колеблется в пределах 45—52.

Исследования кристаллов плагиоклаза на федоровском столике дали следующие результаты, например, для образца № 14:

$$\begin{array}{l}
 \left. \begin{array}{l}
 \text{V} \\
 \text{V} \\
 \text{V}
 \end{array} \right\} \begin{array}{l}
 \text{Ng} = 15.5^\circ \\
 \text{Nm} = 75^\circ \\
 \text{Np} = 85^\circ
 \end{array} \quad \begin{array}{l}
 \text{Плагиоклаз № 51} \\
 \text{В } \perp (021) \\
 n > n \text{ канадского бальзама}
 \end{array}
 \end{array}$$

Замеры же в зоне \perp РМ по углу погасания дали следующие результаты:

В крупных выделениях плагиоклаза:

обр. № 29	\perp РМ	среди.	$+35^\circ$,	что отвечает	№ 60
» № 32	\perp РМ	»	$+29^\circ$	»	№ 51
» № 32	\perp РМ	»	$+33^\circ$	»	№ 57
» № 34	\perp РМ	»	$+34^\circ$	»	№ 58
» № 34	\perp РМ	»	$+35^\circ$	»	№ 60

Вкрапленники плагиоклаза средних размеров:

обр. № 35	\perp РМ	среди.	$+29^\circ$,	что отвечает	№ 51
» № 14	\perp РМ	»	$+34^\circ$	»	№ 58
» № 14	\perp РМ	»	$+33^\circ$	»	№ 57
» № 32	\perp РМ	»	$+30^\circ$	»	№ 52

В более мелких выделениях плагиоклаза:

обр. № 34	\perp РМ	среди.	$+29^\circ$,	что отвечает	№ 51
» № 14	\perp РМ	»	$+24^\circ$	»	№ 45
» № 32	\perp РМ	»	$+26^\circ$	»	№ 47

Гиперстен встречается в меньшем количестве, чем плагиоклаз. Размеры его зерен мельче, в сравнении с выделениями других цветных минералов, редко достигают 1 мм в длину и раза в 2—3 меньше по толщине, обычно же не превышают по своим размерам 0.5 мм. Кристаллы гиперстена имеют шестоватые формы, иногда с развитыми гранями призмы. Наряду с последними присутствуют угловатые и даже округлые зерна гиперстена, разбросанные по всей породе в виде мелких агрегатов или сконцентрированные в одном месте. Они цементируются плагиоклазом.

Мелкие короткостолбчатые кристаллы гиперстена окружают зерна авгита в виде венчика. То же явление наблюдается вокруг оливина. Гиперстен отличается от других минералов прежде всего по характерному плеохроизму: по Ng он окрашивается в светлозеленый цвет, по Np наблюдается светлая, буровато-розовая окраска.

В большинстве образцов описываемой группы гиперстен свежий, и лишь в редких петрографических препаратах наблюдается загрязненность стеклом и рудными выделениями или внутренняя часть кристаллов как бы разъедается с отложением хризотила.

В некоторых образцах (№ 34) гиперстен, испещренный многочисленными поперечными трещинками, не сохраняет своих первоначальных очертаний.

Исследование оптических свойств гиперстена обнаружило: в обр. № 14 и 34 $2V = -62^\circ$ (по выходу одной оси); в обр. № 29 увеличение $2V =$ до -64° (замерено по выходам двух осей).

Авгит наблюдается в меньшем количестве, чем гиперстен, обычно в короткопризматической форме, размером не превышает 1.5 мм. Нередко кристаллы авгита двойникованы. Часто мелкие агрегаты зерен авгита кучеобразно располагаются в породе, причем цементом является стекло. Август наблюдается и в виде включений в кристаллах плагиоклаза.

Короткопризматические кристаллы авгита сильно оплавлены и окаймлены полоской бурого стекла. Внутренняя же часть крупных вкрапленников авгита разъедена и заполнена стеклом с микролитами плагиоклаза или рудными выделениями. Реже по таким разъеденным местам отлагаются зеленые хлориты, слегка плеохроирующие по Nm в светлозеленых, по Np в травяно-зеленых тонах. Встречено крупное зерно авгита, в центральной части которого расположился короткостолбчатый гиперстен с хорошо выраженными гранями призмы. Последний служил как бы центром

кристаллизации для вкрапленника авгита. Аналогичное явление наблюдается в кристалле плаггиоклаза, где таким центром кристаллизации был авгит.

Как правило, авгит заметно окрашен в буровато-зеленый цвет (обр. № 29). Угол погасания авгита CNg колеблется в пределах $41-55^\circ$, $2V$ от $+56$ до $+62^\circ$.

Оливин встречается в очень редких выделениях, не превышающих 1 мм. Кристаллы идиоморфны, в большинстве случаев корродированы и превращены в изометрические зерна. Процесс коррозии характерен в более крупных кристаллах, которые как бы проедены и заполнены стеклом или затронуты процессом разложения по трещинам с выделением окислов железа. Края оливина перешли в светлозеленый минерал с заметным плеохроизмом в зеленых тонах: по Ng светлозеленый, по Np травяно-зеленый. Исследование иммерсионными жидкостями дало $Np' = 1.547$, $Ng' = 1.556$. Минерал определен как хризотил. Он развивается по трещинкам или замещает отдельные части зерна оливина сплошными агрегатами, оставляя лишь небольшие участки прозрачного оливина. Оплавленные края кристалла оливина обрастают мелкими, шестоватой формы, кристаллами гиперстена или вышеупомянутыми сростками авгита.

Оливин бесцветен, с обычными оптическими свойствами; в обр. № 34 замерено $2V = +88^\circ$.

Основная масса содержит микролиты плаггиоклаза, авгита, гиперстена, кристаллики рудного вещества и малопрозрачное стекло бурого цвета, иногда непрозрачное, ввиду переполнения пылинками рудного минерала, что характерно для основной массы описываемой породы. Показателю преломления стекла равен показателю преломления канадского бальзама или немного меньше последнего.

Форма микролитов плаггиоклаза — тонкие длинные или толстые призматические кристаллы, в большинстве случаев ориентированные в направлении течения лавы. Обычно микролиты плаггиоклаза обтекают встречающиеся по пути крупные вкрапленники плаггиоклаза, авгита и гиперстена, реже наблюдается хаотичность в их расположении. В более крупных микролитах удалось определить углы погасания в сечении $\perp PM$, равные $+25^\circ$, $+24^\circ$, $+22^\circ$, что отвечает номерам плаггиоклаза от № 42 до № 46.

Таблица 2

Компоненты	Вес. %	Мол. кол.	Примечание
SiO_2	54.67	0.911	Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу: $2.56 \bar{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.50 SiO_2$ $R_2O : RO = 1 : 6.6$ $\alpha = 1.98$
TiO_2	0.75	0.009	
Al_2O_3	15.37	0.151	
Fe_2O_3	2.65	0.016	
FeO	6.64	0.092	
MnO	0.18	0.003	
MgO	5.08	0.127	
CaO	8.48	0.151	
Na_2O	2.34	0.037	
K_2O	1.72	0.018	
Потери при прок.	0.90	—	
Влажность	0.97	—	
P_2O_5	0.13	0.001	
	99.88 %	—	

Микролиты авгита и гиперстена представлены редкими мельчайшими призмочками, причем гиперстен с характерным плеохроизмом. Среди основной массы наблюдаются лимонитизированные участки темнобурого цвета, округлой формы, заполненные рудным веществом с обрамляющей каемкой ржавого цвета. Иногда кайма представлена серпентином, окрашенным в зеленый цвет.

В ксенолитах отсутствуют кристаллические выделения, и они представляют собой изотропные участки с ржавыми пятнами, которые кое-где напоминают очертания плагиоклазовых кристаллов, нацело замещенных непрозрачной массой. В других ксенолитах участки бурых до совершенно непрозрачных цветов не дают возможности распознать их структуру, и отнести их к какой-либо группе пород невозможно.

Образец коренной породы № 34 северо-восточного склона Зиминой сопки был подвергнут Н. Н. Шавровой химическому анализу, который дал результаты, показанные в табл. 2.

Судя по химическому составу, порода соответствует андезито-базальту, лишь с несколько большим преобладанием щелочных земель над щелочами, чем в среднем типе андезито-базальтов.

Ф. Ю. Левинсон-Лессинг группу пород андезит—базальт разделяет на андезит с коэффициентами кислотности от 2.35 до 2.16 и андезито-базальт с коэффициентом от 2.15 до 1.86. Породы с коэффициентом кислотности ниже 1.86 он относит к базальту.

Для сравнения в табл. 3 сведены химические анализы пород, близких к андезито-базальту и территориально близких к Зиминой сопке, опубликованные в работах В. Янковского (1893), К. Богдановича (Bogdanowitsch, 1904) и А. Заварицкого (1931).

Таблица 3
Химический состав андезито-базальтов Камчатки

Название породы	Гиперст.-авгит. андезито-базальт	Авгитовый андезит	Гиперстен-андезит	Андезитовая лава	Основная масса санидинового андезита
Местонахождение	Зиминая сопка сев.-вост. склон	Правый берег р. Камчатка у Ключевской сопки	У. подножья Ключевской сопки	Сев.-зап. склон Зиминой сопки	Зап. склон Зиминой сопки
Аналитики	Шаврова	Богданович	Янковский	Заварицкий	
Компоненты					
SiO ₂	54.67	54.80	55.06	55.31	55.40
TiO ₂	0.75	—	—	0.62	3.30
Al ₂ O ₃	15.37	22.31	22.88	20.97	12.95
Fe ₂ O ₃	2.65	2.47	4.20 ¹	1.95	8.07
FeO	6.64	4.33	—	3.84	2.80
MnO	0.18	Следы	—	0.09	0.13
MgO	5.08	3.28	3.62	3.37	3.60
CaO	8.48	7.08	8.56	7.50	6.34
Na ₂ O	2.34	4.47	4.03	3.27	3.50
K ₂ O	1.72	1.03	0.72	1.93	2.16
P ₂ O ₅	0.13	—	—	0.30	0.55
Потери при прок.	0.90	0.30	0.77	0.49	1.22
Влажность	0.97	—	—	0.02	—
	99.88	100.07	89.84	99.66	100.02

¹ Все железо определено в виде окиси железа.

Химическая характеристика по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

№ анализа	\overline{RO}	R_2O_3	RO_2	R_2O	RO	α
1	2.56	1	5.50	1	6.6	1.98
2	1.50	1	3.90	1	3.2	1.73
3	1.26	1	3.66	1	3.3	1.78
4	1.55	1	4.23	1	3.6	1.86
5	1.82	1	5.43	1	3.1	2.25

Количественные минералогические подсчеты в шлифах даны в табл. 4 (в объемных %).

Таблица 4

№ обр.	Вкраплен. плагиоклаза	Вкраплен. гиперстена	Вкраплен. авгита	Вкраплен. оливина	Рудные выделения	Стекло, микролиты
14	34.29	7.83	5.56	—	1.52	50.80
29	19.90	4.12	1.52	0.11	0.35	74.00
34	21.55	5.35	3.87	0.39	0.30	68.54

3. Авгитовый андезит

(Образцы № 30, 30₁, 31)

Образцы этой группы пород взяты в отвесной восточной стенке на высоте 1660 м, где мощность обнажения достигает 20 м. Обнажение представлено четырьмя пластовыми потоками, которые прослежены вдоль ледника до высоты 2000 м. Нижний поток с шаровой отдельностью принадлежит к гиперстеново-авгитовым андезито-базальтам, верхние три потока — к авгитовым андезитам. Потоки плотных темносерых авгитовых андезитов мощностью до 1.5 м каждый переслаиваются пузыристыми туфобрекчиями с тождественным минералогическим составом.

Падение этой свиты пластоподобных потоков на ЮВ 142°. Она венчается снеговым покровом. Подножье обнажения покрыто осypью тех же пород. Повидимому, излившийся поток имел изгиб, который при действии ледника обнажился с таким направлением падения.

Макроскопическое описание. Авгитовый андезит по внешнему виду — плотная, до темносерых цветов порода, с ровным изломом, хотя и шероховатым наощупь.

Относительное количество, размеры, а также форма выделений прозрачного плагиоклаза и пироксена в описываемой породе так же, как и в гиперстеново-авгитовых андезито-базальтах. Под лупой наблюдаются хорошо образованные, хотя и мелкие, кристаллы плагиоклаза и пироксена. В брекчиевидных горизонтах встречаются пузыристые образования, пустоты которых размером до 2 см вытянуты в направлении течения лавы. По минералогическому составу пузыристые авгитовые андезиты не отличаются от плотных пород.

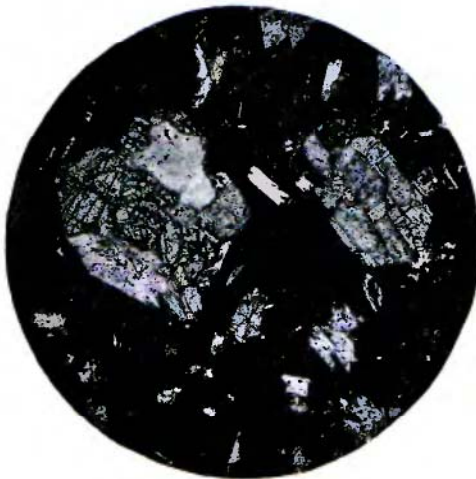
Микроскопическое описание. Под микроскопом порода с гиалопилитовой основной массой. Переполненное микролитами стекло основной массы бурого цвета, иногда непрозрачно, вследствие переполнения мельчайшими выделениями рудного минерала. Показатель



Фиг. 10. Оливиново-авгитовый андезит. Трахитовая основная масса с вкрапленниками плагиоклаза, оливина, авгита. Увелич. 15. Без анализатора



Фиг. 11. Оливин замещается серпентином. Увелич. 60. Без анализатора



Фиг. 12. Крупные вкрапленники авгита. Увелич. 30. Николи +



Фиг. 13. Зерна кварца разбросаны по всей породе. Увелич. 30. Николи +

преломления стекла меньше показателя преломления канадского базальта.

Микролиты плаггиоклаза, равномерно расположенные по всей основной массе, представлены в тонких удлинённых формах, размером до 0.1 мм. В некоторых образцах наблюдается намек на ориентировку микролитов параллельно направлению течения лавы. Судя по углам погасания в сечениях \perp РМ, микролиты плаггиоклаза следует отнести к андезину № 40—43. Редкие короткопризматические микролиты авгита как бы зажаты между удлинёнными формами плаггиоклаза.

Интересны наблюдающиеся по всей породе выделения рудного минерала в сложных формах как бы дендритового строения, иногда концентрирующиеся в одном месте, в виде мельчайших, плотно прикасающихся друг к другу пылинков. Такие рудные образования, по форме напоминающие снежинки, связаны с микролитами плаггиоклаза.

Кальцит встречается в очень редких выделениях, причем заполняет мелкие поры основной массы породы.

По всей породе наблюдаются зеленоватые участки мельчайшего агрегатного строения, вероятно, начальная стадия процесса серпентинизации. В других образцах резко выражены бурые до яркооранжевого цвета участки, образовавшиеся за счет окислов железа.

Многочисленные вкрапленники принадлежат, главным образом, плаггиоклазу, авгиту и оливину.

Плаггиоклаз выделяется в удлинённых призматических кристаллах с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками. Характерно для него срастание 5—6 пар двойников в одно целое. Иногда встречается плаггиоклаз в крестообразных формах. В большинстве случаев минерал свежий, или частично загрязнен по трещинкам бурым стеклом, или же центральная часть кристалла нацело заполнена непрозрачным стеклом. Стекло содержит в себе включения мелких зернышек авгита. Наблюдается как бы разъедание краевой и внутренней частей кристалла плаггиоклаза с заполнением основной массой или зеленоватым веществом в очень мелких агрегационных формах, повидимому, хлоритом. Редко наружная часть кристалла плаггиоклаза имеет слабо выраженную зональность.

Судя по углу погасания в сечении \perp РМ, плаггиоклаз можно отнести к лабрадору от № 52 до № 57.

Исследование плаггиоклазов на федоровском столике дало следующие углы погасания:

В крупных выделениях:

обр. № 30 \perp РМ $+30^\circ$, что отвечает № 52
» № 31 \perp РМ $+31^\circ$ » » № 54
» № 31 \perp РМ $+33^\circ$ » » № 57

Средней крупности зерна:

обр. № 30 \perp РМ $+27^\circ$, что отвечает № 49
» № 30 \perp РМ $+28^\circ$ » » № 50
» № 31 \perp РМ $+26^\circ$ » » № 47
» № 31 \perp РМ $+26.5^\circ$ » » № 48

Микролиты:

обр. № 30 \perp РМ $+23^\circ$, что отвечает № 43
» № 31 \perp РМ $+20^\circ$ » » № 40
» № 31 \perp РМ $+19^\circ$ » » № 39
» № 31 \perp РМ $+21^\circ$ » » № 41

Авгит присутствует в виде крупных выделений, призматических или восьмигранных, с хорошо выраженными кристаллографическими

формами, иногда сдвойникован. Зеленая, слегка буроватая окраска авгита легко отличает его от оливина. Часто кристаллы авгита оплавлены и имеют округлые очертания. В большинстве выделений он свежий, реже затронут процессом изменения с образованием серпентина, который развивается, главным образом, по трещинам разлома или с краев кристалла. Кроме того, трещинки заполняются окислами железа, что придает авгиту бурый цвет, а в разъединенных местах скопляется непрозрачное стекло с мелкими микролитами плаггиоклаза.

Угол погасания авгита в ряде разрезов и различных препаратах колеблется в пределах $42-53^\circ$. $2V = +62^\circ, +60^\circ$; в шлифе обр. № 31 по двум осям удалось измерить авгит с $2V = +55^\circ$.

Оливин, разбросанный по всей породе, наблюдается в меньшем количестве. Обычно выделения оливина корродированы с краев и не сохранили первоначальных кристаллографических форм. Кроме того, оливин подвергся частичному разложению, с образованием серпентина, располагающегося вокруг или внутри его кристаллов. Начальная стадия серпентинизации ярко выражена по трещинкам разлома. Иногда серпентин нацело замещает зерна оливина или составляет небольшие участки последней. В некоторых кристаллах оливина видна резорбированная внутренняя часть. Разъединенные места заполнены бурым стеклом с микролитами плаггиоклаза. Минерал обладает обычными оптическими свойствами: $2V = +86^\circ$. В шлифе обр. № 30 оливин с $2V = +88^\circ, +89^\circ$.

Гиперстен отсутствует или встречается в очень редких выделениях в виде мелких шестоватых кристаллов с типичным для него плеохроизмом в зеленых и розовых тонах, что отличает его от авгита. Иногда наблюдается кучеобразное расположение мелких зерен гиперстена. $2V$ измерить не удалось.

Минералогический подсчет приведен в табл. 5.

Таблица 5

Количественный минералогический состав авгитовых андезитов
(в объемных %)

№ шлифа	Плаггиоклаз	Авгит	Оливин	Гиперстен	Псевдоморф. по оливину	Псевдоморф. по плаггиоклазу	Стекло и микролиты
30	21.03	2.91	0.57	0.26	1.54	1.16	72.53
31	17.23	5.86	0.70	—	1.21	—	75.00

4. Гиперстеновые дациты

(Образцы № 8, 21, 26, 26₁)

Образцы гиперстеновых дацитов были взяты из валунов с разных высот Желтого ледника. Эти породы имеют некоторые индивидуальные особенности в окраске, ассоциации минералов и содержат совершенно прозрачное или бурое, заметно кислое стекло. Кроме того, в упомянутых дацитах присутствуют зерна кварца. Это и побудило выделить их в отдельную группу.

Макроскопическое описание. Светлосерая, плотная, мелкозернистая порода с ровным, хотя наощупь шероховатым изломом. Плаггиоклаз обладает стекляннм блеском, прозрачный, в хорошо выраженных кристаллах удлиненной или округлой формы. Размеры таких кристаллов превышают 1.5—2 мм. На светлосером фоне четко выделяются темнозеленые кристаллы пироксена, иногда достигающие 2.5 мм в длину.

В другом образце (№ 26) мы наблюдаем обилие мелких пор, заполненных бурыми окислами железа.

В гиперстеновом даците обычно не обнаруживается кристаллических выделений. В обр. № 8, наоборот, можно наблюдать выделение в плотных сероватых участках плагиоклазов и пироксенов. Порода № 26 резко отличается от перечисленных образцов прежде всего своим базальтовым обликом, темным цветом, стекловатым блеском, светлосерыми полосами мощностью в 2 мм. На этом темном фоне выделяются плагиоклазы и зерна пироксенов округлой формы.

Микроскопически эти породы родственны друг другу, зато резко отличаются от всех вышеописанных групп присутствием большого количества прозрачного или светлобурого стекла, иногда загрязненного рудным веществом, которое придает стеклу непрозрачность. Присутствие большего количества стекла обуславливает стекловатую структуру основной массы. Показатель преломления стекла значительно меньше показателя преломления канадского бальзама: 1.499 ± 0.002 . Основная масса гиперстеновых дацитов имеет сложную систему трещин, среди которых наблюдаются небольшие ржавые участки окислов железа, приближенные к зернам пироксена.

Иногда прозрачные ржавые участки окислов железа имеют как бы дендритовое строение, что очень характерно для обр. № 8, 26, 26₁. В некоторых образцах прозрачное стекло чередуется полосами без резких границ с бурым стеклом. Мелкие поры основной массы заполняются буровато-зеленым веществом в очень мелких выделениях агрегационного строения. Показатель преломления этого вещества значительно меньше, чем у канадского бальзама. При иммерсионном исследовании эти очень мелкие участки зеленоватого цвета не дают однозначных решений. Показатель преломления колеблется в пределах по $N_p' = 1.500$ до 1.508 , по $N_g' = 1.520$ — 1.522 . Автор склонен отнести их к новообразованию — хризотилу.

Среди микролитов в небольшом количестве наблюдается удлиненной формы плагиоклаз, отвечающий андезину № 37—40. Микролиты гиперстена в тонких шестоватых формах сильно окрашены окислами железа в бурые цвета. Присутствуют еще мелкие зерна авгита, в меньшем количестве, чем гиперстена. Зато основная масса богата мелкими зернами рудного минерала с равномерным распределением их по всей площади шлифа.

Порфировыми вкрапленниками являются: плагиоклаз, гиперстен, авгит, оливин и кварц.

Плагиоклаз выделился в короткопризматических, реже угловатых или табличатых формах, с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками; обычно свежий, в одних образцах с незначительным загрязнением, в других — с прозрачным стеклом. Иногда в краевые части оплавленных кристаллов плагиоклаза проникает стекло прозрачно-бурого цвета, окрашенное окислами железа. Волнистое погасание и слабо выраженная зональность плагиоклаза — обычное явление в описываемых образцах. Встречен кристалл с шахматным строением.

Химический состав плагиоклаза на основании измерения угла погасания в зоне \perp РМ в ряде шлифов (№ 8, 21, 26) следующий:

Крупные кристаллы плагиоклаза:

обр. № 21	\perp РМ	средн.	$+32^\circ, +30^\circ$	что отвечает № 54, № 52
» № 8	\perp РМ	»	$+28^\circ$	» » № 49
» № 26	\perp РМ	»	$+26^\circ$	» » № 47 и № 48

Кристаллы плагиоклаза средних размеров:

обр. № 21 \perp РМ средн. $+30^\circ$, что отвечает № 52
 » № 26 \perp РМ » $+26^\circ$ » » № 47
 » № 8 \perp РМ » $+27^\circ$ » » № 48

В мелких выделениях плагиоклаза:

обр. № 21 \perp РМ средн. $+22^\circ$, что отвечает № 42
 » № 26 \perp РМ » $+19^\circ$ » » № 39
 » № 8 \perp РМ » $+20^\circ$ » » № 40

Гиперстен представлен в шестоватых или короткопризматических формах с типичным для него плеохроизмом. Часто свеж, имеет светлозеленую или, реже, бурю окраску, вследствие присутствия окислов железа.

В более крупных выделениях краевая часть оплавлена и заметен процесс замещения рудным минералом. Иногда остаются небольшие участки неизмененного гиперстена. Обнаружено зерно гиперстена, которое окружено венчиком из мелких зерен авгита. Гиперстен с обычными оптическими свойствами: $2V = -62^\circ$; в другом зерне с выходом двух осей $2V = -63^\circ$.

Авгита заметно меньше, чем гиперстена. Размеры отдельных вкрапленников редко достигают 1 мм в диаметре. Обычно наблюдается в короткопризматических или округлых формах с намечающимися двойниками. Минерал окрашен в зеленоватые тона, иногда бурые до непрозрачного от присутствия окислов железа. Крупные выделения с краев корродированы и задеты процессом серпентинизации. Серпентин развивается в виде тонких волокнистых кристалликов, или зерна авгита обрамляются с краев тонкой каймой рудных выделений. Замеренный угол погасания $CNg = 42^\circ, 46^\circ, 2V = +52^\circ$ (по двум осям); во втором зерне $2V = +55^\circ$.

Оливин присутствует редко, образует зерна округлой формы; часто он сильно побуревший от присутствия окислов железа или замещен нацело рудным минералом. $2V$ замерить не удалось.

Во всех шлифах (№ 8, 21, 26, 26₁), как правило, присутствует кварц в округлых, реже несколько угловатых формах, на что указывал в своей работе еще А. Н. Заварицкий, описывая породы, территориально близко связанные с нашими. Размеры отдельных зерен кварца редко достигают 0.2—0.3 мм в диаметре. Прозрачные оплавленные кварцевые зерна равномерно разбросаны по всей породе.

В петрографических препаратах (№ 21, 26) на площади диаметром 7 мм насчитывается до 15 зерен кварца (фиг. 13).

В коноскопе большинство зерен кварца дает прекрасную фигуру креста с положительным знаком минерала. Показатель его преломления больше показателя преломления канадского бальзама.

Описываемая порода — единственная среди изверженных лав Зиминой сопки, столь богатой кварцем и кислым по составу стеклом. Гиперстеново-дацитовая лава, характеризующаяся присутствием кварца, была встречена только в валунах с Желтого ледника Зиминой сопки. А. Н. Заварицкий (1935) приводит в своей работе новый химический анализ андезито-дацитовой породы, взятой Трошиным и Дягилевым близ Зиминской сопки.

Привожу параллельно данные химического анализа нашей породы (№ 21), произведенного Н. Н. Шавровой, и анализа андезито-дацита из работы А. Н. Заварицкого (табл. 6).

Количественный минералогический подсчет показывает следующие соотношения (в объемных %) (табл. 7).

По минералогическому и химическому составу породу нужно отнести к гиперстеновому дациту. Присутствующий кварц следует рассматривать

Таблица 6

Химический состав дацитов Камчатки

Компоненты	Зимина сопка		р. Сухая Хапича	
	гиперстено-дацитовая лава с Желтого ледника № 21		гиперстеновый андезит (по А. Н. Заварицкому)	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	63.98	1.066	63.36	1.057
TiO ₂	0.43	0.005	0.62	0.008
Al ₂ O ₃	15.60	0.153	16.02	0.157
Fe ₂ O ₃	0.99	0.006	2.69	0.047
FeO	3.58	0.050	3.08	0.048
MnO	0.09	0.001	0.11	0.002
MgO	2.28	0.057	2.84	0.071
CaO	4.99	0.089	5.94	0.106
Na ₂ O	3.14	0.051	3.37	0.054
K ₂ O	2.56	0.027	1.54	0.016
P ₂ O ₅	0.29	0.002	0.17	0.001
Гигроск.	0.02		0.03	
Потери при прокал.	1.70		0.39	
Сумма	99.65		100.16	

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

1. Гиперстеновый дацит № 21 $1.72 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.73 SiO_2$
 $\alpha=2.81; R_2O:RO 1:2.5$
2. Андезито-дацит $1.63 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.12 SiO_2$
 $\alpha=2.64; R_2O:RO 1:3.2$

Таблица 7

Химический анализ андезито-дацита

№ обр.	Плагиоклаз	Гиперстен	Авгит	Кварц	Рудные выделения	Стекло и мелкие выделения
26 ₁	29.87	6.69	3.59	1.20	2.09	56.56

как чуждое вещество, привнесенное в андезитовые породы Зиминной сопки. Повидимому, при извержении лава андезитового состава ассимилировала породу, богатую кремнеземом.

Подсчет содержания минералов в различных породах Зиминной сопки не отражает заметного изменения состава лав с течением времени (табл. 8).

Таблица 8

Количественный минералогический состав пород Зиминной сопки (в объемных %)

Породы	Плагиоклаз	Гиперстен	Авгит	Оливин	Стекло	Рудный минерал
Авгитовый андезит	19.71	0.13	4.33	2.01	73.76	—
Гиперстеново-авгитовый андезито-базальт	25.25	5.77	3.65	0.17	64.45	0.72
Оливиново-авгитовый андезит	14.63	0.04	3.11	2.11	79.91	0.19

В более древних оливиново-авгитовых андезитах количество плагиоклаза несколько меньше, чем в молодых лавах. Количество авгита постепенно возрастает к более поздним породам авгитовых андезитов. Наконец, процентное содержание гиперстена заметно увеличено в гиперстеново-авгитовых андезито-базальтах. Последние в стратиграфическом отношении занимают промежуточное положение между авгитовыми и оливиново-авгитовыми андезитами.

5. Алунитизированные лавы

(Образцы № 16, 23, 33, 36, 36₁)

Кремовые и розоватые перерожденные лавы Зиминой сопки широко распространены в северо-восточной четверти вершины Овальной и в северной части Острой Зиминой сопки. На высоте 2480 м обнажаются отвесной стеной коренные алунитизированные породы. В отвесных обрывах вершин Острая и Овальная хорошо обнажаются четыре пятна алунитизированных пород кремового цвета с вертикальной и плитчатой отдельностью. Самый крайний западный участок алунитизированных пород, обнажающийся в отвесной стене мощностью до 100 м с общим протяжением 200 м, судя по меньшей интенсивности окраски породы, менее затет процессом метаморфизма, чем центральные участки, представляющие собою продукты глубокого перерождения андезито-базальтовых лав под влиянием сернистых газов (главным образом SO_2 , H_2S) и H_2O , выделявшихся при извержении вулкана Зимина. Возникновение этих пятен связано с вулканической деятельностью бывших фумарол, сернистые газы которых, соединяясь с водой, дали сернистую и серную кислоты, которые и воздействовали на андезито-базальты и привели к образованию участков алунитизированных пород среди мало измененных андезито-базальтов.

К востоку от описанных желтых пятен, на высоте 2270 м, ближе к вершине Острая, вертикальной стеной обнажаются двенадцать потоков андезито-базальтовых пород общей мощностью более 100 м, с грубой глыбовой отдельностью, при общем протяжении до 250 м. Ближе к желтым пятнам породы приобретают розоватые, а с постепенным удалением от них зеленовато-желтые цвета. Всюду по обнаженной стене в измененных породах по трещинам выделяются небольшие белые участки гипса.

В самой крайней восточной части обнажения наблюдается граница красноватых пород с темными, повидимому, неизмененными, андезито-базальтами. К сожалению, из-за трещин ледника подойти к ним было невозможно.

Розовато-вишневые породы с тонкими пленочками гипса переслаиваются темносерыми пироксеновыми андезито-базальтами. Над этими чередующимися породами лежит серая порода мощностью 2.5 м, протяжением 70 м, с пятнами округлой и угловатой формы яркого канареечного цвета (выделившаяся кристаллическая сера). Последняя покрыта розовыми и темными андезито-базальтами, которые перекрыты мощным ледником, спускающимся с вершины Острая.

Макроскопически плотные кремовые образования (обр. 33) с грубым раковистым изломом не сохранили первоначальных признаков эффузивной породы в противоположность менее перерожденным розоватым андезито-базальтам (обр. № 36), в которых наблюдается значительное выделение опала или в виде прожилков мощностью 1.5 см, или изометрическими участками диаметром до 2.5 см. Местами опал окрашен в красноватые или бурые тона, что не наблюдается в кремовых раз-

ностях. Кроме того, в розовых алунитизированных породах наблюдаются тонкие прожилочки отложившегося гипса молочного цвета, иногда прозрачного. Прозрачный гипс приурочен к пустотам, но нередко и прожилки его мощностью до 0.5 см. Новообразование гипса в описываемой алунитизированной породе можно ставить в связь с поствулканической деятельностью, когда создавались условия, при которых кальций, выделявшийся из разрушавшихся породообразующих минералов, реагируя с H_2SO_4 , образовывал гипс.

При микроскопическом изучении кремовые разности не различимы от розовых. Наблюдается полное перерождение вышеописанных коренных андезито-базальтов, с сохранением иногда морфологических особенностей эффузивной породы и ее структуры. Метаморфизация отразилась не только на вкрапленниках полевых шпатов и пироксенов, но и на основной массе, измененной сплошными участками с новообразованием опала, алунита и небольшого количества гипса. Некоторые участки (обр. № 36) измененных андезито-базальтовых лав Зиминой сопки не имеют ясно зернистой структуры алунитовых новообразований, а скорее обладают волокнистым строением (фиг. 14).

При алунитизации некоторые вкрапленники плагиоклаза заполнились изотропным веществом — опалом, сохранив призматические очертания, причем остались лишь редкие небольшие неизмененные участки плагиоклазов, еще реагирующих на поляризованный свет.

Процесс алунитизации кристаллов плагиоклаза захватывает всю площадь первоначального минерала, с выделением в виде новообразования алунита мелкого агрегационного строения. Нередко перерождение полевых шпатов идет более сложным путем, начинаясь в нескольких точках кристалла и постепенно заполняя всю площадь мелкочешуйчатым выделением алунита. Алунитовые мелкие кристаллики в виде хорошо выраженных ромбоэдров с пониженным двупреломлением составляют главную массу новообразований, развитых по плагиоклазу.

При введении анализатора резко выделяется морфологическая особенность эффузивной породы. Видно, как кристаллы плагиоклаза иногда обрамляются мельчайшими рудными крупинками, отчетливо обрисовывающими первоначальные короткопризматические формы указанного минерала.

Пироксены нацело превращены в изотропное вещество — опал, с показателем преломления = 1.428. Иногда пироксены содержат значительное количество железистых соединений, интенсивно окрашивающих их в бурый цвет. В шлифе № 16 попало зерно с участками, плеохроирующими в бурых тонах, что доказывает принадлежность его к гиперстену.

О первоначальном авгите можно судить лишь по намекам на параллельную, реже пересекающуюся спайность. Никаких других свойственных ему признаков не сохранилось.

Алунит, или квасцовый камень, основной водный сульфат алюминия, натрия и калия $((Na, K)_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O)$, встречается, как выше было указано, в ромбоэдрах или формах, близких к кубу. Происхождение его связано с превращением поствулканическими процессами плагиоклазов изверженных андезито-базальтов в алунит. Фумаролы, содержащие газы, или кислые сернистые термы, воздействовали на андезито-базальты, среди которых образовались небольшие участки измененной породы, переполненные сплошными мелкокристаллическими образованиями алунита.

Показатель преломления алунита отвечает $Ng' = 1.594$, $Np' = 1.576$.

Выделения алунита часто приурочены к порам (обр. № 23, 33, 16). Поры окаймляются по краям, в виде оторочек, мелкокристаллическим алунитом в хорошо выраженных ромбоэдрах или крупными, удлиненной

формы кристаллами алунита, которые, переплетаясь между собой, дают рисунок решетки (фиг. 15).

Такие взаимопереплетающиеся кристаллы алунита разрывают небольшие участки основной массы. Окаймленные алунитом угловатой и округлой формы изотропные участки основной массы напоминают брекчию (фиг. 16).

Гипс заполняет пустоты на большей площади, чем алунит. Он представлен крупными зернами агрегатного строения, в которых наблюдается пересекающаяся спайность. По всей площади, заполненной гипсом, разбросаны мелкие кристаллики алунита в виде ромбоэдров, чаще угловатой или округлой формы, с высоким светопреломлением. Они хорошо выделяются на фоне гипса. Иногда в гипсовую массу погружены мелкие рудные зерна. В основной сильно измененной массе составными частями являются опаловое вещество и буроватые образования — продукты выделения железистых соединений. Участки основной массы настолько перерожжены, что потеряли всякие морфологические особенности аффузивной породы и ее структуру.

Процесс алунитизации, кроме замещения вкрапленников плагиоклаза, охватил и основную массу и, главным образом, микролиты, которые местами еще сохранили свои очертания, хотя и заполнены алунитом. В проходящем свете ясно вырисовываются микролиты плагиоклаза на фоне светлосерого стекла. При введении анализатора все грани микролитов исчезают и превращаются в мелкокристаллическую или волокнистую алунитовую массу (фиг. 17).

При больших увеличениях видно, что основная масса разъедена, причем разъедание приурочено к мельчайшим пустоткам, в которых наблюдается новообразование алунита. Эти заполненные алунитом пустоты напоминают сферолитовую структуру (фиг. 18).

Процесс замещения наблюдается, главным образом, по извилистым путям кольцеобразной формы, заполненным алунитом мелкого агрегатного строения с пониженным двупреломлением и типичным для него показателем преломления по $Ng' = 1.593 \pm 0.0015$, по $Np' = 1.575$.

Химический состав алунитизированных лав Зиминской сопки (кремневые пористые разности, обр. № 16) приведен в табл. 9 (анализ Н. Н. Шавровой).

Таблица 9

Химический состав алунитизированных лав Зиминской сопки

Компоненты	Вес. %	Мол. колич.
SiO ₂	18.08	0.3031
TiO ₂	0.16	0.0020
Al ₂ O ₃	29.60	0.2901
Fe ₂ O ₃	1.11	0.0069
FeO	0.00	
MnO	Сл. ды	
MgO	0.00	
CaO	0.30	0.0053
Na ₂ O	2.90	0.0467
K ₂ O	5.95	0.0632
Потери при прок.	12.22	0.6788
Влажность	0.35	0.0194
P ₂ O ₅	0.00	
SO ₃	29.49	0.3686
	<u>100.16</u>	



Фиг. 14. Волокнистая структура алуни-
та. Увелич. 15. Николи +



Фиг. 15. Выделение алуни-
та в пустотах. Увелич. 15. Николи +



Фиг. 16. Облик основной массы
алунизированной породы. Уве-
лич. 15. Николи + Обр. № 36



Фиг. 17. Микролиты плагиоклаза,
задетые глубоким процессом алуни-
зации. Увелич. 30. Николи +. Обр. № 36



Фиг. 18. Сферолитовая структура алуниита.
Увелич. 60. Николи +

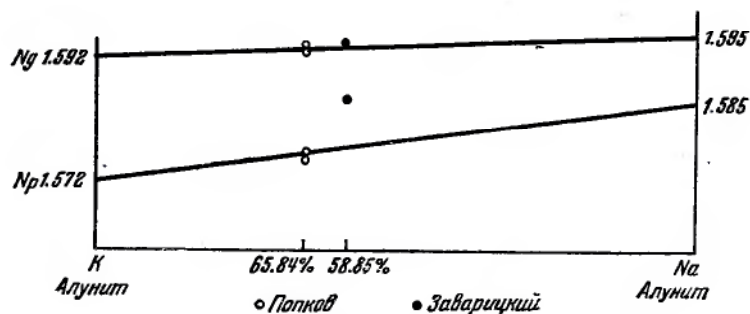


Фиг. 19. Алуниitized вулкани-
ческая брекчия. Белое поле — выделение
алуниита. Увелич. 15/1. Без анализатора



Фиг. 20. Мелкозернистый гипс. Увелич.
15/1. Николи +

Для пересчета химического анализа на процентное содержание калиевого и натриевого алуниита мы полностью соединяем щелочи с соответствующими количествами алюминия, SO_3 и воды. В результате этого мы получили 52.16% калиевого алуниита $\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и 27.06% натриевого алуниита $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Недостающее до 100% количество нужно отнести за счет, главным образом, опала и примеси, выразившихся в 20.78%.



Фиг. 21. Диаграмма показателей преломления алуниита

Чтобы получить процентное соотношение калиевого и натриевого алуниита, пересчитываем полученные данные по алунииту на 100%. Для сравнения таким же методом пересчитываем химический анализ алуниитизированных лав Зиминой сопки А. Н. Заварицкого (табл. 10).

Таблица 10
Химический анализ лав

Порода	Обр. № 16. Алунииты кремового цвета, %	Обр. № 18 из работ А. Н. Заварицкого, %
Калиевый алуниит	65.84	58.85
Натриевый алуниит	34.16	41.15

На фиг. 21 дана диаграмма показателей преломления нашего алуниита и алуниита А. Н. Заварицкого (1931).

В табл. 11 сопоставлены данные химического состава алуниитовой породы Зиминой сопки, пород квасцового камня I и II сорта Загликского месторождения, алуниитизированных пород Алагеза и пород иностранных месторождений: Мэрисвил в штате Юта (США) и Фаншан и Тайху (в Китае).

Как видно из таблицы, обе разности алуниитовых пород с Загликского месторождения отличаются от лав Зиминой сопки повышенным содержанием SiO_2 и меньшим количеством Al_2O_3 . Алагезские породы квасцового камня почти тождественны по своему химическому составу с описанными А. Н. Заварицким камчатскими породами.

Химический анализ алуниитизированных лав с Зиминой сопки, приведенный автором, характеризуется значительным накоплением Al_2O_3 и SO_3 .

В табл. 12 приведено процентное содержание SO_3 и алуниита в алуниитизированных лавах Зиминой сопки и ряда других месторождений.

Таблица 11

Химический состав алунитовых руд (%)

Компоненты	Алунитовые породы Камчатки (Зимина сопка)		Алунитовые породы Закавказья			Алунитовые породы Мэри-свил в штате Юта США	Алунитовые породы провинции Чжаэцзян в Китае	
	В. Поцнов	А. Заварицкий	Гора Алагез	Загликское месторождение			Фаншан	Тайху
				I сорт	II сорт			
SiO ₂	18.08	47.20	46.11	35.96	29.37	5.28	27.22	52.30
TiO ₂	0.16	0.26	0.90	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	29.60	18.05	18.07	22.56	23.96	34.40	26.04	19.09
Fe ₂ O ₃	1.11	1.62	1.60	3.94	5.04	Следы	3.83	1.11
Na ₂ O	2.90	3.10	0.83	6.74	7.27	0.56	0.90	0.90
K ₂ O	5.95		3.67			9.71	6.63	4.00
SO ₃	29.49	17.93	17.32	23.37	24.91	36.54	25.73	16.00
H ₂ O	12.57	9.64	10.40	7.43	9.44	13.19	10.13	7.13

Процентное содержание алунита в камчатских породах значительно превышает таковое в рудах большинства других алунитовых месторождений.

Таблица 12

Содержание SO₃ и алунита в алунитовых породах разного происхождения (в %)

Месторождение	Характер алунитовой породы	Содержание	
		SO ₃	алунита
Камчатка Зимина сопка № 16 } » » № 33 } » » № 36 }	Кремовая Розовая	29.49	76.40
		25.75	66.70
		26.20	67.87
А. Н. Заварицкого		17.93	46.45
Закавказье Гора Алагез » » Загликское	Желто-белая Розовая Красная с мелкими выделениями алунита	17.32	44.87
		3.96	10.25
		20.04	51.91
»	Средневернистая	22.18	57.46
США			
Мэрисвил	Фарфоровидная	36.54	94.66
Китай Фаншан Тайху	Белая Белая	25.73	66.65
		16.00	41.45

В валунах, которыми обогащен Желтый ледник, обнаружена разновидность алунитизированных пород (обр. № 7, 21_I, 22_{II}).

Морфологически в валунах наблюдается брекчиевидность (фиг. 19). Отдельные угловатые обломки с различными структурными особенностями не реагируют на поляризованной свет. Обломки, крупные и мелкие, сцементированы кристалликами алунита агрегационного строения. Местами наблюдается гипс в минимальных количествах. В некоторых шлифах, наоборот, — цементом брекчиевидных обломков служит гипс с незначительным количеством мелких кристалликов алунита.

Наряду с описанными минералогическими новообразованиями в лавах Зиминной сопки наблюдаются водные окислы кремнекислоты исключительно в форме опала, которые заполняют пустоты и трещины лав (обр. № 1_{III}, 2_I, 3).

Под микроскопом порода не обнаруживает кристаллических выделений. Вся площадь шлифа изотропна от присутствия опалоподобного минерала, который в проходящем свете слегка буроват с полосами дымчатого цвета. Показатель преломления его равен 1.492 ± 0.0015 . Автор склонен отнести его к аллофану.

Месторождение алунитовых пород Зиминной сопки на Камчатке очень близко по генезису с Загликским месторождением, связанным с Дашкесанской грано-диоритовой интрузией (Паффенгольд, 1928).

В Загликском месторождении кислые сернистые термы и, может быть, газообразные сернистые соединения проникли по плоскостям наслоения и трещинам в толщу туфогенных пород, вызвав алунитизацию последних. Загликский алунит отличается скрытокристаллическим строением и твердостью. При микроскопическом изучении алунита этого месторождения В. Меренковым и П. Литвиненко установлено большое содержание каолинового вещества типа дикита (до 71%), гематита (до 30%), кварца, немного гидрагиллита, рассеянных сульфатов кальция и магния и включений анизотропного минерала с показателем преломления 1.585, названного «загликитом».

Наиболее родственны алунитовые породы Зиминной сопки как по химической характеристике, так и по генезису, месторождению квасцового камня Алагеза. По мнению П. И. Лебедева, алунитизация Алагеза получилась в результате поствулканических процессов. Действие газов, главным образом SO_2 , H_2S и паров воды на дациты и липарито-дацитовые породы, привело к глубокой алунитизации с обогащением породы алунитом в количестве свыше 40%.

Фаншанское месторождение квасцового камня в Китае приурочено к мощной серии эффузивных пород. Алунитизация захватила пласт грубозернистого туфа. В среднем порода содержит 66% алунита, 25% кварца, 4% гематита, 3,5% каолинита.

III. ОПИСАНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Сера

(Образец № 4)

Сера, как было указано выше, выделяется небольшими участками в виде пятен в обрывистой восточной стенке стратиграфически значительно выше розовых алунитизированных пород. Темносерые до белесоватых тонов серосодержащие андезиты покрыты шестью потоками неизмененных пород темных цветов, которые заключают в себе пласты розоватых перерожденных лав Зиминной сопки. Из-за недоступности и значительной высоты с коренного месторождения образцов серы взять не удалось. В валунах эффузивных перерожденных пород, встреченных по пути к этому обнажению, мы наблюдаем богатое содержание кристаллической серы. Образование самородной серы можно поставить в связь с вулканической деятельностью Зиминного вулкана. Как это видно на образцах, взятых из валунов, окружающих Желтый ледник, сера выделялась из газов фумарол, по трещинам которых создавались благоприятные условия для ее накопления.

Ромбическая сера пронизывает пористые андезиты, закупоривая их пустоты. К туфобрекчии приурочены выделения серы в виде мелких

призматических кристалликов размером до 5 мм в длину с отблеском хорошо выраженных граней. Эти мелкие кристаллы призматической формы сливаются друг с другом в плотные агрегаты яркого канареечного цвета с занозистым, чаще раковистым изломом и алмазным блеском. Такие плотные, сросшиеся агрегаты серы служат цементом отдельных угловатых обломков пород. Рыхлые породы, разложившиеся в белый или кремовый землистый продукт (гипс и опал), смешиваются с плотной массой кристаллической серы. Спекшаяся сера имеет пустотки диаметром до 2—3 см и в изломе обладает матовым блеском. Это было указано еще А. Н. Заварицким (1935) при описании вулкана Авача на Камчатке.

Главная же масса кристаллической самородной серы выделялась по трещинам до 5 см мощности, преимущественно приуроченным к туфобрекчиям, богатым выделениями гипса, который нередко служит цементом между отдельными обломками эффузивных пород.

При микроскопическом исследовании серосодержащая порода морфологически напоминает вышеописанный гиперстеново-авгитовый андезит. Кристаллические вкрапленники и основная масса первоначальной породы сильно изменены в результате действия серных эманаций. Очертания первоначальных вкрапленников хорошо наблюдаются в проходящем свете. С достоверностью можно установить выделения плагиоклаза, пироксена и, может быть, редких зерен оливина.

Кристаллы плагиоклаза в короткопризматических формах превращены в опал; лишь немногие из них слегка реагируют на поляризованный свет.

Выделения гиперстена и авгита в округлых или шестоватых формах сохранили следы характерной спайности или небольшие участки с характерным плеохроизмом для первого и косым погасанием для второго. Только это и выдает их присутствие. В большинстве же случаев они пассивны к поляризованному свету.

Редкие зерна оливина устанавливаются по характерным для него трещинкам разлома, иногда заполненным рудным веществом.

Изотропная масса, окрашенная окислами железа в буроватый цвет, имеет поры округлой формы, заполненные кристаллической серой.

В проходящем свете наблюдаются светлые, при введении анализатора изотропные, короткопризматические формы — микролиты плагиоклаза.

Сера выделялась по трещине сплошной массой и испещрена сложным рисунком трещинок разлома. Она серовато-зеленого цвета и при вращении столика микроскопа проявляет потемнение в проходящем свете. В такую серную массу погружены отдельные угловатые или изнутри изъеденные обломки пород, цементирующиеся серой, которая проявляет признаки ромбической сингонии, что доказывается двуосностью и оптически положительным знаком.

Г и п с

Присутствие гипса в коренных породах было упомянуто при описании алунизированной группы перерожденных андезитов. Образцы (№ 5, 5₁), взятые из валунов Желтого ледника, представляют собой белые мелкозернистые до плотных породы в свежем изломе с матовым блеском. С поверхности гипс имеет натечные формы. Попадаются образцы лучистого строения прозрачного гипса, в изломе с алмазным блеском. Кроме того, в некоторых образцах гипс заключает в себе обломки серых, сильно перерожденных андезитов.

Под микроскопом гипсовая порода представляет мелкозернистую массу, в которой крупные бесформенные зерна агрегатного строения местами заполняют изометрические участки (фиг. 20). Подобные гипсо-

вые участки переполнены рудными выделениями с хорошо выраженными гранями. Некоторые небольшие участки основной массы сохранили первоначальную структуру эффузивной породы: прозрачное стекло заключает в себе микролиты бывших плагиоклазов, которые нацело заполнены гипсом мелкого агрегатного строения. Показатель преломления гипса по $Ng' = 1.5275 \pm 0.0015$, по $Np' = 1.520$. Среди участков, заполненных гипсом, наблюдаются мелкие обломочки с небольшим двупреломлением и высоким показателем преломления по сравнению с таковым у гипса. Судя по показателю преломления $Ng' = 1.594$, $Np' = 1.577$, можно отнести эти образования к алуниту.

Алунитизированные лавы Зиминной сопки в районе Желтого ледника, несомненно, заслуживают дальнейшего изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- Алуниты — комплексное химико-алюминиевое сырье. Химия и соц. хоз., 1931, № 7, 30—39.
 Бюллетень Вулканологической станции на Камчатке, № 1, 2, 3. Изд. АН, 1937.
 Дана Э. С. Описательная минералогия (справочник), ОНТИ, М.—Л., 1937.
 Дитмар К. Поездка и пребывание в Камчатке в 1854—1855 гг., 1904.
 Заварицкий А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Мин. общ., 1931, 60, № 2.
 Заварицкий А. Н. Северная группа вулканов Камчатки. Тр. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, сер. Камчатск., 1935, вып. 1.
 Заварицкий А. Н. Вулкан Авача на Камчатке и его состояние летом 1931 г. Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 35.
 Келль Н. Г. Карта вулканов Камчатки. Изв. Русск. геогр. общ., 1928.
 Конради С. А. Доклад Общему собранию Русского географического общества. Изв. Русск. геогр. общ., 1925, 57.
 Лебедев П. Алунитизация лав Алагеза (Армения). ДАН, 1928.
 Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Петрография, ОНТИ, Л.—М., 1935.
 Неметаллические ископаемые СССР, 1. Изд. АН, М., 1936.
 Новограбленов П. Т. Среди гигантов. Изв. Русск. геогр. общ., 1929, 61.
 Новограбленов П. Т. Каталог вулканов Камчатки. Изв. Русск. геогр. общ., 1932, 64, вып. 1.
 Паффенгольц К. Н. Дашкесан и Заглик. Тр. Геол. ком., 1928, вып. 170.
 Янковский В. Материалы для петрографии Камчатки и бухты Креста. Тр. СПб. общ. ест., 1893, 23.
 Vogdanowitsch K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Peterm. Geogr. Mitt., 1904.
 Ерманн А. Reise um die Erde, 3, Berlin, 1848.

СОДЕРЖАНИЕ

Ф. М. Дитерихс, В. С. Кулаков и А. Е. Святловский. Паразитические кратеры Ключевского вулкана, возникшие в 1932 г.	3
А. А. Меняйлов и С. И. Набоко. Потухшие вулканы Верхне-Еловского района на Камчатке	24
В. Ф. Попков. Лавы у Желтого ледника на Зиминной сопке	66