

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

Б. И. НИЙП

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ
РАЙОНА РЕК АВАЧИ, РАССОШИНЫ, ГАВАНКИ
И НАЛАЧЕВЫ НА КАМЧАТКЕ

ТРУДЫ КАМЧАТСКОЙ
КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

1936—1937 гг.

Выпуск 2

ЕВ_1941_AKS_325

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1941 ЛЕНИНГРАД

Ак
447

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР

СОВЕТ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНЫХ СИЛ

Б. И. НИЙП

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ПЕТРОГРАФИИ
РАЙОНА РЕК АВАЧИ, РАССОШИНЫ, ГАВАНКИ
И НАЛАЧЕВЫ НА КАМЧАТКЕ

ТРУДЫ КАМЧАТСКОЙ
КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

1936—1937 гг.

Выпуск 2

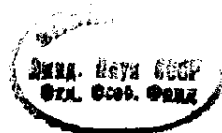
ЕВ_1941_AKS_325

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1941 ЛЕНИНГРАД

Главный редактор акад. *А. Н. Заварицкий*

Ответственный редактор *В. И. Владасец*

10888



ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследованная местность в административном отношении является частью Петропавловского района Камчатской обл.

Описываемый район был посещен автором несколько раз. В 1931 г., во время поездки на Налачевские горячие ключи, были сделаны беглые маршрутные наблюдения по р. Пиначеве и в верховьях р. Налачевы. В 1933 г. во время перехода из дер. Коряки к вулкану Узон были осмотрены, опять бегло, некоторые обнажения по рр. Колокольниковой, Восточной Аваче и Жувановской Гавапке. Наконец, в 1936 г., поздней осенью, совершенно случайно удалось вновь совершить, на этот раз более длительную, полуторамесячную поездку по уже ранее пройденным местам и более подробно осмотреть развитые здесь геологические образования. Тогда же, в 1936 г., были осмотрены и новые места, а именно: 1) вся долина р. Средней Авачи до Авачипских озер и небольшой участок долины р. Западной Авачи, 2) долина р. Рассошины с заходом несколько вниз от устья ее по долине р. Жувановы и 3) речки Чаевая, Кехкуй и Правая с тремя перевалами через хребт Ивулк в истоки р. Налачевы.

Таким образом, в результате трехлетних беглых маршрутных наблюдений удалось собрать некоторый материал, который в первом приближении выявляет геологическое строение этого до сих пор совершенно не известного района и дает знакомство с развитыми здесь по преимуществу вулканическими породами. Целью предлагаемой работы и является изложение этого в известной мере геологического, но в большей степени все же петрографического материала.

За руководство и возможность осуществления настоящей работы как в поле, так и в лаборатории пользуюсь случаем выразить глубокую благодарность учителю своему акад. А. Н. Заварицкому. Сердечно благодарен также покойному акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, давшему ряд ценных указаний и хороший отзыв о работе.



Фиг. 1. Местоположение исследованного района

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ

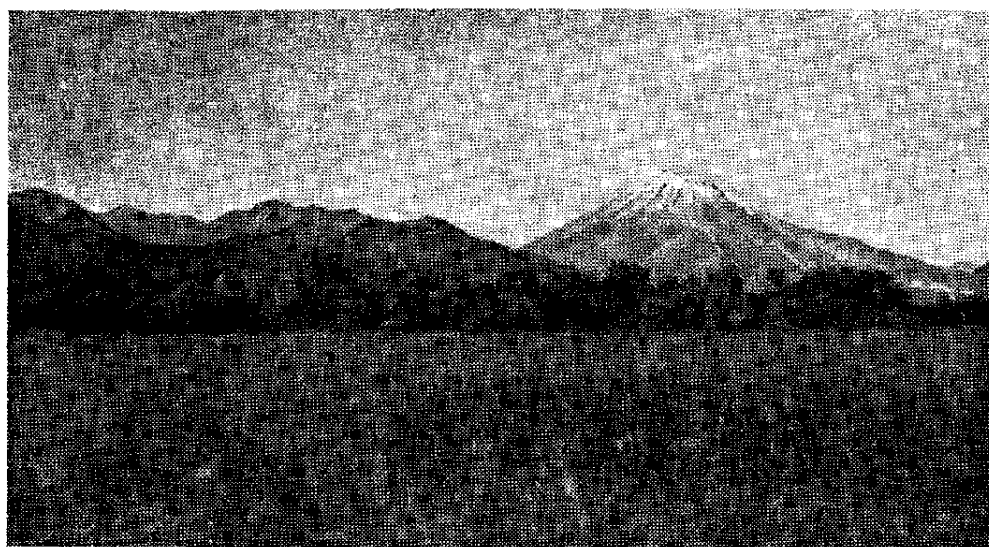
Имеющимися общими сведениями о нашем районе мы обязаны двум крупнейшим исследователям Камчатки: Карлу Дитмару (1901) и проф. К. И. Богдановичу (1904).

Первый из них в 1854 г. совершил путешествие из г. Петропавловска через дер. Коряки по р. Средней Аваче в истоки р. Камчатки и оттуда далее к вулканам Кроноцкого озера. Кроме этого путешествия, им были совершены еще две поездки по окраинам нашего района.

Характеризуя район в целом, Дитмар отмечает важное в орографическом и гидрографическом отношении положение Камчатской Вершины — горной местности, откуда берут начало самые крупные реки полуострова (Авача, Быстрая, Камчатка) и которая является центром звездообразно расходящихся отсюда по преимуществу вулканических горных хребтов. Последние, по представлению Дитмара, располагаются так: «К северу тянутся Валагинские горы, к югу — Ганальские, к северо-северо-западу — часть Среднего хребта и к юго-западу — другая часть того же хребта, который, сохраняя это направление, при довольно незначительной высоте, направляется к западному морю. На юго-юго-восток горный кряж направляется к Коряке и Аваче, на юго-восток — к Жупановской сопке и, наконец, на восток — к Семячику» (1901).

Причиной поднятия Камчатской Вершины Дитмар считает вулкан Бакенин, вернее те мощные вулканические силы, которые действовали, по его мнению, «нарушающим и изменяющим образом на первоначально, вероятно, осадочные формации Валагинских и Ганальских гор, а также на древние плутопические массы (граниты) южной оконечности Среднего хребта». Хребет из столовых гор, идущий от вулкана Бакенин через вулкан Жупанов к Шипунскому мысу и служащий водоразделом рр. Авачи и Жупановы, образован, по предположению этого исследователя, из «метаморфических осадочных горных пород». Довольно подробно описывается местность, где протекают западный и средний истоки р. Авачи. По Западной Аваче Дитмар отмечает выходы «конгломерата трахитовых пород» (наши андезитовые туфо-брекчии). В местности немного южнее Бакенина упоминаются шлаковые конуса. Относительно подробно описываются два озера, из которых вытекает Средняя Авача. На Бакенин было сделано восхождение, в результате чего этот вулкан подробно описывается и даже иллюстрируется в тексте схематическим рисунком. Бакенин, по Дитмару, представляет сильно развалившийся, давно погасший, умеренной величины вулканический конус с выступающим из разорванного кратера его высоким скалистым пиком темносерой лавы. Последняя была очень плотна, и Дитмар полагает, что при поднятии она охладилась под большим давлением. Время образования вулканических массивов, окружающих Бакенин, он полагает, находится между временем деятельности древних «трахитовых» кратеров Тепана и Пирожников и временем образования вулканов Коряки, Авачи, Козла и Жупанова; сам же Бакенин представляет последний акт вулканической деятельности в районе Камчатской Вершины.

Знакомство К. И. Богдановича с нашим районом составилось в результате его поездки по р. Западной Аваче в долину р. Быстрой и экскурсии к западному подножью Коряцкой сопки. Он пришел к выводу, что предположение Дитмара о хребте, соединяющем вулкан Бакенин с вулканами группы Авачинской сопки, не соответствует действительности, точно так же как невероятно и другое предположение Дитмара о том, что породы, слагающие водораздел между рр. Авача и Жупанова, сложены из метаморфизованных осадочных пород. Он характеризует район истоков р. Авачи следующим образом: «От конуса Коряцкой сопки на северо-запад тянется платообразная, неровная, расчлененная эрозией местность. Она склоняется к р. Аваче в виде маленьких предгорий. Ближе к конусу Коряки эта местность прерывается кратерообразными опусканиями и незначительными конусами. Она, несомненно, состоит из тех же вулканических слоеобразно залегающих масс, как и подножье конуса Коряки» (1904). Как показали наши наблюдения, такая характеристика местности является более верной, чем у Дитмара.



Фиг. 2. Вулкан Бакенин.

На основании своих исследований разных мест полуострова К. И. Богданович дает сводку по геологии и вулканизму Камчатки. В классификации вулканов он следует новой только что появившейся тогда вулканологической гипотезе А. Штюбеля.

Как известно, Штюбель представлял себе моногенные вулканы в виде колоссальных по площади относительно низких щитовидных возвышенностей, образованных в результате мощных, не прерываемых долгими периодами покоя, извержений. Извержения, обязанные такому «первому пробуждению периферического очага», следовали так быстро друг за другом, что к моменту истощения очага и к концу вулканической деятельности образовавшаяся гора оставалась внутри еще жидкой, что часто способствовало обрушению вершинной части горы и образованию гигантских кальдер обрушения. Последние в поперечнике могли достигать 50 и более километров, а по очертаниям быть или почти линейными, или кольцевыми. Часто периферический очаг оказывался истощенным до конца и тогда, в результате «вторичного пробуждения периферического очага», в готовых уже моногенных кальдера-вулканах первой фазы новая вулканическая деятельность, теперь уже с большими периодами покоя, создавала полигенные вулканы. Последние в отличие от моногенных вулканов должны

по Штюбелю, характеризоваться более незначительными размерами, конической формой, ясной слоистостью и обязательным наличием кратера и жерла. Распределение полигенных вулканов в зависимости от формы и размеров периферического очага может быть рядовым или кольцевым.

Исследования К. Богдановича показали, что на Камчатке весьма широко распространены подобного рода моногенные и полигенные вулканы. Созидание их происходило здесь в течение трех фаз оживления вулканической деятельности. В продолжение первой фазы, имевшей место в плиоцене, в области Среднего хребта возникли моногенные образования из гиперстеново-авгитовых андезитов. Вторая, более короткая фаза, существовавшая на границе плиоцена и плейстоцена, создала менее крупные моногенные вулканы из кислых андезитов (частью дацитов, трахитов и риолитов, а также местами полевошпатовых базальтов), и проявилась она или в готовых уже кальдера-вулканах первой фазы, замыкая здесь длительный акт извержений гиперстеново-авгитовых андезитов, или в форме обособленных гор частично и на восточном побережье Камчатки. Третья фаза, совпавшая местами со второй и характеризующаяся извержениями авгитовых андезитов, создавших частью уже и намеченные вулканы, проявилась и существует донныне преимущественно в зоне восточного побережья полуострова.

Наш район, по мнению К. Богдановича, в целом представляет колоссальный кальдера-вулкан моногенного типа, сложенный из авгитовых андезитов, т. е. образованный в третий период вулканизма Камчатки. Более поздние и менее крупные вулканы, частью полигенные — Бакепин, Жупанов, Коряка, Авача и Козел, располагаются по периферии гигантской кальдеры этого вулкана.

В результате нашего знакомства с районом, в известной мере более основательного, чем Богдановича, выявилось иное строение района. Нам кажется, что ничто не дает повода видеть здесь гипотетический моногенный вулкан Штюбеля. Подробнее об этом будет сказано ниже.

ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

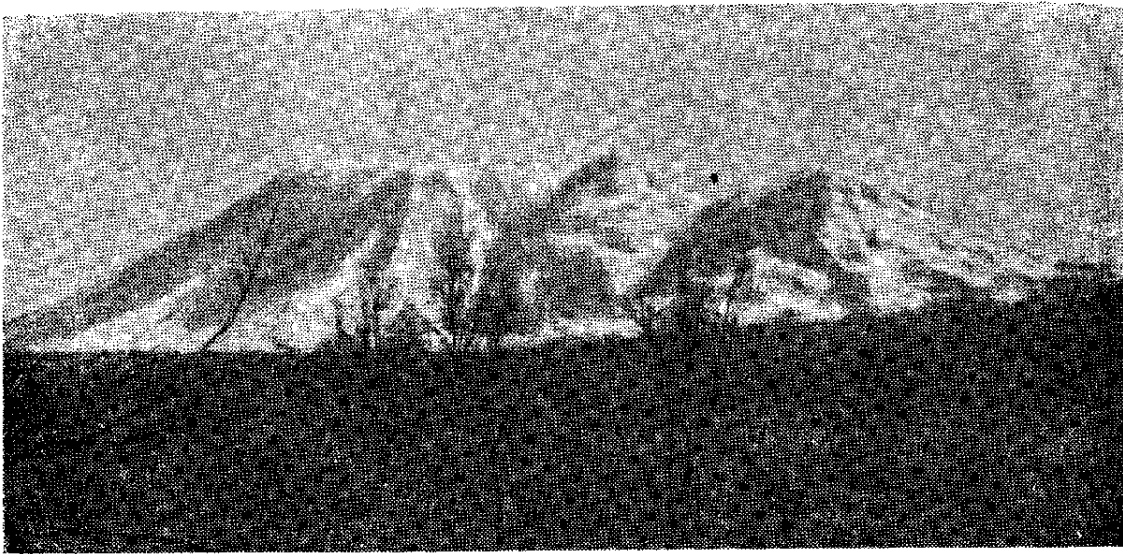
Исследованный район входит в состав горной полосы восточного склона Среднего хребта Камчатки и своей гидрографической сетью принадлежит, следовательно, бассейну Тихого океана.

Рельеф. Поверхность рассматриваемого района можно охарактеризовать тремя формами рельефа: 1) высокогорный сильно расчлененный рельеф на большей части площади, 2) среднегорный увалистый и равнинный — преимущественно в северо-восточной части района и 3) увалисто-холмистый, развитый незначительно в юго-западном углу описываемой местности.

В группу высокогорного рельефа входят и вулканические конусы, располагающиеся или в высокогорной местности, или на среднегорных равнинах (плато). Первый тип рельефа распространен преимущественно в между-речных пространствах Средней и Восточной Авачи и Восточной Авачи и Налачевы; в среднем абсолютные высоты здесь 1000—1100 м, изредка 1300 м. Среднегорный равнинный рельеф исключительно преобладает в бассейне рр. Гаванки и Рассошины и почти на всем протяжении р. Жупановы. Развитые здесь столовые горы имеют поверхность, отчетливо наклоненную к долине р. Жупановы, т. е. на северо-восток. Кроме этой области, платообразные участки наблюдаются в придолинных возвышенностях, примыкающих к долинам рр. Средней и Восточной Авачи. Средняя абсолютная высота всех таких столовых возвышенностей около 700—900 м. Граница между этими двумя типами ландшафта обычно весьма отчетливая, а подчас и довольно резкая, что часто обуславливается, как показали геологические

наблюдения, тектоническими причинами. Иначе говоря, вывод наш такой, что здесь мы в общем имеем плато, отдельные участки которого были подняты и весьма сильно расчленены. Вулканические горы, достигающие высоты 2040 м¹ над ур. моря, располагаются почти всюду на границах этих поднятых участков плато. Увалисто-холмистый рельеф обычно развит там, где плато постепенно снижается до низких абсолютных высот (200—300 м), как, например, на широком пространстве долины р. Авачи ниже слияния ее истоков и в участках плато, примыкающих к долине р. Жупановы.

Не считая коротеньких хребтов, отделяющих друг от друга истоки р. Авачи, в районе имеются только два более или менее протяженных водораздельных хребта. В совокупности они имеют форму, напоминающую двухзубчатые вилы. Общий ствол этих хребтов (мы его называем Дзензурским



Фиг. 3. Сопка Жупановская. Вид от р. Жупановы (от Дзензурских теплых ключей)

хребтом) отходит от стыка Ганальского и Валагинского хребтов, находящегося где-то в окрестностях вулкана Бакенин, идет через вулкан Заварицкого и водораздел Восточной Авачи и Гаванки к сопкам Правой и Дзензурской. Здесь этот хребет распадается на два хребта, идущих оба к берегу океана. Один, под именем хребта Ивулк (название указывается П. Т. Новограбленовым со слов жителей с. Елизово), идет сперва к группе вулканов Пиначевских Вершин, а оттуда далее через вулканы Коряка, Авачи и Козел, постепенно спускаясь к берегу океана. Другой хребет идет через вулканы Дзензурский, Жупановский и Вахильские горы к горам Шипунского мыса.

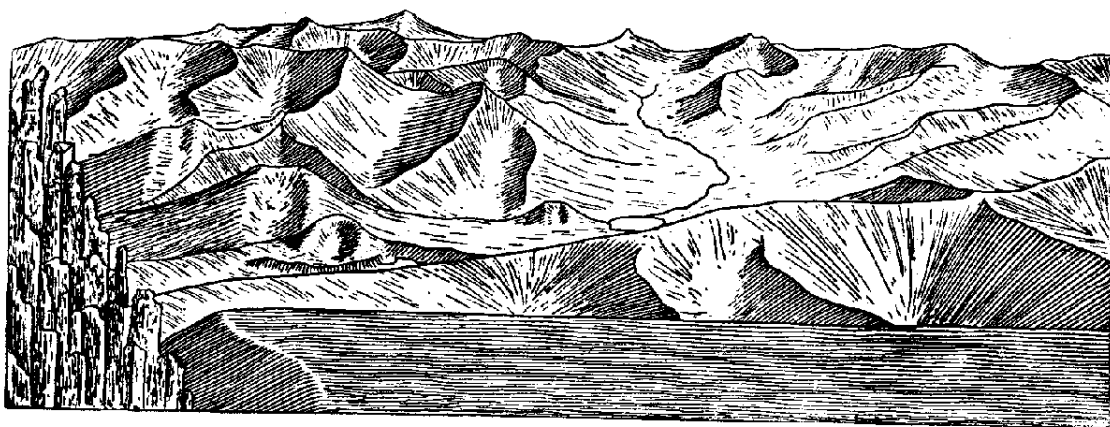
Дзензурский хребет на большем своем протяжении не имеет, собственно говоря, вида хребта: это такая же, как и в окрестностях, платообразная возвышенность, которая здесь отличается только тем, что является пограничным с районом островерхих гор участком, склоняющимся на северо-восток поверхности плато. Отходящие от него хребты Жупановский и Ивулк-Коряка-Авачинский представляют более резко выраженные орогра-

¹ Подробное рассмотрение вулканов будет сделано в следующей главе. Здесь и в дальнейшем описании мы совершенно не будем касаться вулканов Жупанова, Пиначевские Вершины, Коряка, Авача и Козел, которые хотя и располагаются в соседстве с изученным районом, но нашими непосредственными наблюдениями затронуты не были.

фические системы, и притом наиболее высокие (отдельные вулканы достигают высоты 2900 и 3450 м над ур. моря).

Дитмар представлял себе, что существует еще один хребет, соединяющий вулкан Бакенин с хребтом Коряка-Авачинским. Богданович хотя и не был в глубине района, но справедливо опроверг такое предположение. Источником ошибки Дитмара является вид хребта Ивулк и, частью, хребта Жупановского с устья р. Налачевы. Отсюда действительно видно, что к далеким коническим горам, весьма напоминающей Бакенин, со стороны вулканов группы Коряки и вулкана Жупанова отходят два хребта. Но на самом деле далекая коническая гора не Бакенин, а сопка Правая. Последнюю за Бакенин принял не только Дитмар, но сначала и мы и даже Н. Г. Келль, который в результате этого неправильно засек Бакенин.

Реки. Главными реками описываемой местности являются Средняя и Восточная Авача, Гаванка, Рассошина, Жупанова (частью) и верховья р. Налачевы. Протяженность их, за исключением двух последних осмо-



Фиг. 4. Характер гор по правой стороне долины р. Средней Авачи. На переднем плане левобережное придолинное плато. Видны шлаковые конуса и подпруженная лавовыми потоками речка с озерком

тренных только участков, следующая: Средняя и Восточная Авача примерно по 60 км, Гаванка около 40 км и Рассошина около 35 км. Каждая из них принимает в себя несколько притоков, протяженность которых не свыше 20 км. Все эти реки типично горные: имеют стремительное течение, мелководны, каменисты и порожицы. Долины большей частью хорошо разработаны; в низовьях тальвег нередко достигает ширины 1—2 км. Местами же на значительных участках наблюдаются пережимы: долина бывшая до этого широкой, сужается, и река течет в типичной горной теснине с очень крутыми склонами, потом вновь расширяется (р. Восточная Авача от р. Правой до рч. Сарайной и р. Рассошины в низовьях).

Террасы в наибольшем количестве развиты в системе р. Авачи и заметно меньше их в долинах рр. Рассошины, Гаванки и Налачевы. За исключением второй надпойменной террасы по обоим истокам Авачи, которая местами была скульптурной, все остальные, повидимому, аккумулятивные. Разница в количестве террас в долинах сравнительно близких рек, по положенных в местностях с различными формами рельефа, возможно, объясняется неодинаковыми вертикальными перемещениями района.

Древнее оледенение. Довольно часто в верховьях рек можно заметить ясные признаки былого оледенения. В хребте Ивулк речки Желтая, Правая и Чаевая имеют хорошо выраженные троговые долины, начинающиеся с широких, плоских седловин, несколько ниже которых сразу же появляется много маленьких озерков, расположенных на разных уровнях среди невысоких и весьма частых бугров; последние сложены из угловатого

рыхлого материала. По рч. Чаевой подобная моренная область с озерами протягивается от истоков реки почти на 15 км, спускаясь до высоты около 500 м над ур. моря. Аналогичная же картина наблюдается и в области истоков рр. Гаванки и Рассопины. В области междуречья Восточной и Средней Авачи долины притоков этих рек начинаются, наоборот, в широких циркообразных котловинах, по выходе из которых долина несколько сужается, но имеет троговый профиль и врезанную узкую эрозионную долинку; последняя обычно пропиливает разной длины (от 2 до 5 км от устья цирка) заросшую моренную полосу с озерами.

Современные ледники незначительных размеров имеются только на ближайших высоких вулканах, например таких, как Жупановская (3230 м) и Коряцкая (3460 м) сопки.

І. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

ОПИСАНИЕ НОРМАЛЬНОГО РАЗРЕЗА

Район, как было сказано, сложен в подавляющей массе из пород вулканического происхождения. Это обстоятельство, а также то, что съемка производилась маршпругно, т. е. в условиях стесненного всегда времени (что в особенности ощутимо на Камчатке из-за частых здесь ненастных дней), и, наконец, в местности, или не особенно богатой обнажениями, или высокогорной, труднодоступной, — все это, естественно, не позволило расчленить с надлежащей подробностью развитые здесь геологические образования. Основываясь на характере залегания и петрографическом составе, можно было выделить только ряд крупных комплексов. В стратиграфической последовательности они приведены в табл. 1.

Таблица 1

Нормальный разрез района			
Название комплексов	Предполагаемый возраст	Мощность	Состав
Аллювиальные, делювиальные и ледниковые отложения	Четвертичный	небольшая (?)	Галечники, пески, глины делювиальный и ледниковый детритус
Четвертичные вулканические образования	Четвертичный	—	Одноактные вулканы: а) шлаковые конуса, в) вулканич. купола. Многоактные вулканы, невки
Разломы северо-восточного направления (?) и эрозия			
Андезитово-пирокластическая толща	Неоген (?)	900—1000 м в осевой полосе	Туфо-брекчии, туфы и переслаивающиеся с ними лавы; жилы
Перерыв. Эрозия до пенеплена.			
Разломы северо-западного направления (?)			
Порфирировая толща	Верхний мез — палеоген (?)	(?)	Порфириты андезитового состава; в подчиненном количестве туфы. Интрузии кварцевых диоритов и диорит-порфиритов (штоки, пластовые и секущие жилы)

ПОРФИРИТОВАЯ ТОЛЩА

Породы этой толщи были встречены только в области водораздела рр. Средней и Восточной Авачи и в хребте Ивулк, отделяющем Восточную Авачу от р. Налачевы, т. е. распространение их приурочено исключительно к центральным участкам главных и наиболее приподнятых междуречных возвышенностей. Общая площадь выходов незначительная.

Описываемая толща, как показывает ее название, сложена преимущественно из древних палеотипных лав и в меньшем количестве из перемежающихся с ними плотных аггломератовых туфов.

В общей массе лавы представляют сильно уплотненные литоидные породы, имеющие весьма часто темную и реже серую с разными оттенками зеленого, голубого и фиолетового окраску; весьма характерен для них остроугольный занозистый излом. Этим, а также суммой других особенностей, они резко отличаются от выпележающих кайнотипных лав андезитовой пирокластической толщи.

По составу рассматриваемые лавовые породы являются порфиритами андезитового и отчасти андезито-базальтового состава. Разновидности андезитового состава содержат в порфирированных выделениях обычно лабрадор, клино- и ортопироксен (нацело разложившийся) и имеют характерную для андезитовых лав микролитовую основную массу. Иногда в них наряду с пироксенами встречается зеленая роговая обманка и, более редко, разложившийся биотит; основная масса в последних обычно фельзитовая. Андезито-базальтовые же порфириты, кроме клинопироксена и основного лабрадора, содержат еще разложившийся оливин и имеют более грубомикролитовую основную массу. Во всех этих лавах много новообразований, таких как хлорит, кальцит, эпидот, кварц, серпентин, серицит и других, ближе не определенных минералов.

Кластические породы толщи представлены плотными мелкообломочными (обломки до 3—4 мм) аггломератовыми туфами, имеющими в общем состав андезитовых порфиритов. Окраска их чаще всего темнозеленая, зеленовато-серая или пестрая с тусклыми оттенками зеленого, бурого, фиолетового и белого цвета. Не исключена возможность существования здесь и грубообломочных пород (туфо-брекчии), но нами они не были встречены.

В общей массе все эти породы образуют сложную, более или менее дислоцированную и перемятую толщу. Напластования обычно весьма трудно заметить. Объясняется это преобладанием лавового материала, общим уплотнением пород и однообразной окраской последних. Более или менее отчетливой слоистостью становится только там, где имеются туфовые прослои, которые по окраске и структуре хотя и слабо, но отличаются от перемежающихся с ними лав.

Заметить напластование пород делается часто совершенно невозможным еще и потому, что породы толщи в целом интенсивно разбиты частыми трещинками полиэдрической отдельности и участками, вероятно по сбросовым зонам, сильно перемяты и перстерты. Такие особенности толщи настолько характерны, что по этим признакам обнажения ее узнаются уже издалека.

Довольно часто в породах описываемой толщи встречается вкрапленный пирит. Вероятно, присутствие его и общая перемятость толщи и послужили причиной появления здесь кое-где каолиновых пород. Последних в коренном залегании встретить не удалось, но, судя по найденным обломкам их в истоках рек Солёные Ключи и Кехкуй, они приурочены к верхней размытой поверхности порфиритовой толщи. Образование их, надо думать, обязано воздействию серной кислоты (окисление пирита), находящейся в грунтовых водах, на вмещающие вулканические породы. Концентрация серной кислоты, по видимому, местами была весьма высокой, так

как кое-где каолиновые породы в отдельных участках алуинитизированы и сильно окварцованы.

Изредка по рч. Соленые Ключи в сильно перебитых и перемятых зонах порфиритов встречаются еще в незначительных количествах рыхлые черные и бурые железистые и марганцовые (?) образования, несомненно, поверхностного происхождения, получившиеся, вероятно, за счет разложения того же пирита, а также железисто-магнезиальных минералов вмещающих пород.

К рассматриваемой толще приурочены выходы и интрузивных пород. Представлены они почти исключительно средне- и мелкозернистыми кварцевыми диоритами и их жильными порфирированными разностями. Диориты образуют сравнительно небольшие (в поперечнике около 5—6 км) штокообразные тела, а порфирированные разности их — секущие, но большей частью, повидимому, пластовые жилы. Тела диоритов наблюдались в верховьях рек Сирочан, Тимоновская, Кехкуй и Соленые Ключи. В долине последней в толще порфиритов было встречено много диоритовых порфиритов, залегающих вероятнее всего (точно установить не удалось, так как толща весьма перемята) согласно с вмещающими породами. Здесь же были встречены и секущие жилы, ясно указывающие, что диориты представляют более молодые образования, чем вмещающая их вулканическая толща.

На более молодой возраст интрузивных пород указывают еще метаморфические изменения пород вмещающей толщи в контактах с диоритом. Это изменение выразилось в том, что у эффузивного порфирита в основной массе появилась тонкая сыпь мелких гранул пироксена и очень тонких иголок рутила; фенокристаллы плагиоклаза частично замещены пластинками белой слюды и местами содержат тоже тонкие зернышки пироксена, а фенокристаллы пироксена нацело гранулированы; кое-где в основной массе, кроме того, встречается еще свежий бледноокрашенный биотит (флогопит?). Правда, образец такого метаморфизованного порфирита был встречен только в одном месте, но, имея в виду большое сходство диоритов из разных мест района и одинаковое взаимоотношение с вмещающими породами, надо думать, что метаморфические явления имеются и около других выходов диорита.

Указанные плутонические породы принадлежат, весьма вероятно, к той, повидимому, довольно широко распространенной на Камчатке группе молодых интрузий, которые и в других местах повсеместно приурочены к выходам описываемой порфиритовой и аналогичным ей толщам. Весьма похожие плутонические породы состава пироксеновых, роговообманковых и биотитовых кварцевых диоритов, содержащих нередко свежий анортоклазовый полевошпат, были встречены автором в районе рр. Ванной, Плотниковой (гора Начикинское Зеркальце), Быстрой (у дер. Малка), Паратунки и в горах Шипунского мыса (в галечниках рек). По устным сообщениям В. С. Кулакова, А. В. Щербакова и В. Я. Степанова, такого же состава породы встречаются в долине р. Анаун, в бухте Ахонтен и в ряде мест Срединного и Валагинского хребтов. Надо думать, указанными местами не ограничивается распространение этих пород. Их свежий состав, широкое распространение и намечающийся молодой, нижнетретичный возраст дают основание отнести их к группе так называемых неинтрузий проф. Д. С. Белянкина, в большом количестве развитых на Кавказе. Быть может, все камчатские интрузии этих пород представляют геологически молодой, едва только начинающий вскрываться батолит.

Кроме диоритовых порфиритов, залегающих вне диоритовых массивов и, повидимому, синхронных им, были встречены еще жилы, пересекающие сами диориты. Такими являются белая кварцево-альбитово-турмалиновая порода, секущая в виде очень тонких (до 10 см по мощности) и редких жилок диорит в вершине речки Тимоновской, и встреченный там же серый,

весьма плотный оливиново-широксеновый долерит. Последний, судя по сходству его с долеритовым некком горы Вулканойд (р. Восточная Авача), является образованием более молодым, чем вышележащая андезитово-пирокластическая толща.

Нижняя граница толщи неизвестна. Вышележащая же андезитово-пирокластическая толща перекрывает рассматриваемую трансгрессивно. Последнее удалось наблюдать только в одном обнажении (хребет Ивулк, истоки рр. Правой и Кехкуя), где на выровненной поверхности порфиритов лежал слой довольно плотно цементированного и сильно ожелезненного детритуса, образованного из обломков порфирита и его туфа. Хотя непосредственного наложения пород андезитово-пирокластической толщи на упомянутый детритус видеть не удалось, но эта толща, залегающая почти горизонтально, обнажалась здесь же недалеке, гипсометрически почти на таком же уровне, на соседних склонах. Мощность этого, повидимому базального, быть может даже моренного, детритуса осталась неизвестной.

В остальных случаях линию трансгрессивного перекрытия порфиритовой толщи вышележащей толщей мы замечали издалека. Ее во многих местах можно было видеть и хорошо установить благодаря тому, что: 1) поверхность размыва порфиритовой толщи (по непосредственным наблюдениям) следует определенным для разных участков района гипсометрическим уровням, т. е. поверхность толщи имеет характер пенеппла, нарушенного неодинаковыми вертикальными перемещениями, и 2) породы вышележащей толщи, в отличие от рассматриваемой, напластованы почти горизонтально. Известное представление о сказанном дает фиг. 7.

Органических остатков в этой толще, несмотря на поиски их в туфовых прослоях отдельных обнажений, найти не удалось. Таким образом, вопрос о возрасте толщи остается открытым. Можно сделать только некоторые предположения, основываясь на сравнениях с аналогичными образованиями из других мест Камчатки.

Толщи пород, подобные нашим, имеют, повидимому, широкое развитие на полуострове. Впервые они были выделены и показаны на геологической карте Камчатки К. Богдановичем (1904). Такие толщи, состоящие преимущественно из авгитовых и диабазовых порфиритов с подчиненным количеством кварцевых порфиритов (группа № 7 Богдановича), показаны им в хребтах Кумроч, Канныч, в ряде мест Срединного хребта, на мысе Омгон, в окрестностях дер. Начики и в истоках р. Паратунки. По данным позднейших исследований, такие же породы, вероятно, имеются еще и в ряде мест восточного побережья страны, например на полуостровах Кроноцкого и Шипунского мысов и к югу от г. Петропавловска. Богданович подчеркивает и отмечает на карте, что эти образования тесно связаны с породами группы № 3, состоящими из глинистых и кремнистых сланцев, аркозовых песчаников, диабазовых туфов и адиолов. Из рассмотрения карты видно, что последние окаймляют участки, сложенные из пород группы № 7. По возрасту названный исследователь не отделял эти породы от более древних метаморфических пород Срединного хребта и, сравнивая их общую группу с похожими литологически свитами Чукотки, Аляски и Охотского берега континента, пришел к выводу, что они, вероятнее всего, являются верхнепалеозойскими образованиями. Более поздние исследования, однако, не подтвердили этого заключения.

В 1932 г. геологом Б. Ф. Дьяковым (1936) был исследован район мыса Омгон, где, по данным Богдановича, развиты упомянутые выше породы групп № 3 и № 7. В толще этих пород, состоящих здесь в основном из темных песчаных сланцев, песчаников и, частью, конгломератов и сильно рассеченных жилами порфиритов, диабазов и диоритов, этим исследователем была найдена верхнемеловая фауна иноцерам, пектенев и морских ежей. Из этого факта, правда пока еще только единственного, можно

сделать вывод, что и вся группа № 3, так же как и группа № 7 Богдановича, имеют или верхнемеловой, или палеогеновый возраст.

К подобному же выводу, большей частью по общегеологическим соображениям, приходят и другие геологи, работавшие в областях развития пород группы № 3 Богдановича. В частности, такое мнение существует о возрасте широко распространенной на восточном побережье полуострова Богачевской свите, известной выходом из нее нефти (1935).

В результате личных исследований в районах верховьев рр. Быстрой, Плотниковой (Начики) и Паратунки, автор пришел к убеждению, что выделенные К. Богдановичем две группы пород, одна с преобладанием порфиритов, а другая составленная преимущественно из кластического материала, являются образованиями одновременными и, вероятно, более древними, чем третичные, но более молодыми, чем самые верхние свиты Среднего хребта. Эти же исследования выявили и определенную региональную обособленность пород той и другой группы: области преимущественного развития порфиритов окаймляются толщами мелкообломочных вулканических пород. Кстати, необходимо заметить, что последние, по мере удаления от районов, сложенных порфиритами, становятся, по видимому, более богатыми нормально-осадочными породами (глинистыми сланцами и песчаниками) и кремнистыми сланцами; такая картина наблюдается, например, в окрестностях г. Петропавловска. Указанную территориальную обособленность пород той и другой группы, естественно, можно объяснить тем, что области развития порфиритов отвечают пунктам древней вулканической деятельности, а районы с преобладанием туфогеновых пород — местам накопления материала выбросов и отложений грязевых потоков.

АНДЕЗИТОВО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКАЯ ТОЛЩА

Эта толща пользуется весьма широким распространением в описываемом районе. Можно считать, что она покрывает район в виде мощной коры, которая лишь местами разорвана выходами пород порфиритовой толщи.

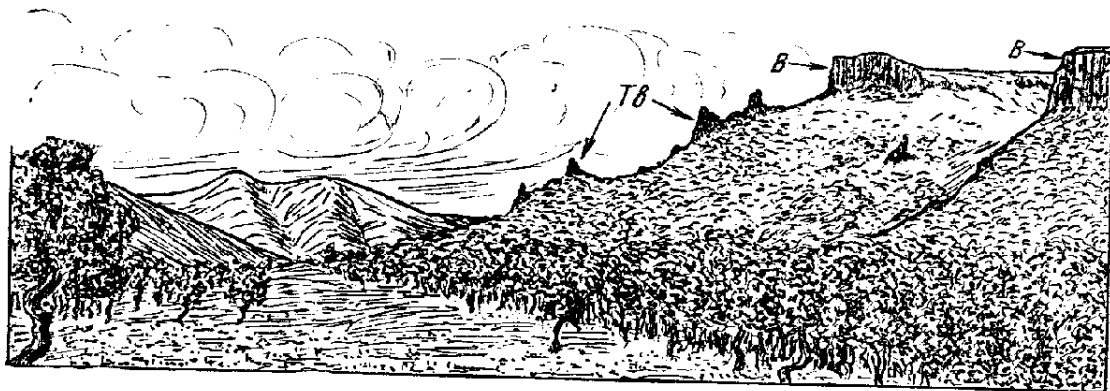
По составу и возрасту рассматриваемую толщу, мы полагаем, можно разбить на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя образована преимущественно из обломочного вулканического материала. Это, главным образом, туфо-брекчии, реже туфы и достаточно редко лавовые прослои; распространена она только в области расчлененного рельефа, т. е. в истоках р. Авачи и в верховьях р. Налачевы. Верхняя же часть толщи складывается почти исключительно из лав и развита преимущественно в бассейне р. Жупановы и в области левых притоков р. Восточной Авачи, где она образует высокие горные равнины. Переход нижней части толщи в верхний постепенный, и границу их, ничем в натуре не отмеченную, мы проводим весьма условно.

В преобладающей массе породы толщи имеют состав пироксеновых андезитов, реже встречаются плагиоклазовые базальты и содержащие оливин разновидности андезитов, переходные к андезито-базальтам и к базальтам. Плагиоклазовые базальты были встречены только в обломках туфо-брекчии.

Туфо-брекчии в общем представляют неотсортированную массу обломков, цементированных плотным, обычно серого цвета, туфовым веществом. В подавляющей массе обломки брекчии имеют размеры в среднем около 10—15 см; среди них достаточно редки обломки, достигающие размеров крупных глыб в 2—3 м в поперечнике. Однообразие размеров обломков в залежах брекчии выдерживается на большие расстояния. Большой частью обломки средних размеров имеют несколько сглаженные углы, тогда как угловатость крупных обломков и глыб резко выражена. Несмотря на тща-

тельный осмотр обнажений, распознаваемых вулканических бомб¹ или даже остатков их, если не считать шлаков, среди обломков брекчии встречено не было.

Обломки, как было сказано, имеют в преобладающей массе состав основных андезитов. Преимущественным развитием пользуются двупироксеновые андезиты. Это темные или темносерые, обычно довольно плотные, массивные и однородные, свежие эвпорфировые породы, содержащие в порфировых выделениях лабрадор, гиперстен, клинопироксен и, реже, оливин. В противоположность им, встречающиеся несколько реже, плагиоклазовые базальты часто имеют пористое или даже пузыристое сложение и постоянно темную окраску; в порфировых включениях их почти исключительно распространены основные плагиоклазы (битовнит до анортита) и реже встречаются клинопироксен и оливин. Следует отметить как характерную особенность окраски этих пород, что красный цвет, который часто встречается в свежих лавах, здесь полностью отсутствует.



Фиг. 5. Вершина рч. Колокольниковой. Выходы туфо-брекчии (Тв) и потока базальта (В) на склоне плато Сарай

Туфы, образующие большей частью цемент брекчии и, реже, отдельные маломощные прослои, имеют серую и темносерую окраску и массивное сложение. Состоят они из того же агломератового материала, что и брекчии, т. е. из псаммитовых обломков лав и их фенокристаллов (лабрадор, пироксены и оливин). Кое-где они замещаются видимым макроскопически плотным бурым палагонитовым веществом.

Лавы весьма редки в нижней части толщи. Иногда лишь они образуют прослой мощностью до 2 м, редко до 5 м. Почва и кровля их обычно достаточно ясно выражены. В почве прослоя часто встречаются туфы, причем здесь на границах прослоя иногда попадает еще и редкая мелкая галька; на кровлю же прослоя достаточно отчетливо налегает или туф, или туфо-брекчия.

Хотя и почва и кровля этих прослоев достаточно ясно выражены, но внутри самих прослоев нет тех характерных слоистых участков вроде агломератового слоя пористой лавы внизу и слоя сильно шлаковатой коры наверху, которые известны для свежих и даже некоторых геологически очень древних потоков лавы такого же состава. Можно думать, что здесь мы имеем пластовые внедрения, но против такого предположения говорят и состав этих пород, указывающих явно на поверхностное излияние, и отсутствие каких-либо признаков контактового метаморфизма вмещающих пород.

¹ Распознаваемыми вулканическими бомбами мы считаем такие куски лав, которые имеют либо типичную форму в виде веретен, крученых тел, с поверхностью «хлебной корки», «цветной капусты» и т. п., либо, в расколотом состоянии, типичное для бомб внутреннее строение, т. е. богатое содержание газовых пузырей в ядре и постепенное уменьшение их по количеству и размерам к наружной корке, которая может быть плотной и стекловатой.

По составу породы этих лавовых прослоев ничем не отличаются от пород, входящих в туфо-брекчии. Это те же темные или темносерые эвпорфировые андезиты с выделениями лабрадора, гиперстена, клинопироксена и, изредка, оливина. Признаками эффузивного происхождения их служат микролитовая со стеклом основная масса, нередкая опацификация гиперстена и кое-где наличие опацифицированного и нацело диссоциированного амфибола.

Кверху, как было уже отмечено, начинают преобладать прослои лав, и в самых верхах толща сложена почти исключительно из них. Одновременно с возрастанием количества лавовых слоев идут убывание величины обломков пирокластического материала и уменьшение количества его, т. е. сперва туфо-брекчии постепенно сменяются туфами, а потом исчезают и туфы. Надо, однако, сказать, что увеличение лавовых прослоев может идти не только кверху, но в отдельных участках площади развития толщи, как, например, в бассейне рр. Гаванки и Рассошины, возможно, и к нижней половине толщи. Такое предположение необходимо сделать, так как полного разреза толщи непосредственно наблюдать нам не пришлось.

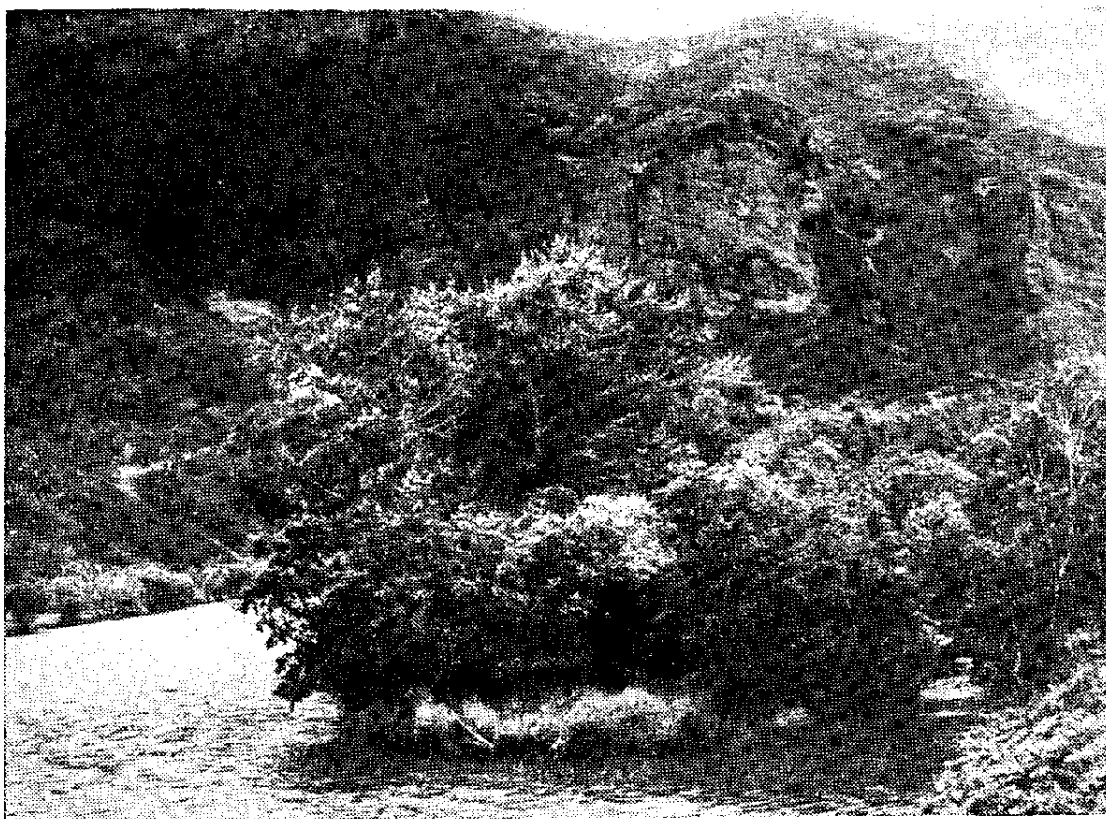
Мощности отдельных и часто непосредственно налегающих здесь друг на друга лавовых слоев трудно учесть; повидимому, средняя величина их того же порядка, что и в нижележащих лавовых прослоях, т. е. от 2 до 5 м. Правда, в самых верхах толщи имеются потоки, видимая мощность которых превышает 10 м (плато Сарай — фиг. 5).

Состав этих лав такой же, как в вышеописанных. В преобладающей массе это те же темные или темносерые двупироксеновые, иногда с оливином, андезиты. Местами, исключительно только в основании или вблизи поверхности потоков, в них наблюдается пористое и пузыристое сложение. В самых верхах толщи лавы, повидимому, становятся более основными, приближаясь к оливиновым базальтам.

В общем, все породы толщи, как пирокластические образования, так и лавы, являются довольно свежими и сохранившимися. Новообразований весьма мало, и в относительно большем количестве они развиты только в пирокластических породах. Эти вторичные, в лавах явно не автометаморфные, образования представлены плотным бурым палагонитовым веществом, окислами железа, зеленоватыми и бурыми цеолитовыми минералами и, весьма редко, опалом и карбонатом. В лавах измененными бывают только оливин (замещается зеленоватым идидингситовым минералом) и, весьма редко, гиперстен. Только в двух местах были встречены сильно измененные породы этой толщи. В одном месте они были сильно каолинизированы, очевидно, в результате действия существовавших здесь раньше горячих ключей, в другом — порода имела брекчиевидный габитус, была в сильной степени пропитана окислами железа и содержала много неправильных пор, напоминающих пустоты, которые получаются при выщелачивании. Обнажение последней находится на линии предполагаемого разлома, и, нам кажется, что такой характер изменения породы мог быть обусловлен предварительным разрушением ее и последующим действием на нее холодных вод, бывших, надо думать, обильными в этой предполагаемой раздробленной зоне.

Слоистость пород рассматриваемой толщи, благодаря существованию лавовых пластов, в общем хорошо выражена. Не заметна или не выражена она только в туфо-брекчиях и в некоторых туфах, вследствие чего установить в этой части толщи элементов залегания почти не удалось. Только изредка в некоторых обнажениях туфов и туфо-брекчий наблюдалась косая слоистость. Судя по лавовым пластам, толща залегает почти горизонтально. Наблюдавшиеся в некоторых обнажениях небольшие углы наклона (до 20°) различных азимутов обусловлены, нам кажется, не складчатостью, а позднейшими неодинаковыми вертикальными передвижками масс этих пород или, в отдельных местах, условиями образования их *in situ*.

Обнаженными на поверхности интрузивными породами описываемая толща, повидимому, бедна. В виде даек и цилиндрических, заполненных лавою, каналов — корней многочисленных здесь вулканических тел — они, возможно, существуют и в большем количестве, но тогда эрозия их еще не вскрыла. Кроме того, не исключена возможность, что где-то существуют дайки или вообще какой-то формы выводные пути, доставившие на поверхность материал андезитово-пирокластической толщи, но нами они не были встречены. Из найденных нами интрузивных образований можно отметить только две дайки: одна — пироксенового андезита, секущая в долине Восточной Авачи в с.-с.-з. направлении толщу туфо-брекчии, и другая — оливиново-пироксенового долерита, секущая в таком же направлении тело кварцевого диорита на горе Зубчатой. Мощность первой была около 5 м,



Фиг. 6. Выходы туфо-брекчии по р. Восточной Аваче, вблизи устья рч. Кехкуй

второй $1\frac{1}{2}$ —2 м. Следует отметить еще как интрузивное образование по отношению к вмещающей андезитово-пирокластической толще нектоподобное тело гиперстенового долерита, встреченное на горе Вулканюид, но оно будет описано ниже в главе о вулканических образованиях.

Андезитово-пирокластическая толща, как уже было отмечено выше, несогласно залегает на выровненной поверхности предполагаемой верхнемеловой (палеогеновой?) порфиритовой толще.

Что касается верхней поверхности андезитовой толщи, то она, разрезанная долинами рек, отвечает, быть может, поверхности лавового плато, распространенного в бассейне рр. Гаванки и Рассошины.

Суммарная мощность толщи непосредственно не подсчитывалась. Исходя только из косвенных соображений (характера разреза и общегеологических данных), можно оценивать величину ее около 900—1000 м, причем мощности существенно пирокластической части толщи и существенно лавовой получаются примерно равными. Указанная цифра относится только к полосе,

идущей от верховьев р. Налачевы и сопки Дзензурской в долину верхнего течения р. Средней Авачи. К югу, юго-востоку, востоку и северо-востоку толща, повидимому, выклинивается, а частью, возможно, сменяется иными фациями, в том числе и осадочными.

На юге, на водоразделе рек Коряцкая Гаванка и Елизовская Половинка, на высоте около 200 м над ур. моря встречаются большие глыбы и обломки свежих темных эвпорфировых широксеновых андезитов типа Авачинской сопки, совершенно не похожих на лавы нашей андезитово-пирокластической толщи. Эти породы где-то здесь педалеко находятся в коренном залегании. Ниже их, на высоте около 70—100 м над ур. моря, в долине Коряцкой Гаванки обнажаются уже туфо-брекчии, аналогичные налим, но залегающие здесь (судя по гипсометрическому положению) или на черных филлитовидных граувакковых (алеuritонелитовых) сланцах, обнажающихся по правому берегу р. Авачи между селениями Коряка и Елизово, или на зеленокаменных породах (туфо-песчаниках, туфах автитового порфирита, актинолитовых породах), развитых в долине Елизовской Половинки. Первые, по данным исследований Малкинского хребта, предполо-



Фиг. 7. Истоки рч. Сирочан. В верхней части гор видны слоистые отложения андезитово-пирокластической толщи

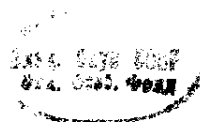
жительно считаются или нижнемезозойскими (Б. В. Наливкин, 1934), или верхнепалеозойскими (Б. И. Пийн, 1937) образованиями, а вторые — зеленокаменные породы, широко развитые отсюда к западу и к юго-востоку, имеют предположительно верхнемезозойский нижнетретичный возраст и, вероятно, соответствуют фациально породам нашей порфиритовой толщи. Те и другие, повидимому, отделены сбросом, идущим сюда от Ганальских Востряков.

На юго-востоке совершенно не известно образований похожих на нашу андезитово-пирокластическую толщу: здесь развиты, как было сказано, зеленокаменные породы (кремнистые и глинистые сланцы, туфо-песчаники, диабазы и их туфы), которые прикрыты большей частью ледниковыми отложениями и выбросами вулканов. Аналогичная же картина наблюдается и в долине р. Налачевы, начиная со среднего течения ее и до устья.

На северо-востоке, в бассейне правых притоков р. Жупановы, как мы указывали, распространена верхняя половина андезитово-пирокластической толщи, которая здесь обнажается на самых низких в районе гипсометрических уровнях (около 120 м над ур. моря). К северу от устья р. Гаванки по левому берегу р. Жупановы развито плато, которое образовано по преимуществу из своеобразных туфовых лав дацитового и андезитового состава, частью эвтакситовых, типа пиперито, залегающих здесь на размытой поверхности миоценовых туфогенных песчаников.¹ Наблюдения в том районе позволили сделать вывод, что названная толща существенно туфовых лав представляет ядро иную и более свежую вулканическую формацию, чем описываемая андезитово-пирокластическая.

¹ А. В. Щербатов. Устное сообщение.

² Тр. Камчатской экспедиции, вып. 2



На западе распространение нашей толщи ограничивают Ганальские Востряки, сложенные из кристаллических сланцев и представляющие, по видимому, молодое, весьма высокое горстово-глыбовое поднятие. По устному сообщению Д. С. Харкевича, пересекавшего в 1936 г. в ряде мест этот хребет, здесь на седловинах им были встречены обломки кайнотипных лав андезитового состава. Этот факт дает основание предполагать, что Ганальские Востряки не были естественной границей распространения описываемой толщи, хотя здесь она проходит где-то недалеко.

Единственно, куда далеко может простираться область развития пород андезитово-пирокластической толщи, — это северо-западное направление. Там, в районе истоков р. Быстрой и западной вершины р. Камчатки и в окрестностях дер. Пушино, по исследованиям К. Богдановича (1904) и более новейшим данным А. В. Щербакова (1937), известно развитие мощной толщи лав, образующих такие же, как и в бассейне рр. Гаванки и Рассошины, высокие лавовые плато. Правда, Богданович относит те лавы к продуктам древней фазы вулканизма Камчатки, тогда как нашу лавовую область он считал более молодой, принадлежащей к новейшей, третьей фазе вулканизма. Однако, как будет видно из дальнейшего, такого предположения Богдановича наши исследования не подтвердили: наши лавовые и пирокластические породы, имеющие в общем состав тех же основных двупироксеновых андезитов, что и в упомянутой местности, также следует причислить к продуктам древней, верхнетретичной вулканической деятельности Камчатки.

Таким образом, имея в виду все сказанное относительно распространения и мощности андезитово-пирокластической толщи, можно сделать предположение, что эта толща, беря ее в ненарушенном разломами состоянии, имеет в пространстве форму очень плоского гигантского щита, вытянутого и наиболее мощного в северо-западном направлении.

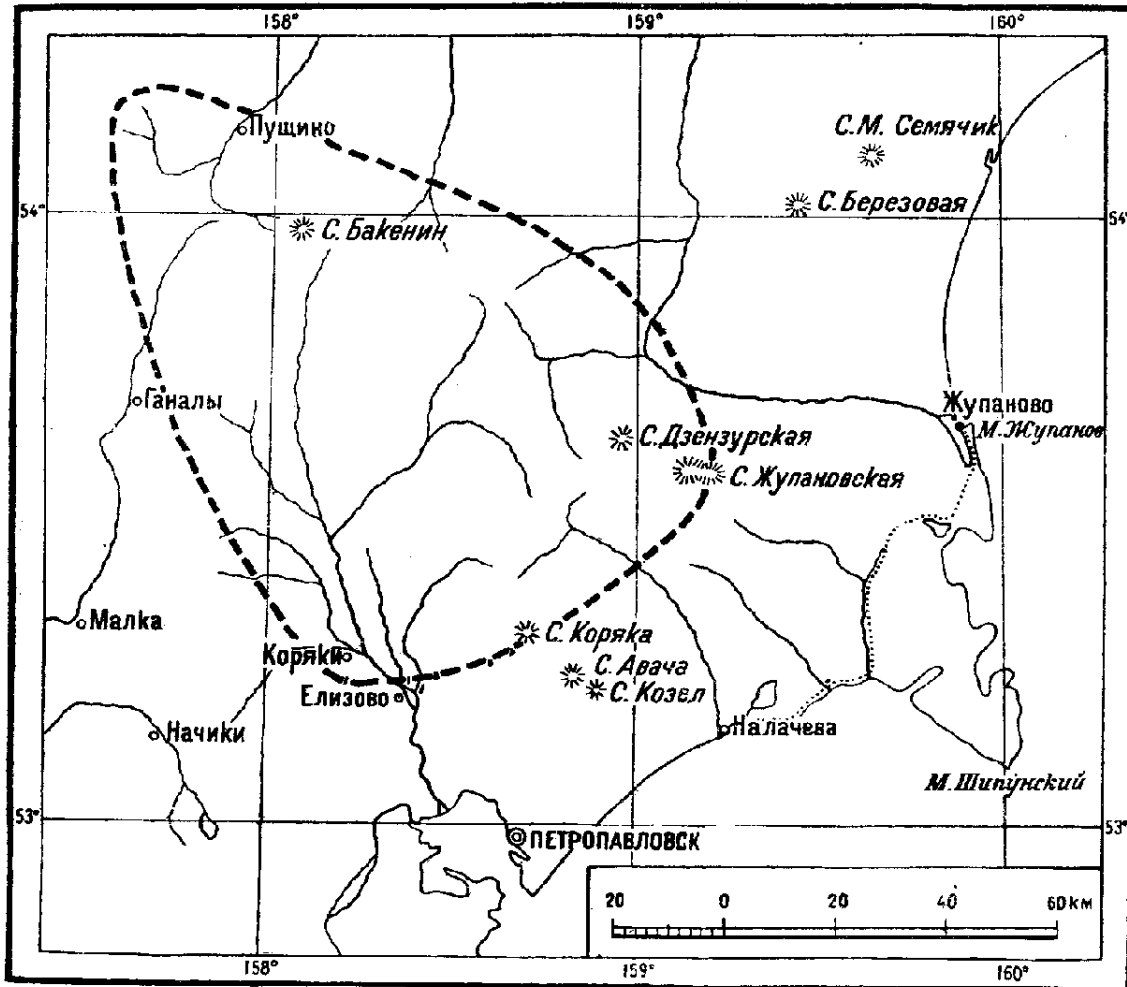
Фауны и флоры в туфах рассматриваемой толщи не было встречено, поэтому прямых данных о возрасте толщи мы не имеем.

Определенных указаний на существование аналогичных толщ в других местах Камчатки нет. Геологи нефтяных экспедиций Л. А. Гречишкин (1935), М. Ф. Двали (1936) и Н. И. Лазаренко (1930) хотя и описывают близкого характера лавово-пирокластические толщи, развитые на восточном побережье Камчатки, но из их описаний, описаний непетрографов, нельзя составить ясного представления, имеем ли мы дело с палеотипными толщами, близкими к нашей порфиритовой, или с кайнотипными, могущими быть сопоставленными с нашей андезитово-пирокластической толщей.

Такого рода толщи известны на полуостровах мысов Кроноцкого, Камчатского и Шипунского. В районе Кроноцкого мыса, по данным Н. И. Лазаренко (1930), развита толща лавовых покровов, чередующихся с туфогеновыми образованиями. Лавы представлены базальтами с шаровой, столбчатой и глыбовой отдельностями; в разрезе толщи они достигают 75% суммарной мощности. Туфогеновые образования представлены туфами, туфо-песчаниками, туфо-конгломератами и туфо-брекчиями. Толща сложена в очень пологие и плавные складки и часто разбита сбросами с.-с.-з. и з.-с.-з. направления. Общая мощность толщи около 1000 м. Возраст ее предполагается миоценовый.

С этой толщей Л. А. Гречишкин (1935) сравнивает лавово-пирокластическую толщу, развитую в окрестностях Жупановского и Шипунского мысов, считая ее аналогом Кроноцкой толщи. Он указывает, что здесь также развиты базальты, между прочим, часто поствулканически измененные, чередующиеся с аггломератовыми и кристаллическими туфами различной крупности зерен. Толща разбита многочисленными сбросами северо-западного направления; в районе р. Вахиль простирание ее меридиональное с падением на запад под углом 10—20°.

Осенью 1933 г. нам пришлось проходить мимо Жупановского мыса как раз по тому же маршруту, каким проходил здесь в 1931 г., тоже поздней осенью, Л. А. Гречишкин. Несомненно, в пути нам пришлось видеть те же обнажения, какие наблюдал и Л. А. Гречишкин. Но впечатление, которое составилось у нас об этой толще, совершенно иное, чем у Л. А. Гречишкина. В виду того, что описания обнажений он не дает, а наш вывод не совпадает с его взглядами, мы позволили себе кратко остановиться на описании некоторых обнажений этой толщи.



Фиг. 8. Форма предполагаемой площади распространения андезитово-пирокластической толщи (черточный пунктир). Точечным пунктиром показан наш маршрут (1933 г.) в районе Шипунского мыса

На Жупановском мысе, в невысоких береговых обрывах к западу от дер. Жупаново обнажается свита зеленокаменных пород, состоящих из микродолеритовых диабазовых порфиритов с хорошо иногда выраженной шаровой отдельностью и туфо-брекчии того же состава, которые переслаиваются с менее мощными пропластками туфогенного песчаника и глинистого сланца. Туфы и диабазовые порфириты часто пропизаны жилками розоватого и белого цеолита и опала. Породы падают на СВ 30—40° под углом около 40°. Восточнее деревни, на собственно Жупановском мысе (на «Копыте», по выражению местных жителей), обнажаются те же породы, причем здесь кое-где в порфиритах заметны налеты и вмазки медной зелени, падение СВ 40—45° под углом 40°. Те же породы, опять преимущественно диабазовые порфириты и их туфы и туфо-брекчии, встречаются и далее на длинной холмистой косе, протянувшейся отсюда к югу и отделяющей Жупа-

новский лиман от океана. В обнажениях у Третьих Ворот (низкий песчаный прорыв в холмах — перемычка между лиманом и океаном; вероятно, одно из бывших устьев р. Жупановы) выходят снова те же темнозеленые породы, но здесь появляются еще офитовые диабазы, туфы базальтового порфирита и секущие жилы светлого порфирита; падение $30-45^\circ$ почти точно на восток. Окрестности Халыгерского озера, повидимому, сложены из тех же пород, так как галечник озера образован исключительно из них. На водоразделе рч. Халыгер и р. Вахиль были встречены глинистые сланцы с меридиональным простиранием, но падением уже на запад под углом около 30° . По р. Вахиль часто встречались порфириты, нередко окварцованные. Немного ниже Ляховской пади, на правом берегу р. Вахиль, были найдены диорит-порфириты, согласно залегающие с вмещающими эффузивными порфиритами и их туфами. В массиве полуострова Шипунского мыса, судя по галечникам речек Сусметовской и Медвежки, впадающих в Вахиль слева, выходят пироксеново-амфиболовые кварцевые диориты и свежие двупироксеновые и оливиново-пироксеновые андезиты. Мыс Раздельный (между устьями рр. Вахиль и Островная) сложен из разложившихся и сильно перемятых диабазов и милопитизированных (?) диабазовых сланцев. На северной стороне Налачевского мыса развиты литоидные туфогенные песчаники и глинистые сланцы, тоже весьма сильно перемятые и раздробленные.

Из приведенного описания наших наблюдений можно видеть, что состав свиты Жупановского мыса не соответствует характеристике, которая дается ей Л. А. Гречишкиным. Из его описания можно составить впечатление, что свита эта похожа на нашу андезитово-пирокластическую, тогда как на самом деле она имеет ясно выраженный палеотипный облик. Свиту Жупановского мыса, нам кажется, можно определенно сравнивать только с аналогичными по составу и габитусу предполагаемыми верхнемезозойскими палеогеновыми толщами, встречающимися в других местах Камчатки, как, например, в окрестностях г. Петропавловска, в хребтах Быстринском и Ганальском и в районе сел. Малка и Начика, т. е. с образованиями, похожими на нашу порфиритовую толщу и с породами группы № 3 и 7 Ю. Богдановича. Поскольку Л. А. Гречишкин работал в Кроноцком р-не и видел, вероятно, породы Кроноцкой свиты, с которой он так определенно сравнивает Жупановскую свиту, то невольно закрадывается сомнение: не представляет ли и Кроноцкая свита подобную Жупановской палеотипную толщу.

Лавово-пирокластическая толща предположительно неогенового возраста, которая могла бы быть сравниваема с нашей андезитово-пирокластической толщей, как выше было указано, известна еще на полуострове Камчатского мыса. По данным М. Ф. Двали (1936), здесь, в районе так называемых Столбовских хребтов, распространены мощные, преимущественно туфогеновые, образования, состоящие из темнозеленых и буро-черных туфо-конгломератов, туфо-брекчий и туфов андезитового и базальтового состава и, реже, пелитовых и кремнистых сланцев. Среди этих отложений существенное место занимают также порфиритовые породы, залегание которых, однако, не всегда ясно устанавливается. Указывается, что последние частью образуют пластовые внедрения (диабазы и базальты), частью — секущие жилы (пироксеновые андезиты, порфириты и диабазы) и иногда — «интрузивные конусы» (роговообманковые андезиты). Эффузивные порфиритовые породы в описании не отмечаются. Изредка встречаются интрузивные породы: пироксеновый кварцевый сиснит и амфиболовый монцонит. Указанные образования собраны в пологие складки преимущественно широтного, реже с.-з. и с.-с.-в. направления; углы падения $5-15^\circ$, реже до 70° . Следы раздробленности и рассланцевания пород редки. Описываемая свита сравнивается с Кроноцкой, и ей приписывается тоже миоценовый возраст. По

М. Ф. Двали, аналогичного рода толща развита и западнее полуострова Камчатского мыса — в долине р. Еловки.

Таким образом, из приведенной характеристики можно заключить, что и эта толща в основном имеет палеотипный облик и может быть сопоставлена со свитой Жупановского (в нашем смысле) и, вероятно, Кропцкокого мыса, но отнюдь не с нашей андезитово-пирокластической.

Таким образом, поставленная нами задача — установление возможных возрастных границ андезитово-пирокластической толщи — путем сравнения с похожими толщами из других мест Камчатки не может быть разрешена, ибо указанные толщи, между прочим, все, как и наппа, фаунистически немые, недостаточно подробно исследованы и неясно описаны. Большая часть их является, вероятнее всего, более древними образованиями, чем андезитово-пирокластическая толща:

Что андезитово-пирокластическая толща образовалась не в четвертичное время, за это, по нашему мнению, говорят следующие обстоятельства: 1) толща местами подверглась уже сильному размыву, особенно в тех участках, которые оказались заметно поднятыми вследствие позднейших вертикальных передвижек; 2) хорошая разработанность долин в породах толщи; 3) наличие признаков ледниковой обработки отдельных горных массивов, сложенных из рассматриваемых пород; 4) изливание в долины лавовых потоков из погасших уже теперь и заметно разрушившихся вулканов (Бакенин и долина Средней Авачи); 5) широкое проявление в породах этой толщи сбросовых дислокаций.

Свежесть же пород андезитово-пирокластической толщи не позволяет отодвинуть эпоху образования их далеко вглубь третичного времени. Равным же образом нельзя этого сделать по той причине, что известные на Камчатке палеогеновые отложения (небольшая полоса на западном побережье полуострова, описанная В. Ф. Дьяковым) собраны в ряд крутых складок, частью даже опрокинутых, тогда как в нашей толще пликвативные дислокации проявились в слабой степени или, быть может, даже вовсе отсутствовали. Таким образом, не задаваясь целью установить точнее границы возраста толщи, мы должны допустить, что она представляет в общем неогеновое образование.

К. И. Богданович, как мы указали в обзоре литературы, предполагал, что вся описываемая местность представляет геологически моногенный кальдера-вулкан в смысле Штюбеля, т. е. весьма плоскую колоссального протяжения щитовидную гору с гигантской кольцевой или овальной депрессией посередине, так называемой кальдерой обрушения. Если бы это было действительно так, то поперечник основания вулкана должен был бы быть не менее 80—90 км, а диаметр кальдеры — порядка 30—40 км или даже больше (см. фиг. 8). По краям этой сильно уже расчлененной эрозией кальдеры, Богданович полагает, группируются вулканы Бакенин, Жупанов, Коряка, Авача и Козел.

Выше мы приводили ряд фактов, говорящих против такого строения района. Здесь мы их только еще раз отметим. В центре района, как раз в той области, где должна была бы быть кальдера обрушения, т. е. там, где колоссальная масса хаотически нагроможденной лавы должна была бы уходить вглубь громадного выводного канала вулкана, мы, наоборот, наблюдаем поднятые массы более древних пород, принадлежащих к иной геологической формации. Кроме того, вместо хаотического нагромождения лавы или массивной лавовой брекчии (согласно Штюбелю, при образовании кальдеры поверхностная застывшая кора должна была бы обрушиться в жидкую лавовую массу) мы видим здесь спокойное напластование лавовых пород и чередующихся с ними туфов и туфо-брекчий. Наконец, в расположении вулканов Бакенина, Жупанова, Коряки, Авачи и Козла не заметно кольцевой группировки, которая должна была бы отвечать кон-

туру предполагаемой кальдеры; эти вулканы образуют, наоборот, ясно выраженные линейные группы.

В составе андезитово-пирокластической толщи основную роль играют два компонента: прослойки лав и залежи туфо-брекчии. Механизм образования первых, имея в виду их состав, структуру и особенности залегания, в известной мере ясен: они, повидимому, представляют продукты вулканических излияний (о типе извержений мы скажем ниже); что же касается вторых, то объяснить генезис их более трудно. Трудность эта вызывается, как будет ниже показано, тем, что подобного рода образования могут получаться различными путями и в различных условиях, хотя и связанных вообще с вулканической деятельностью.

Серии пород, похожие на нашу андезитово-пирокластическую толщу, имеются, вероятно, во многих вулканических странах. В большинстве из них, однако, эти образования, повидимому, мало изучены. Нам известны только две области, наиболее подробно исследованные в интересующем нас направлении, — это Исландия и Северная Калифорния, и на них мы здесь, с целью сравнения, кратко остановимся.

В Исландии (Th. Thoroddsen, 1906) весьма широким распространением пользуется так называемая палагонитовая формация, состоящая из обломочного вулканического материала и перемежающихся с ним небольшого количества пластовых залежей лавовых пород. Площадь распространения ее около 50—60 тыс. км², т. е. примерно в 7 раз больше предполагаемой площади распространения нашей толщи; средняя суммарная мощность ее около 800 м. Эта формация залегает на разломанной и опущенной толще миоценовых базальтов, а перекрывается она покровами молодых долеритовых лав, отложениями ледникового детритуса и ледниками, и на ней расположены современные вулканы. Время образования ее относят к плиоцену и к четвертичному периоду. Обломочный вулканический материал формации представлен туфо-брекчиями, туфами и туфо-конгломератами. Последние состоят из угловатых или слабо окатанных, в верхах толщи нередко с ледниковыми шрамами, обломков, а также хорошо окатанной гальки базальтов и долеритов и того же состава шлаков и вулканических бомб; материал риолитовых лав весьма редок. В туфовых частичках встречаются еще кристаллы оливина и анортита и осколки свежего и разложенного базальтового стекла. Общая окраска — бурая разных оттенков, отдельные же обломки шлаков и бомб имеют иногда красную окраску. В брекчиях обломки нередко достигают объема более 1 м³. Наблюдается слоистость, но столь же часто она отсутствует. Перемежающиеся с обломочным материалом изверженные породы имеют как интрузивное, так и эффузивное происхождение; те и другие являются базальтами и очень редко риолитами. Кроме этих пластовых залежей, часто встречаются разветвляющиеся жилы пористого и плотного базальта. В породах формации много новообразований, из которых преобладают цеолиты и, в подчиненном количестве, палагонит.

В тектоническом отношении палагонитовая формация также весьма напоминает нашу андезитово-пирокластическую толщу. Формация этих брекчий и лав тоже разбита многочисленными сбросами, которые выступают на поверхность в виде горстов и грабенов и на побережьях острова обуславливают изрезанность ее фиордами. К сбросовым линиям приурочены и все вулканические явления страны.

Образование исландской палагонитовой формации обязано, по Торродсену, совместному действию вулканов и глетчеров. Основанием для этого заключения служат наблюдения над современными ледниками и вулканами. Покрываемые глетчерами, многие вулканы Исландии при своих извержениях расплавляют громадные массы льда и вызывают образование мощных и далеко растекающихся грязевых потоков (Торродсен называет их Gletscherläufe, Gletscherstürze, или по-исландски — jökulhlaup), несущих мате-

риал вулканических выбросов и морен. Одним из обстоятельств, указывающих на широкое развитие таких грязевых потоков, может служить характер южного побережья Исландии, представляющего, в отличие от других сильно изрезанных фьордами побережий острова, ровную низменность, которая образована грязевыми потоками, заполнившими некогда древние фьорды и создавшими здесь на месте моря сушу (Th. Thoroddsen, 1906). Палагонитовая формация во многом напоминает отложения таких грязевых потоков, и Торродсен поэтому справедливо считает, что она произошла за счет грязевых потоков, или имеет, как он называет, в у л к а н о ф л ю в и о г л я ц и а л ь н о е происхождение.

Кроме Исландии, хорошо изученную толщу, достаточно близкую к нашей андезитово-пирокластической, мы находим в северной Калифорнии (С. Anderson, 1933). Здесь, в долине верхнего течения р. Сакраменто, на левой стороне ее, у подножия Каскадного хребта, в соседстве с районом вулканов группы Лассен-Пик, развита толща пород, носящая название Tuscan formation; она состоит в преобладающей массе из туфо-брекчии и, в подчиненном количестве, из вулканических конгломератов, вулканических песков, грубых и тонких туфов и туфогенных глин. На противоположной, правой, стороне долины этой толще фациально отвечает Tehama formation — серия нормально осадочных пород, состоящих из тонких алевроитовых песков, глин и пропластков и линз гравия; из последних туфогеновыми являются только глины. Та и другая формации залегают на верхнемеловых песчаниках и глинистых сланцах, будучи только местами отделены от последних невулканическим гравием предположительно третичного возраста. Перекрывается же Tuscan formation базальтовым потоком, лежащим на ней несогласно, и, местами, с таким же угловым несогласием, более молодыми, чем базальт, отложениями древнего аллювия р. Сакраменто — формацией Red Bluff. Площадь распространения Tuscan formation около 1300 кв. миль (3370 км²); мощность ее примерно 1000 футов (305 м). По возрасту она относится к верхнему плиоцену.

Туфо-брекчии Tuscan formation на большей части площади образованы из угловатых обломков, преимущественно пироксеновых, нередко с оливинном базальтов и, реже, двупироксеновых андезитов; в отдельных же районах, наоборот, обломки туфо-брекчии образованы почти исключительно из андезитов и дацитов, содержащих роговую обманку, пироксен и биотит. Такого же состава вулканические конгломераты (обломки хорошо окатаны), туфы и вулканические пески; в последних много обломков кристаллов. Размеры обломков в туфо-брекчиях обычно около $\frac{1}{3}$ фута (6 см), но кое-где в поперечнике они доходят даже до 6.5 м. Разложимость всех этих пород незначительная. Новообразования представлены опалом, халцедоном и анкеритом в пустотках, серпентинитом, боулингитом и идингситом по оливину и хлоритом и монтмориллонитом по стеклу.

Слоистость пород формации выражена достаточно хорошо; менее отчетлива она только в туфо-брекчиях. Вся формация в общем имеет пологое моноклиналное падение в сторону оси долины под углом 2—3°, изредка 10—20°. В отдельных участках площади породы формации собраны в очень пологие антиклинальные и синклиналльные складки. Часто наблюдаются вертикальные поднятия, но незначительных амплитуд.

В распределении материала рассматриваемой формации устанавливается такая закономерность: туфо-брекчии распространены преимущественно вдоль подножия Каскадного хребта, отсюда к западу, к стержню долины, получают преобладание вулканические конгломераты, а еще дальше к западу — вулканические пески и туфы, и, наконец, по другую сторону реки распространена уже исключительно невулканическая Tehama formation. Сразу же к востоку от области развития Tuscan formation располагается большой вулканический район, образованный из базальтовых и андезитово-

вых покровов, на поверхности которых возвышается ряд недавно погасших вулканов во главе с активным еще вулканом Лассен-Пик. Эти два обстоятельства, по мнению С. Anderson, ясно доказывают происхождение пирокластического материала Tuscan formation из упомянутого вулканического района. Сравнение различных лав этого района с лавами брекчии Tuscan formation показало, что последние наиболее похожи на лавы древних базальтовых излияний. Что касается способа отложения брекчии Tuscan formation, то С. Anderson, после тщательного рассмотрения всех возможных способов образования подобного рода пород, предполагает, что они представляют отложения грязевых потоков, возникавших благодаря таянию в силу вулканических и невулканических явлений глетчеров, которые, судя по палеоботаническим данным, существовали, повидимому, в верхнем плиоцене.

Из приведенного обзора двух туфо-брекчиевых формаций, весьма похожих на наши туфо-брекчиевые отложения, видно, что такие отложения могли вероятнее всего образоваться в результате деятельности грязевых потоков, возникавших благодаря таянию или внезапному расплавлению масс льда и снега. Возможно, такое же происхождение имеют и наши туфо-брекчии, но для доказательства этого необходимо, на фоне особенностей нашей толщи, кратко проанализировать все возможные существовать способы образования подобных пород.

Anderson (1933) дает следующий, несколько видоизмененный и дополненный им перечень возможных, по А. Lascoix (1906), способов образования туфо-брекчий:

- I. Туфо-брекчии, образованные без переноса их водой:
 1. Разламыванием лавы при куполообразных выпираниях.
 2. При интрузии во влажные осадки.
 3. Трением выступающей под давлением твердой лавы.
 4. Разламыванием во время перемещения лавового потока.
 5. При извержениях
 - а) типа Вулкано,
 - б) типа Пеле,
 - в) типа Бандай-сан.
 6. Сухими лавинами.
- II. Туфо-брекчии, образованные путем переноса их водой:
 1. При извержениях
 - а) через кратерные озера,
 - б) через покровы снега и льда,
 - в) завершившихся сильными дождями,
 - д) сопровождавшихся сильными дождями.
 2. Без участия вулканических извержений
 - а) разрушением перемычек кратерных озер,
 - б) падением сильных дождей на рыхлые выбросы,
 - в) быстрым таянием снега и льда.

Брекчии, которые образуются в результате разламывания вязких лав, выступающих на поверхность при куполообразных экструзиях, так называемые *brechies d'écroulement*, в виду незначительного распространения их, отсутствия слоистости и паличия иногда больших количеств гомогенных включений (Howel Williams, 1932) не могут быть сопоставлены с нашими туфо-брекчиями. Равным же образом нет никаких геологических оснований допускать происхождение палич туфо-брекчий в результате внедрений магмы в насыщенные влагой породы (образование массивных *répérîtes*). На том же основании невероятным является способ образования их, как брекчий трения, похожих на те, которые получились при выпирании твер-

дой лавовой иглы Мон-Пеле. И совсем невозможно представить наши брекчии прощедшими из разломанных при перемещениях лавовых потоков (из глыбовых лав).

В известной мере более похожими на наши туфо-брекчии образованиями являются те, которые получаются при вулканических извержениях типов Вулкано, Пеле и Бандай-сан. Извержения типа Вулкано, как известно, характеризуются чрезвычайно вязкими лавами и сильной вследствие этого эксплозионной деятельностью. При извержениях поэтому выбрасывается только затвердевший лавовый материал. Последний состоит не только из свежих лав (твердых эксплозионных обломков и вулканических бомб типа «хлебной корки»), но и из древних пород, — особенность, которая, наряду с другими, отличает, согласно Lacroix, этот тип эксплозии от пелейских. Другое отличие от эксплозионной деятельности типа Пеле состоит в том, что облако, нагруженное здесь тоже обильным обломочным материалом (глыбы, угловатые обломки и пепел), имеет тенденцию подниматься вверх. Часть твердого материала падает при этом обратно в кратер, но большая часть его оседает на склонах и у подножия вулкана, образуя здесь постепенно накапливающиеся рыхлые пирокластические отложения. Последние характеризуются известной сортировкой и слоистостью; первая обусловлена выпадением различных по величине обломков на различных расстояниях от кратера (боковая сортировка), вторая — интервалами времени, отделяющими друг от друга отдельные извержения (слоистость и вертикальная сортировка). Мощности отдельных накоплений этого материала и протяженность их небольшие; кроме того, они быстро выклиниваются по мере удаления от кратера. В отдельных залежах наших туфо-брекчий не замечалось ни явного выклинивания, ни боковой, ни вертикальной сортировки, что вместе с большим горизонтальным и вертикальным протяжением всей толщи не позволяет объяснить происхождение их в результате извержений типа Вулкано.

Извержения пелейского типа доставляют также весьма вязкие лавы, но здесь, в отличие от вулканических извержений, в результате эксплозионной деятельности образуются своеобразные раскаленные облака (*nuées ardentes*), представляющие род эмульсии из раскаленных добела газов и твердых частиц. Эти облака настолько тяжело нагружены твердыми частицами (по размерам от громадных глыб до тончайшей пыли), что не поднимаются вверх, а катятся лавиной вниз по склонам вулкана, осаждая по мере продвижения твердый материал и теряя постепенно температуру. После прохождения *nuées ardentes* на склонах вулкана и внизу на ровных местах остаются мощные отложения рыхлого материала, представляющие хаотическую смесь громадных глыб, разной величины обломков и пепла. На Мон-Пеле глыбы в несколько десятков кубических метров, отложенные таким способом, встречались на расстоянии около 6 км от кратера, тогда как при вертикальных выбросах глыбы много меньшего размера не были отнесены дальше 2 км от кратера. Но не всегда *nuées ardentes* доставляют крупнообломочный материал: так, например, на острове St. Vincent, по наблюдениям Anderson и Flett, отложения *nuée ardente* состояли на 90% из частиц размера вулканического песка и только около 3% было обломков размером порядка 2 дюймов (5 см). Из подобного же мелкого материала образована туфовая залежь долины Десяти Тысяч Дымов на Аляске, которая, по Fenner, представляет тоже отложение типа *nuée ardente*. Мелкие размеры обломков в отложениях подобного рода, кроме особенностей, присущих самой эксплозии, часто обусловлены еще тем, что перемещению крупного материала вдаль от кратера нередко мешает рельеф местности.

Лавовый материал, доставляемый *nuée ardente*, должен быть, согласно Fenner, свежим, образованным одновременно с эксплозией, ибо причиной, возбуждающей движение *nuée ardente* и придающей ей большую подвиж-

ность, являются газы и пары воды, выделяющиеся из свежих обломков лавы. Обломки в таком случае бывают окружены пленкой газов и паров, и вследствие этого сильно уменьшается трение между обломками, и вся масса каменного материала может двигаться с такою же легкостью, как вода, и даже быстрее ее. Присутствие богатых газом лав в такого рода отложениях указывается обломками стекловатой пемзы.

В наших туфо-брекчиях не было встречено ни пемзы, ни вулканических бомб; состав самих лав как в обломках, так и в прослоях указывает скорее на большую жидкость их в момент образования, чем на вязкость, и, наконец, снова повторяем, толща имеет исключительно большое горизонтальное распространение. Все это, по нашему мнению, делает невозможным предположение о происхождении рассматриваемых брекчий в результате деятельности *puée ardente*.

Извержения вулкана Бандай-сан в 1888 г., а также вулкана Азума-сан в 1893 г. сделали известным еще один способ образования вулканических брекчий. Извержение вулкана Бандай-сан было вызвано мгновенным расширением паров воды, вследствие чего произошел колоссальной силы взрыв, спесий в течение 2 час. вершину горы и большую часть ее склона. В результате извержения было выброшено около 1.21 км³ твердого каменного материала, который в окрестностях вулкана покрыл площадь около 70 км²; при этом часть сухих лавин пронеслась на расстояние до 9 км от кратера. Характерно для этого извержения, что среди выброшенного материала совершенно не было свежей лавы.

Последнее обстоятельство несколько сближает отложения пирокластического материала типа Бандай-сан с нашими туфо-брекчиями, но, принимая во внимание редкость этого типа вулканической деятельности (кроме Бандай-сан и Азума-сан, ни в одном из других вулканов такая деятельность не наблюдалась; имеются только предположения, что она существовала в некоторых явайских и японских вулканах) и небольшие расстояния от кратера, на которые распространились связанные с извержением лавины пирокластического материала, — нет, кажется, основания привлекать подобного рода деятельность для объяснения происхождения наших, весьма широко территориально распространенных туфо-брекчий.

Еще более локальный характер имеют отложения, создаваемые горячими сухими лавинами, похожими на те, которые наблюдались Perret (1924) на Везувии во время большого извержения в 1906 г. Здесь, согласно Perret, в верхних частях конуса происходили накопления горячего материала выбросов и продуктов разрушения конуса, которые, будучи в неустойчивом равновесии (благодаря высокой температуре и расширению газа, содержащегося в массе рыхлого материала), приходили время от времени в движение, создавая лавины, а в результате их — залежи пирокластического материала у подножия конуса. Масштаб явления здесь еще более значительнее, чем в случае образования пирокластических залежей извержениями типа Бандай-сан.

Из рассмотренных возможных способов образования туфо-брекчий за счет материала вулканических выбросов, накопившихся или на месте своего падения, или перемещенных сухими лавинами, вытекает, что таким залежам туфо-брекчий (имея в виду большие пространства, соразмерные площади распространения нашей андезитово-пирокластической толщи) присуща боковая сортировка — быстрое уменьшение размеров обломочного материала по мере удаления от источника выбросов и одновременно с этим заметное уменьшение мощности. В случае, если бы в районе было много центров эксплозии, то отложения пирокластического материала обнаруживали бы пеструю перемежаемость слоев туфа и брекчий, причем размеры обломков брекчий варьировали бы весьма сильно. Для нашей туфо-брекчиевой толщи замечается, наоборот, весьма большое однообразие ее на

больших пространствах. Мощные залежи туфо-брекчии, характеризующиеся средними размерами обломков около 10—15 см, протягиваются без заметного изменения размеров обломочного материала на расстояние до 50 и более километров (например, на всем протяжении долины р. Средней Авачи). Ниже мы увидим, что подобного рода однообразные туфо-брекчиевые залежи характерны скорее всего для затвердевших грязевых потоков.

Класс II вышеприведенного перечня (стр. 24) указывает возможные способы образования грязевых потоков, дающих после затвердевания туфо-брекчии.

Ряд примеров современного образования грязевых потоков, благодаря извержениям сквозь кратерные озера, дают некоторые явайские вулканы.

Наиболее типичными в этом случае являются извержения вулканов Клу́т и Галу́нггунг. Первый, согласно описаниям Escher, Brouwer и Scrievog (по С. Anderson, 1933), образовал такого рода грязевой поток в 1919 г. в результате мощной эксплозионной деятельности в кратере, наполненном за 18-летний период покоя дождевой водой. Отсюда вырвался горячий грязевой поток, состоявший из пепла, пемзы, бомб и лавилли, который в отдельных пунктах распространился на расстояние до 38.25 км, имея ширину в 20.25 км. На площади в 131 км² отложения этого грязевого потока имели мощность более 50 м у начала и от 1.5 до 2.5 м у удаленного конца его. Вулкан Галу́нггунг в 1822 г. в результате такой же эксплозионной деятельности излил еще более обширный грязевой покров, который удалился уже на 40 миль (64 км) от кратера.

Как мы указывали выше, примеры образования в результате извержений через покровы льда и снега, мощных и весьма протяженных грязевых потоков имеются, согласно Thoroddsen, в Исландии. Кроме этой страны, особо показательной своими вулканическими и ледниковыми явлениями, многие примеры подобного рода грязевых потоков дают еще и вулканы других стран. Так, вулкан Токачидаке в Японии (по С. Anderson, 1933) в результате недавнего извержения расплавил большой снежник, расположенный на его склоне, и образовал мощные грязевые потоки, один из которых через 25 минут после извержения удалился на 24 км от кратера. Колоссального протяжения грязевой поток был образован в 1877 г. вулканом Котопахи (Kotopaxi) в Эквадоре в результате расплавления большого глетчера на своей вершине. Этот поток, согласно Whympre (по С. Anderson, 1933), пронесся на расстояние 150 миль (240 км) от кратера. В силу таких же явлений были образованы грязевые потоки на горе Арарат в 1840 г., на вулкане Лассен-Пик в Калифорнии в 1915 г. и на многих других вулканах.

Посредственных наблюдений над образованием грязевых потоков, возникших благодаря падению сильных дождей на одновременно выбрасываемый вулканами рыхлый материал, не было. Имеются только указания Sapper и Termog (по С. Anderson, 1933), что, вероятно, такого рода грязевой поток был образован при извержении вулкана Сапта-Мария в Гватемале в 1929 г. Отложение потока здесь имеет длину около 10 км, а ширину от 100 м до 1½ км. Предполагается, что аналогичное же происхождение имел грязевой поток Везувия, затопивший в 1122 г. местечко Сен-Себастьяно.

Повидимому, более редкими и короткими по протяжению являются холодные грязевые потоки, образованные вследствие разрушения невулканическим путем перемычек кратерных озер. Очевидцами такие потоки не наблюдались. Имеются только предположения Escher, что подобного рода потоки были образованы на вулкане Клу́т в 1875 г. и в доисторическое время — на вулкане Галу́нггунг.

Отсутствуют также прямые наблюдения над характером холодных грязевых потоков, возникших благодаря падению сильных дождей на отло-

жения рыхлых выбросов. О возможности существования таких грязевых потоков в нашем районе мы скажем ниже.

Почти совершенно отсутствуют также наблюдения над вулканическими грязевыми потоками, образующимися вследствие быстрого сезонного таяния глетчеров и больших масс снега. С. Anderson полагает, однако, что при благоприятных условиях таким путем могут быть образованы грязевые потоки, весьма похожие на описанные выше. В качестве примера он приводит свои наблюдения над характером деятельности речки Mud Creek, берущей начало в одном из глетчеров вулкана Шаста в Калифорнии. Каждое лето, в период сильного таяния ледников, уровень этой речки сильно повышается, и вода несет большое количество лавового обломочного материала и грязи; в нижнем течении речка превращается уже в грязевой поток. Anderson полагает, что таким способом могли быть образованы слабо сцементированные пирокластические отложения с прослоями лавовых потоков, наблюдающиеся в бортах и в окрестностях упомянутой речки. Аналогичное же происхождение, как мы видели, он приписывает изученной им Tuscan formation.

Из приведенного обзора различных способов образования грязевых потоков видно, что большинство из них всегда обладает значительным протяжением и, вследствие особого физического состояния их, большей однородностью, чем у позднее сцементированных рыхлых пирокластических выбросов, для которых характерна отчетливо выдерживающаяся боковая сортировка. Конечно, известная боковая сортировка материала имеется, по видимому, и у отложений грязевых потоков, но она наиболее заметно проявляется только на небольших участках, являющихся склоном вулкана и ближайшим подножием его. На равнинных местах грязевой поток несет неотсортированный, но в общей массе потока равномерно распределенный материал.

Последнее, наряду с другими особенностями, хорошо выявляется из наблюдений над невулканическими грязевыми потоками, образующимися в некоторых полуаридных районах. Blackwelder (по С. Anderson, 1933) отмечает, что подобного рода грязевые потоки весьма легко перемещают большие глыбы, причем последние не только не оседают, но даже плавают на поверхности потока. Объясняется это им, с одной стороны, высоким удельным весом транспортирующей жидкости и, с другой стороны, наличием большого количества глинистых (в нашем случае туфовых) частиц, которые сильно уменьшают сцепление между отдельными частицами. Таким образом, в отличие от водных потоков, отложения грязевых потоков будут характеризоваться отсутствием и вертикальной сортировки и слоистости. Существует еще взгляд, хотя он некоторыми опровергается, что масса грязевого потока как бы скользит на поверхности, не испытывая того характерного перемешивания, которое обычно для быстрых потоков воды.

Если теперь сопоставить наши туфо-брекчии с отложениями грязевых потоков, то мы видим большое их сходство. Так же как и отложения грязевых потоков, наши туфо-брекчии обладают большой протяженностью и заметно сохраняют при этом однородность неотсортированного материала. В известной мере на происхождение их как грязевых потоков указывает еще их почти горизонтальное залегание, т. е. распространение их по равнинной (вероятно, бывшей слегка наклонной) местности. На перемещение всей массы этих отложений водой указывает еще наличие среди брекчии туфовых прослоев с заметной кое-где косою слоистостью.

Способов образования грязевых потоков, как мы видели, существует довольно много. Возникает вопрос: преимущественно каким способом могли быть образованы наши туфо-брекчии? Дать определенный ответ на поставленный вопрос трудно, так как наши наблюдения для этого, безусловно, недостаточны. Чтобы наметить хотя бы в общих чертах возможное решение

упомянутого вопроса, можно привести только некоторые замечания и предположения.

Из вышеприведенного обзора можно было видеть, что грязевые потоки образуются в случае появления значительных количеств воды. В больших количествах она может появиться или в виде сильных проливных дождей, особенно сезонных, тропических, либо эпизодических, сопровождающих иногда извержения, или вследствие быстрого таяния глетчеров и снежников, опять в силу либо сезонных, либо вулканических явлений. Возможность существования той или другой причины обуславливается климатическими особенностями эпохи существования таких грязевых потоков.

Мы предполагаем, что напы туфо-брекчии отложились в пегене. Так как фауны или флоры в этих отложениях не было встречено, то мы не имеем материала, из которого можно было бы сделать заключение о климате того времени. Из сводных геологических обзоров, известно, однако, что в верхнетретичное время на северо-востоке Азии и северном тихоокеанском побережье Америки, судя по фауне и флоре, существовал климат умеренно-холодного пояса (А. П. Криптофович, 1932), причем некоторые исследователи полагают возможным существование здесь в это время даже оледенения (Аляска) (W. Köppen и A. Wegener, 1924). Таким образом, нет основания полагать, что причиной образования грязевых потоков в нашем районе были проливные тропические дожди. Более вероятно, что существовали отдельные ледники, вследствие таяния которых грязевые потоки получали необходимое количество воды. Играли ли при этом основную роль вулканические извержения, как в Исландии, или таяние происходило в силу сезонных условий, как это допускает С. Anderson для грязевых потоков Tuscan formation, — сказать невозможно.

Накопец, последний вопрос, на котором необходимо здесь остановиться, — это форма извержения лавовой части андезитово-пирокластической толщи. В общей характеристике потоков этих лав мы уже отмечали их небольшую мощность, компактность, слабое развитие, подчас даже отсутствие, пористой текстуры и большую протяженность. Перечисленные особенности, нам кажется, указывают, что рассматриваемые лавы были достаточно жидкими в момент излияния, и притом такими, что приближались в этом отношении к базальтам. Для толщи в целом мы указывали еще такие особенности: 1) толщина залегает на выровненной (послеуплывшей) поверхности древних пород, 2) верхняя поверхность ее в тех местах, где она не испытала больших вертикальных поднятий, имеет характер плато, 3) площадь распространения толщи предположительно имеет форму пологого щита, вытянутого в северо-западном направлении, и 4) возможно существование в толще разломов, которые намечаются по расположению южных вулканических тел и термальных ключей. Связывая все это вместе, мы приходим к предположению, что возможной формой вулканической деятельности, в результате которой образовалась андезитово-пирокластическая толща, вероятнее всего могли быть трещинные извержения, причем трещины, судя по вытянутости площади, были, возможно, северо-западными.

Не совсем обычными для трещинных извержений являются две особенности нашей толщи, — это обилие пирокластического материала и андезитовый, в общем, состав лавовых потоков. Однако, если мы обратимся к примерам, известным в вулканологии, то увидим, что эти обстоятельства в некоторых случаях могут все же характеризовать трещинные извержения. Одним из таких примеров может служить известное трещинное извержение вулкана Таравера (F. v. Wolff, 1914) в Новой Зеландии в 1886 г., которое по форме деятельности было чисто эксплозивным, а по составу свежей лавы — андезитовым. При извержении выбрасывался преимущественно старый лавовый материал (было выброшено около 6—7 км³). Лавы же здесь не изливались; ее появление выразилось только в образовании ряда кону-

сов сваренных шлаков (Schweisschlacken). Вликий же пример, возможно, представляет трещинное извержение вулкана Узу-сан в Хоккайдо в Японии, в результате которого из трещины были выжаты в твердом состоянии два купола гиперстеновых андезитов (F. v. Wolff, 1914, стр. 423). Несомненно, эти извержения представляют только редкие, крайние случаи трещинных извержений, когда магма была чрезвычайно вязка. Естественно предполагать, что между ними и типичными базальтовыми трещинными излияниями могут быть промежуточные формы извержений, когда магма была не настолько жидка, как в случае базальтовых трещинных излияний, и не настолько вязка, как в случае эксплозивных трещинных извержений типа Тараверы. Наши предполагаемые трещинные извержения, возможно, представляют именно такую промежуточную форму.

Относительно пирокластического материала необходимо заметить, что он, повидимому, не столь редок и при обычных трещинных извержениях. Известно, например, что при извержении трещины Лаки в Исландии в 1783 г., на ряду с 12.32 км³ излившейся лавы, было выброшено около 3 км³ рыхлых продуктов (F. v. Wolff, 1914, стр. 417). В более древних вулканических формациях, образовавшихся в результате трещинных извержений, мы нередко встречаем также значительной мощности пирокластические отложения [формация сибирских траппов (В. Соболев, 1936), доломитовая и палагонитовая формация Исландии (Thoroddsen, 1906), формация плато-базальтов Колумбии в США (F. v. Wolff, 1914) и др.]. Любопытно, что в большинстве этих формаций, так же как и в нашей андезитово-пирокластической толще, отложения кластического материала приурочены к их низам.

К сожалению, маршрутные условия нашей работы и плохая обнаженность местности не дали возможности выявить много других мелких, но весьма существенных особенностей геологического строения рассматриваемой толщи. Так, очень возможно, что мы могли не заметить здесь многих жил, не уловили всех особенностей залегания покровов лав и туфо-брекчий, не нашли остатков, могущих здесь быть в прошлом, центральных вулканов и т. п. Все это накладывает известный оттенок случайности на наши наблюдения и делает наши предположения недостаточно обоснованными. На сегодняшний день, однако, впредь до более подробных исследований, мы принуждены ограничиться этими, хотя бы и предварительными, выводами, которые, нам кажется, во всяком случае, все же ближе к действительности, чем воззрения К. Богдановича.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Многочисленные вулканические тела четвертичного возраста, располагающиеся в описываемом районе на поверхности андезитово-пирокластической толщи или, реже, на более древних породах, могут быть классифицированы следующим образом:

- Многоактные вулканы
 - Страто-вулканы
- Эмбриональные вулканы
 - Вулканические купола
 - Цепки
 - Шлаковые конуса

Указанный порядок более или менее отвечает также возрастной последовательности их: наиболее древними, повидимому, являются страто-вулканы, а самыми молодыми, безусловно, шлаковые конуса.

Прежде чем перейти к описанию названных вулканических тел, мы считаем необходимым остановиться на некоторых терминах, относящихся к вулканическим явлениям и продуктам их. Такими в некоторой степени

озадачивающими и, нам кажется, требующими уточнения терминами являются «эффузия» и «экструзия».

Как известно, эти термины принято считать синонимами (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1932; A. Cissarz и W. R. Jones, 1931; C. W. Schmidt, 1928; H. Williams, 1932 и др.) и употребляются они для обозначения вулканических пород и процесса появления их на поверхности земли. Тот или иной термин применяется или в зависимости от выбора исследователя (СССР), или по установившейся традиции (термин «экструзия» в английской литературе). Мы предлагаем эти два термина разграничить.

Необходимость этого вызывается существованием особого класса вулканических тел, которые нельзя назвать эффузивными. Такими являются разнообразны вулканические купола — выжатые или выпяченные куполообразные, часто крутосклонные, массы вязких или даже твердых лав. Способ появления этих лавовых масс на поверхности земли невозможно назвать излиянием, т. е. эффузией (лат. *effusio* — излияние); например, особенно нелепо назвать излившимся телом образование вида лавового обелиска Мон-Пеле. Термин «экструзия» (лат. *extrudere* — выталкивание) будет наиболее точным для определения подобного рода образований.

В русской литературе, где широко применяются оба термина, неравнозначность их все же подчеркивается. Особенно ясно на это сделал упор акад. Левинсон-Лессинг в своей выдающейся монографии о вулканах и лавах Центрального Кавказа, а также в многочисленных изданиях своего учебника. Так, описывая различные вулканические образования, которые часто здесь называются эффузивными, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг выделил и противопоставляет их «экструзивные конусы, экструзивные массивы», т. е. как раз ту группу вулканических тел, которые никак не могут быть названы эффузивными.

Окончательно, таким образом, наше предложение сводится к тому, чтобы четко отделить эффузивные процессы и соответствующие им породы от экструзивных и не считать их синонимами. Приняв это, яснее будут выступать различия трех употребительных в вулканологии терминов:

эффузия — излияние жидкой лавы,

экструзия — выжимание вязкой (или твердой) лавы,

эксплозия — выброс лавы (и вообще пород и газов).

1. Страто-вулканы

В сферу наших наблюдений, надо сказать весьма беглых и поверхностных, попала только часть вулканов района. Многих крупных вулканов, хотя мы часто видели их издалека, мы описывать не будем, так как наши впечатления ничего нового не могут прибавить к тем сведениям, которые уже имеются о них. Это будут следующие вулканы: Березовый, находящийся около северо-восточного угла нашего планшета, Жупановский — к югу от вулкана Разваленного и к юго-востоку от вулкана Дзензурского и, наконец, вулканы Коряка и Авача, расположенные вблизи юго-восточного угла планшета. Все эти вулканы действующие; один из них — вулкан Авача — в 1931 г. был подробно исследован акад. А. П. Заварицким.

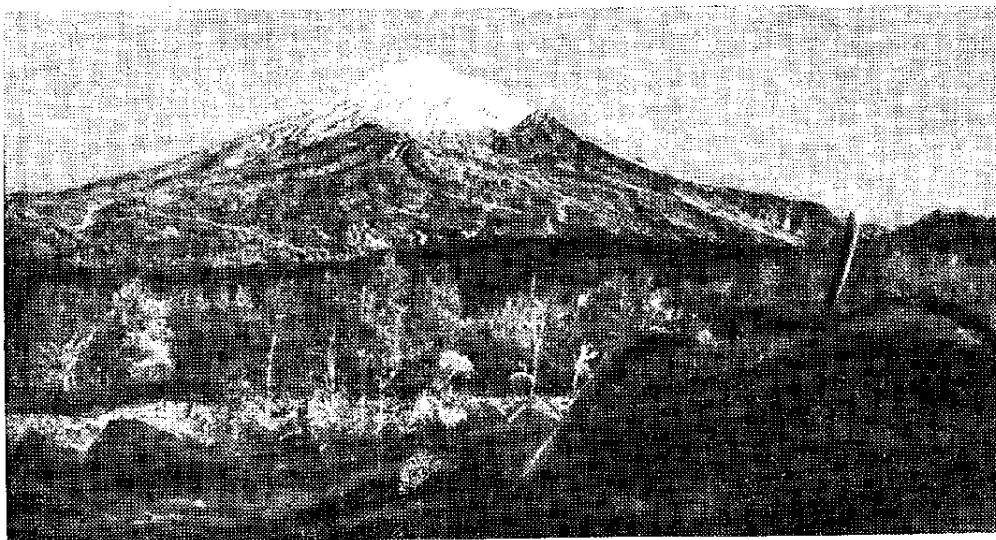
Вулканы, или, как их здесь часто называют, сопки, на описании которых мы ниже остановимся, будут следующие:

1. Бакенин (Камчатская Вершина),
2. Заварицкого,
3. Дзензурская,
4. Разваленная,
5. Правая.

Все эти вулканы, быть может, за исключением одного, давно уже прекратили свою деятельность и частью уже сильно разрушены. Ни на одном

из них нам побывать не удалось, и все те наблюдения, вернее впечатления, о которых мы скажем ниже, будут приведены только потому, что об этих вулканах мы до сих пор почти ничего не знали.

Вулкан Бакенин (Камчатская Вершина). У Крашенинникова (1786) мы узнаем, что камчадалы в его время называли этот вулкан именем Баканг. Это явствует из следующего его описания: «Авача, по-камчатски Суаачу. . . вершиною вышла она из подставного хребта из-под горы Баканг (некрытый балаган) называемой. . .» Много позже Дитмар употреблял уже название Бакенинг, а Богданович, еще позже — Бакенин. Сейчас это древнее название совершенно забыто местными жителями и вместо него они употребляют название Камчатская Вершина. Мы сохраняем название, употреблявшееся Богдановичем, только потому, что оно более короткое и, следовательно, более удобное, чем длинное современное название.



Фиг. 9. Вулкан Бакенин.

Первыми сведениями об этом вулкане мы обязаны К. Дитмару (1901), который здесь был в 1854 г. Результаты его наблюдений будут приведены ниже. Богданович (1904) в 1898 г. видел Бакенин только издалека. Он считает, что вулкан расположен в кальдере, из которой вытекает правый исток р. Камчатки и средний исток р. Авачи. Судя по распространению в направлении к Бакенину светлых амфибол-пироксеновых андезитов, он полагает, что в составе лав Бакенина эти породы играют существенную роль. В 1934 г. на вершину Бакенина поднимался геолог А. В. Щербakov (1937); он тоже вкратце описывает вулкан и его лавы.

Несмотря на то что мы потеряли несколько дней в ожидании хорошей погоды, подняться на вершину вулкана нам все же не удалось. Наше знакомство с вулканом ограничилось только впечатлениями, полученными от общего вида его на близком расстоянии, сбором типичных лав у подножия его в тальвеге Средней Авачи и осмотром самых низких лавовых потоков, лежащих частью на верхней террасе реки.

Вулкан Бакенин находится в горной местности, так называемой Камчатской Вершине, по Богдановичу, откуда берут начало, кроме Средней Авачи, истоки правой вершины р. Камчатки и левый исток р. Ковычи. Благодаря своей высоте (около 2300 м над ур. моря) и хорошо выраженной (во всяком случае с юга и с востока) форме вулкан отчетливо выделяется на фоне окружающих гор и виден не только из сел. Коряки (на расстоянии

около 75 км от него), по и с поверхности Авачинского залива (примерно с середины его, на расстояние 120 км).

Тальвег долины Средней Авачи на расстояние примерно 10 км вниз от устья кальдерной долины Бакенина представляет типичную вулканическую сухую реку, т. е. длинный, во всю ширину долины, поток хаотически нагроможденного, частью перемытого уже и, нередко, на поверхности перемешанного со стволами деревьев каменного материала, состоящего из вулканического песка, щебня и крупных (до 2 м в поперечнике) глыб лавы. Растительность в виде травы и леса постепенно начинает появляться только в нижнем течении сухой реки. Сама река имеет здесь вид мелкого, по очень бурного, пшпящегося потока; но выходе же из озера, до начала сухой реки она имеет небольшое падение и спокойное поэтому течение.

Бакенин находится на правой стороне реки, которая обрезает восточное подножие его. Отсюда вулкан имеет вид типичного вулканического конуса с лавовыми потоками, хорошо сохранившимися и четко выделяющимися на его склонах. Подножие конуса заросло лесом и кустарниками. Восточный склон от вершины до тальвега Средней Авачи рассечен широким и глубоким барранкосом (кальдерной долиной), образование которого, несомненно, стоит в связи с причиной появления упомянутой сухой реки.

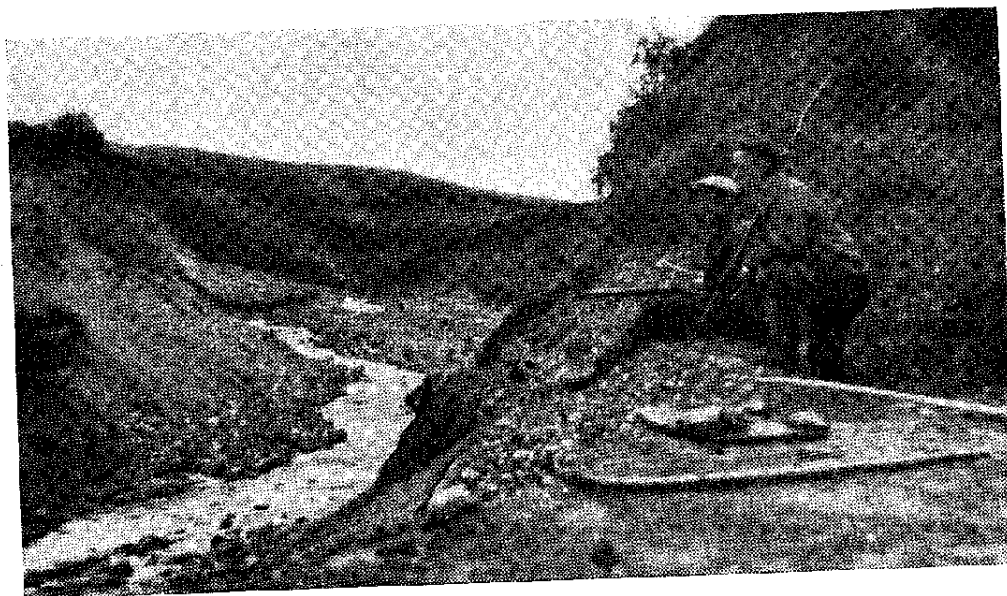
Дитмар, описывая Бакенин, говорит о своеобразном «конусе лавы», расположенном внутри сильно развалившегося кратера. Этого «конуса», однако, ни А. В. Щербакову, ни нам наблюдать не удалось. Так как описание Дитмара весьма живо передает картину, напоминающую знаменитый лавовый обелиск Мон-Пеле, то мы позволили себе привести здесь выдержки из его описания:

«Эта гора, которую люди называли Бакенинг, представляет из себя ясно выраженный вулкан, ныне погасший и частью разрушившийся. Вулкан этот принадлежит к числу маленьких низких огнедышащих гор полуострова. Сильно развалившийся, в особенности с востока и юго-востока, вал кратера обхватывает наподобие мантии внутренний конус лавы, высоко выступающий своими заостренными крутыми зубцами. Окружающий его вал кратера состоял попеременно из очень рыхлой массы щебня и пористой лавы, наплывшей сверху; на западе он поднимался на наибольшую высоту и наиболее сохранился, хотя все-таки сильно выветрился и расстался, в особенности на краях. Высокий фундамент конуса лавы состоял из чрезвычайно твердого и прочного камня. Эта лава имела темный цвет, была непориста, скорее очень плотна; при поднятии она охладилась, повидимому, под большим давлением. . .

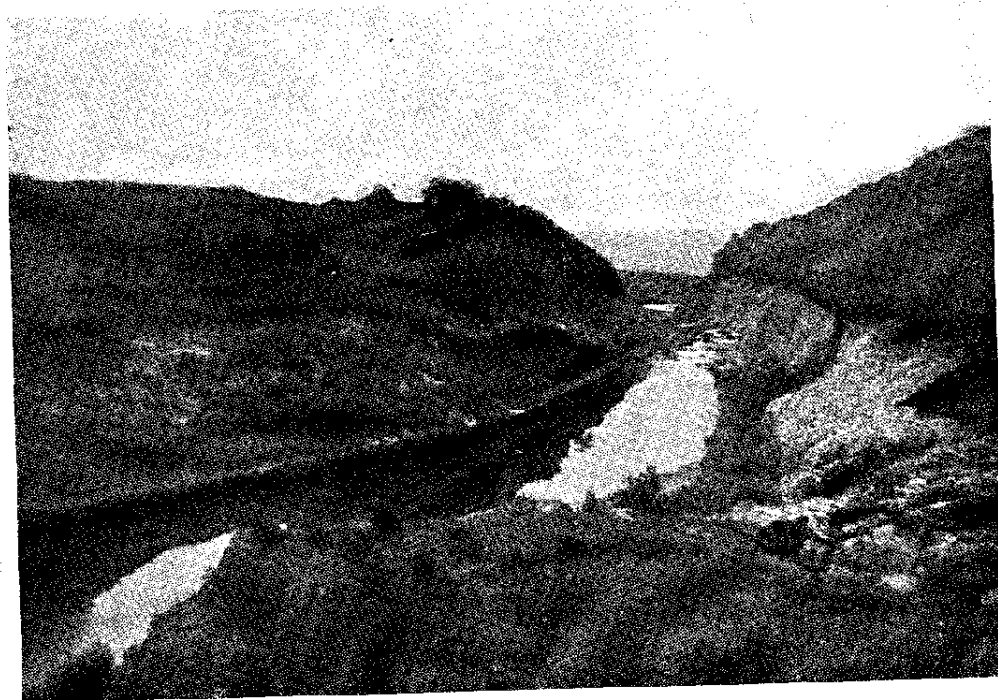
Круто с отвесными боковыми поверхностями высовывается эта колоссальная скала лавы посреди и над мантией кратера. . . На конусе не замечается никаких следов выветривания, даже на его зубчатой вершине. . . Прежние извержения выбрасывали потоки лавы, совершенно переполнявшие жерло вулкана, как это видно на разрушенном в настоящее время кратере. Между тем этот прямо стоящий конус лавы никогда не переполнял кратера, но после поднятия остался на месте вследствие ослабления вулканической силы и остыл. Здесь в этом месте он был продуктом последнего напряжения подземной деятельности».

Что это было действительно так, как описывает Дитмар, сомневаться не приходится; нельзя также сомневаться и в наблюдении Щербакова, который тоже был на вершине вулкана. Приходится допустить, что за те 80 лет, которые прошли со времени посещения вулкана Дитмаром, этот скалистый лавовый пик успел целиком разрушиться. В связи с тем, что Дитмар, проехав как раз по тем же местам, где позже были и мы, т. е. по долине Средней Авачи до истока ее, совершенно не упоминает сухой реки, не могшей не поразить его своим безжизненным каменистым видом (тем более, что он видел подобную же сухую реку у подножия Авачинской сопки), невольно возникает мысль, не образовалась ли эта сухая река уже после поездки туда Дитмара и именно в результате внезапного разрушения упомянутого «конуса лавы» и одновременно прорыва кратерной стенки и склона вулкана. На внезапность этого явления указывает еще характер продольного профиля русла Средней Авачи, который, судя по спокойному тихому течению реки на участке между Авачинским озером и устьем каль-

дальной долины Бакениша, является довольно пологим, тогда как ниже этого места (судя опять по характеру течения реки, которое здесь становится бурным и стремительным) он внезапно становится более крутым, что заметно здесь даже простым глазом.



Фиг. 10. Долина р. Средней Авачи у вулкана Бакенин



Фиг. 11. Река Средняя Авача в истоках

Такой характер профиля мог быть обусловлен именно только внезапным обвалом громадной массы каменного материала, который подпрудил верхнюю часть долины и распространился отсюда книзу, образовав, в общем, на этом участке долины выпуклый профиль реки. Между прочим, на подпруженности реки указывает еще длинное чрезвычайно узкое и глубокое озеро, находящееся на месте русла, чуть выше устья кальдерной долины.

и представляющее, повидимому, бывший скалистый каньон реки; идя отсюда вверх по долине, можно видеть, как озеро постепенно теряет свою глубину, и в том месте, где тальвег вновь расширяется, река становится уже широкой, извилистой и мелкой.

Трудно указать определенную причину этого внезапного обвала, связанного, несомненно, с разрушением лавового пика. Одинаково вероятны два предположения: или здесь была непродолжительная вулканическая деятельность, или же эта скалистая лавовая глыба, подточенная уже эрозией, упала вследствие сейсмического толчка.

Если это действительно произошло в недавнее время, то яркие события, сопровождавшие ее, несомненно, должны были отразиться на деятельности реки и остаться вследствие этого в памяти жителей селений Коряка и Елизово. К сожалению, однако, после нашей поездки нам не удалось побывать в этих селениях.

Как мы упоминали, гипсометрически самые низкие лавовые потоки южного склона вулкана, которые нам удалось осмотреть, располагаются на верхней террасе правого берега р. Средней Авачи. Эти потоки сейчас заросли густым березовым лесом. Судя по очень старым березам и паличню колодника, они излились уже давно.

Осмотренные нами потоки имеют хаотически бугристую поверхность, первоначально бывшую, несомненно, глыбовой. Поднимаясь на потоки по крутым, заросшим обычно кедровым кустарником, бокам их, можно видеть, что они образованы из громадных, несколько разобренных друг от друга глыб темносерой монолитной, слегка пористой эвпорфировой лавы. Характерно, что здесь среди лавы редко наблюдаются сильно пористые и кирпично-красные по окраске участки. На поверхности же потока, наоборот, много такой шлаковатой лавы, имеющей здесь на ряду с красной еще и черную окраску. Высота (мощность) отдельных потоков колеблется около 15—20 м. Картина, в общем, типичная для потока глыбовой лавы (тип «аа»).

Концы некоторых потоков иногда хорошо выделяются благодаря тому, что между потоками имеются участки свободной поверхности террасы, при этом часто не заросшей лесом. Эти потоки, судя по местности, повидимому, самые длинные; от вершины вулкана они удалены примерно на 8 км.

Потоки, которые видны на склоне вулкана, иногда имеют вид типичных узких желобов или корыт с приподнятыми боковыми валами и с опущенной серединой; языки потоков, как всегда, закруглены.

Лавы Бакенина, судя по коллекции, собранной из сухой реки, представлены почти исключительно андезитами. Порядок распространения отдельных типов в сухой реке следующий: 1) темносерый, слегка пористый эвпорфировый двупироксеновый андезит (из лав этого типа образованы все осмотренные нами потоки правого берега реки); 2) такой же андезит, но шлаковатый; 3) андезит, похожий на предыдущий, но кирпично-красной окраски; 4) светлосерый роговообманковый андезит с многочисленными крупными выделениями стекляннопозрачного лабрадора и с иглами черной роговой обманки в тонкопористой, шероховатой наощупь, светлой основной массе; 5) роговообманково-двупироксеновый андезит, макроскопически несколько похожий на предыдущий, но с более мелкими порфировыми выделениями и со своеобразной основной массой, близкой к ортофировой; 6) богатый мелкими порфировыми выделениями оливиново-плагноклазовый базальт, отличающийся от вышеупомянутых андезитов своей плотностью, серой окраской и тяжестью; 7) бурый, весьма плотный агломератовый туф, состоящий почти исключительно из обломков плагноклазового базальта.

Весьма вероятно, что в таком же количественном порядке, как и в сухой реке, эти породы распространены и в самом теле вулкана. Первый тип лавы,

темносерый двупироксеновый андезит, характерен, повидимому, не только для наблюдавшихся нами лавовых потоков, но, судя по его распространенности, — и для большинства лавовых потоков конуса. Шлаковатые разности этой лавы, типы 2 и 3, несомненно, происходят из нижних аггломератовых и верхних шлаковатых участков упомянутых потоков. Менее распространенные светлосерые роговообманковые и дацитовидные андезиты типов 4 и 5, возможно, представляют лавы куполообразных экструзий. За это, мы думаем, говорит то, что эти лавы очень похожи на экструзивные лавы вулкана Козел, конус которого в подавляющей массе тоже сложен из таких же, как и на Бакенине, темных пироксеновых андезитов. Оливиново-плагиоклазовый базальт своей плотностью и равномерной серой окраской напоминает жильную породу. Не представляют ли, кроме этого, его обломки и глыбы остатки того выжатого лавового пика, о котором упоминает Дитмар? Состав его, правда, необычен для подобного рода тел, но если иметь в виду, что порода этой лавовой скалы была очень плотной, то из всех пород, встречающихся в россыпи, такой является только рассматриваемый базальт.



Фиг. 12. Общий вид южного склона вулкана Бакенин. Хорошо видны два лавовых потока с краевыми валами (один немного ниже облака, другой влево и еще ниже)

Бурый аггломератовый туф происходит, возможно, частью из кратерной полости, из жерла вулкана, и частью из залежей наиболее древних продуктов деятельности конуса. На последний указывает встреченный нами коренной выход этих туфов около устья кальдерной долины Бакенина.

К. Дитмар и К. Богданович, описывая Бакенин, указывают, что он располагается в широкой и глубокой котловине, которую они склонны считать вулканической (кальдерой). Эта депрессия, на западном краю которой возвышается Бакенин, имеет вид широкой долины, открытой на запад. Она, как и другая такая же депрессия с Авачипскими озерами, врезана в горные массивы, сложенные из почти горизонтально залегающих вулканических пород. Форма депрессии и вулканическая природа окрестных гор, вероятно, и явились основанием считать депрессию вулканической. Не берясь опровергнуть этот взгляд, нам кажется, что может существовать и другая точка зрения о природе котловины Бакенина. Дело в том, что рельеф всей этой горной местности имеет резко выраженный ледниковый характер. Здесь много кар, цирков и старых ледниковых падей. Поэтому

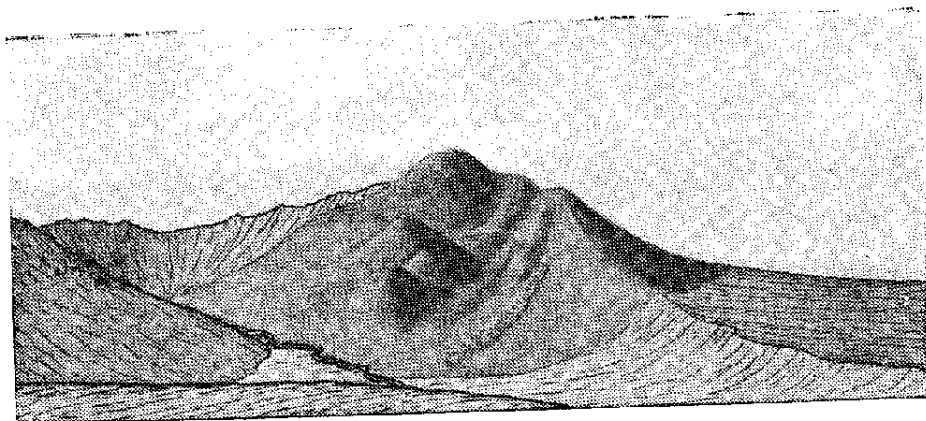
может быть, что и депрессия, где располагается Бакенин, имеет тоже ледниковое происхождение.

Вулкан Заварицкого. Рассматривая с Жупановского перевала возвышенности, лежащие отсюда к западу, мы видим здесь довольно резкую смену рельефа. К югу от линии ЗСЗ протягиваются высокие, тесно друг с другом сочлененные островерхние горные массивы, тогда как к северу простираются, наоборот, относительно более низкие столовые горы, составляющие в целом довольно высокое горное плато. В этой граничной полосе лежат истоки Восточной Авачи и р. Ковычи.

Как раз на этой же границе двух характерных групп возвышенностей, примерно на расстоянии 15—20 км от упомянутого перевала, располагается своеобразная, несколько уединенная высокая коническая гора, невольно обращающая на себя внимание своей мягкой, весьма ровной формой, куполо-



Фиг. 13. Общий вид вулкана Заварицкого и окружающих его гор



Фиг. 14. Вид вулкана Заварицкого с более близкого, чем на фиг. 13, расстояния

образной вершиной и, на фоне окружающих ее серых гор, своей темной, слегка пурпурово-красной окраской. Не говоря уже о нескольких ясно издали различимых простым глазом шлаковых конусах на ее склоне, форма и окраска этой горы настолько характерны, что не вызывают ни малейшего сомнения в ее вулканическом происхождении (фиг. 13 и 14).

В виду того что этот вулкан никем из исследователей не упоминается и для него не существует местного названия, мы предлагаем назвать его в честь акад. Александра Николаевича Заварицкого — основоположника детальных вулканологических исследований на Камчатке — вулканом или сопкой Заварицкого.

К сожалению, подойти ближе к вулкану нам не удалось. Мы его видели только с трех мест Жупановского перевала, откуда под весьма острым углом и засекали его горным компасом.

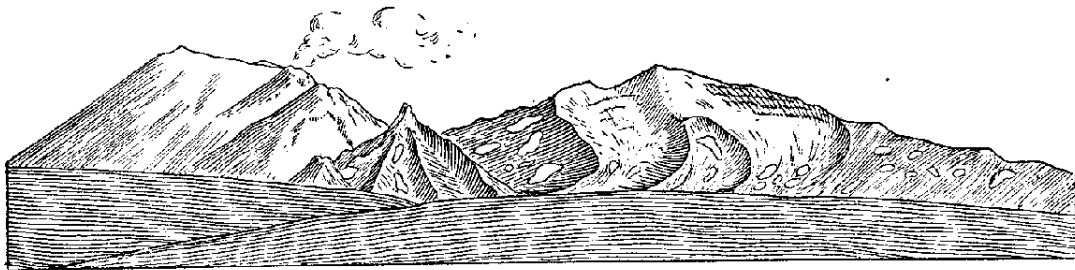
Судя по полученной засечке, вулкан должен находиться где-то в районе истоков рр. Ковычи и Восточной Авачи. Было видно, что вдоль южной подошвы вулкана из находящейся тут же широкой котловины вытекает какая-то речка, но сказать, что это Восточная Авача или Ковыча, весьма трудно. Высота вулкана, оценивая ее по средней высоте окружающих островерхних гор, — около 900 м, что равно примерно 1500—1600 м над ур. моря.

Общее впечатление о вулкане дают фиг. 13 и 14. Дополнительно к ним можно только отметить, что видный на этих рисунках длинный, узкий скалистый гребень, спускающийся по склону вулкана правее плаковых конусов, представляет, возможно, лавовый поток.

Вулкан Дзензурский. В каталоге вулканов Камчатки этот вулкан называется Игоревским. В новом названии, однако, нет надобности, так как есть старое местное название — Дзензур или Дзензурская сопка.

Находится он к западу от вулкана Жупановского, в соседстве с последним и с сопками Разваленной и Правой. На склонах его берут начало ряд рек, из которых наиболее крупными являются р. Дзензур, впадающая в р. Жупанову, р. Чаевая, текущая в р. Рассошину, и крупный левый исток р. Налачевы. Высота вулкана около 2200 м над ур. моря.

На вершине вулкана и на склонах его мы не были. То, что здесь мы собираемся изложить, основано, не считая некоторых беглых наблюдений у подошвы вулкана, только на впечатлениях, полученных при рассмотрении вулкана издали.



Фиг. 15. Вид Дзензурской сопки с вершины р. Рассошины. Слева видна Жупановская сопка

Со стороны истоков р. Рассошины, т. е. с северо-запада, вулкан представляется в виде неправильного массива с крутыми, оборванными в эту сторону скалистыми склонами (фиг. 15). В последние глубоко врезаны два каровых цирка, отделенных друг от друга скалистым гребнем, сложенным из какой-то массивной черной породы и круто спускающимся с главной вершины массива вниз. Дно этих цирков во время нашего пребывания здесь осенью, когда новый снег еще не выпадал, было занято снежниками или, быть может, даже небольшими ледниками. В обрывистых задних стенках цирков ясно видна слоистая толща лав и обломочного материала, падающая, судя по очертаниям слоев, периклинально. В целом же весь этот северо-западный склон вулкана производит такое впечатление, будто бы он сперва был оборван сбросом (северо-восточного направления) и уже впоследствии высахан ледником.

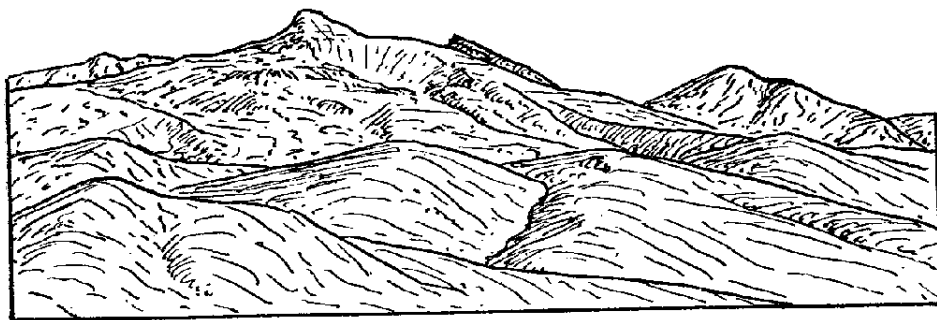
У северного подножия вулкана видна близко поджавшаяся к нему скалистая пирамидальная гора с острой скалистой вершиной и с глубокими барранкосами, радиально рассекшими склоны ее. Не представляет ли эта гора экструзивное тело (т. е. купол), расположенное на линии возможного сбросового обрыва Дзензурской сопки?

Здесь же, на северо-западной стороне вулкана, склон его у подошвы полого спускается к поверхности Рассошинского дола (плато) в виде своеобразных ступеней числом не менее двух, имеющих каждая относительную высоту около 100 м. Сложены они из наложенных друг на друга потоков лавы и отложений пирокластического материала. Направление этих ступеней также примерно отвечает упомянутой выше линии возможного сбросового обрыва вулкана.

С юго-запада, со стороны верховьев р. Налачевы, вулкан также имеет вид неправильного, сильно развалившегося массива. Но здесь, в противоположность северо-западной стороне, склоны вулкана спускаются более

полого, образуя в общем ряд длинных, радиально расходящихся отрогов. Терминальная часть массива с этой стороны также выражена более резко. Несомненно, и здесь имело место ледниковое выплывание, что видно по долине р. Чаевой, которая в отрогах вулкана имеет хорошо выраженную троговую форму и ниже, по выходе на плато, прорезает большую моренную область с бесчисленными озерами и низкими, хаотически раскиданными буграми.

Таким образом, массив Дзензурской сопки уже не имеет ясно выраженной формы вулкана. Может даже возникнуть вопрос: вулкан ли он? Что этот массив все же вулкан, доказывается лично нами виденными типичными потоками глыбовой лавы, лежащими на поверхности у западного подножия его (кое-где они разрезаны уже речками) и, без сомнения, принадлежащими только ему. Но вулкан уже старый и, несомненно, давно прекративший свою деятельность.¹



Фиг. 16. Вид Дзензурской сопки с юга, из верховьев р. Налачевы

Массив, повидимому, весь сложен из обычных для камчатских вулканов андезитовых и андезито-базальтовых лав. За это говорят некоторые образцы, взятые нами из коренных обнажений. Часто встречаются двупироксеновые андезиты или андезито-базальты, содержащие в небольшом количестве то оливин (упомянутый выше лавовый поток на южной стороне вулкана), то бурю базальтическую роговую обманку. На южном склоне тоже был встречен еще гиперстеново-роговообманковый андезит.

Сопка Разваленная. Этим именем жители дер. Жупаново называют высокий уединенный массив, расположенный между вулканами Жупановским и Березовым (Карымским) и лежащий сравнительно недалеко на ЗСЗ (302°) от деревни. Высота его по карте проф. Н. Г. Кселя (1928) — 1680 м.

Мы были только у южного подножия этого массива со стороны устья р. Рассошины, в том месте, где р. Жупанова узкой тесниной прорезает холмистые его отроги. Первая вершина массива отстояла от этого места примерно на десять километров.

Отсюда, равно как и со стороны устья р. Жупановы, видно, что массив имеет три довольно острые скалистые вершины и, с западной стороны, весьма расчлененные склоны. На восточную сторону склоны спускаются положе и ровнее. В каталоге вулканов отмечается еще, что на северо-западной стороне массива имеются фирновые поля.

Представляет ли этот массив расчлененный вулкан типа Дзензурской сопки или он имеет иное происхождение, — сказать этого мы не можем. Единственно, что позволяет предполагать (но не доказывает) его вулканическое происхождение, — это лавовые породы, которые, судя по слоен-

¹ В каталоге вулканов сообщается, что этот вулкан «по наблюдениям охотников, во время сильного февральского землетрясения 1923 г. извергался» («Дзензур», «горел»). Очень сомнительно, однако, что это могло быть.

ной толще их, встречающейся у подножия массива, в теснине р. Жупановы, слагают весь массив.

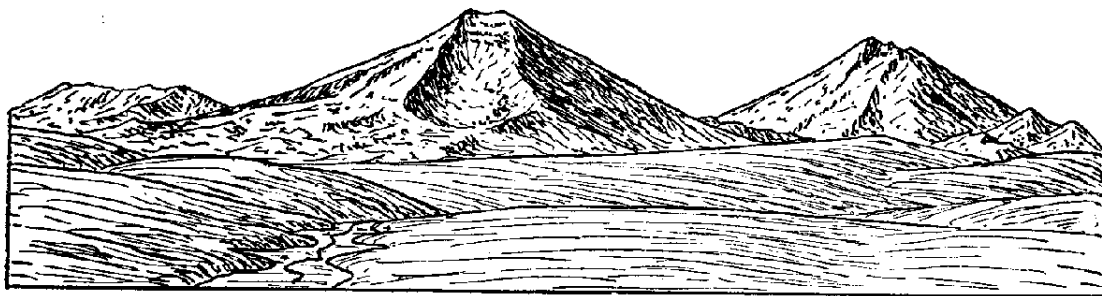
Эти лавовые породы в теснине р. Жупановы представлены серыми дацитовыми или риолитовыми туфами и туфо-брекчиями и залегающими на них темными двупироксеновыми андезитами. Видимая мощность первых около



Фиг. 17. Вид сопки Разваленной от устья р. Жупановы

10 м, а вторых — около 50 м. Все они падают на ЮВ 130° под углом около 10° .

Сопка Правая. Эту же гору, повидимому, называют Тарбеевским конусом, указывая для нее в одном случае высоту 800 м (Каталог вулканов, 1932), в другом — 1200 м (Камчатская хроника, 1927). Нам же пришлось слышать, тоже от местных жителей, еще название — Вершиниц-



Фиг. 18. Вид сопки Правой с вершины р. Рассошины. Справа видна сопка Коряка

ская сопка. В виду того что в полевых дневниках и на составленной во время работ глазомерной карте она фигурировала у нас под названием сопки Правой, по имени р. Правой, протекающей рядом с ней, мы сохранили это название.

Сопка Правая является той конечной точкой хребта Дзензур, где последний распадается на два хребта, идущих один через Жупановский, а другой — через Авачинский вулкан к берегу океана. Это узловое положение ее хорошо выражается и в гидрографическом отношении: непосредственно на склонах ее берут начало речки, впадающие в Авачу, Жупанову и Налачеву.



Фиг. 19. Сопка Правая

Вблизи этой горы нам не пришлось побывать. Поэтому прямых данных о вулканическом происхождении ее у нас нет.¹ Но косвенных признаков,

¹ В каталоге же вулканов отмечено, что вулкан «дал потоки андезитовой лавы». Может быть это действительно и так, но нет указаний, кто и когда наблюдал эти потоки.

указывающих на такую природу горы, много. Основными из них являются правильная коническая форма горы с характерными для вулканов глубокими барранкосами на склонах ее, очень большая высота ее (1800 м над ур. моря), большая, чем у соседних эрозионных гор, и ярко выраженная вулканическая природа окружающей местности и близкое соседство действующих и потухших вулканов.

2. Вулканические купола

В хребте Ивулк было встречено несколько массивных лавовых тел, выступавших изолированными вершинами среди окрестных лавово-пирокластических гор. Их изолированное положение, иной состав, чем у окружающих пород и некоторые другие особенности заставляют предполагать, что они представляют экструзивные, в нашем смысле, образования, т. е. вулканические купола.

Согласно Н. Williams (1932), под вулканическим куполом надо понимать крутосклонное выширание вязкой лавы, образующей над выводным каналом куполовидную массу. Купола, он указывает, могут быть трех типов: 1) жерловые купола (plug domes), представляющие поднятые лавовые пробки вулканических выводных каналов, 2) эндогенные купола, образующиеся преимущественно вследствие расширения лавы изнутри, т. е. путем выщипывания, вываливания или пастообразного выдавливания на поверхность вязкой лавы, и 3) экзогенные купола, возникшие в результате поверхностных излияний обычно из центрального вершинного кратера. Последние не следует смешивать с плоскими куполообразными гавайскими вулканами или с небольшими куполообразными вздутиями («tumul») на базальтовых лавовых потоках, так как способ образования и структуры их иные.

Н. Williams, анализируя особенности всех известных вулканических куполов, пришел к выводу, что для них характерны такие свойства: 1) наличие на склонах и у подножия куполов первичных осыпей и брекчий, образующихся вследствие разламывания лавы при появлении ее на поверхности (brèches d'écroulement, по Лакруа); 2) в случае существования флюидалной полосчатости последняя имеет своеобразную ориентировку: веерообразную, луковичную (Zwiebelstruktur, по Куст), крутую периклинальную (в экзогенных куполах) или неправильную, по крутопадающую; 3) лавы большинства куполов являются заметно порфировыми; 4) лавы куполов (разных) могут иметь разнообразный состав, редки только базальты; 5) в лавах куполов нередко встречаются большие количества гомеогенных включений.

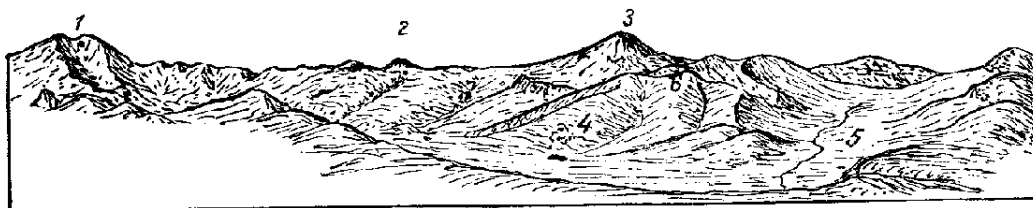
Как мы увидим ниже, ряд таких особенностей как раз наблюдается и в наших предполагаемых куполах.

Риолитовые купола. Три похожих на купола тела риолита были встречены в хребте Ивулк. Подробно осмотреть их вблизи, к сожалению, нам не удалось, так как в то время, когда мы здесь проходили, гребень хребта уже был завален глубоким снегом и времени для съемки у нас уже не было.

Самым крупным из указанных риолитовых тел является гора Купол — высоко приподнятая, изолированная вершина хребта Ивулк. Высота ее над средним уровнем хребта около 500 м. Подножие крутых склонов этой горы окутано мощными осыпями громадных глыб, лежащих как на спине хребта, так и спускающихся по обоим склонам его в соседние долины. Довольно мощный покров снега все же не скрывал осыпей, давая возможность видеть их, но не позволил ближе подойти к самому телу горы. С перевала, на расстоянии примерно 300—400 м, на склоне горы был виден высокий скалистый обрыв, поверхность которого была испещрена весьма тонкими, почти

вертикально ориентированными струйками. Повидимому, это флюидальная полосчатость слагающих гору пород, так как кругом нас на перевале из-под снега выступали глыбы грубополосчатой этакситовой риолитовой лавы, несомненно, происходящей с упомянутой горы. Эти особенности, мы думаем, могут указывать только на экструзивную природу горы.

Тут же рядом, километра $1\frac{1}{2}$ к югу, располагается другая вершина, но более низкая. Осмотреть ее вблизи нам тоже не удалось. Ее окружает также россыпь риолита, и вся она покрыта осыпями, но лава здесь имеет иной вид: она розовато-бурая по окраске, и пемзовая, этакситовая полос-



Фиг. 20. Вид хребта Ивулк с востока

1 — вулкан Арик; 2 — маленький риолитовый купол; 3 — гора Купол; 4 — Налачевские горячие ключи; 5 — речка Желтая и 6 — андезитовый купол

чатость в ней отсутствует, и плохо заметна даже флюидальная струйчатость; микроскопически она, однако, такая же стекловатая (бурое сферолитовое стекло с редкими порфировыми выделениями андезита и биотита), как и вышеупомянутая лава. Повидимому, и эта изолированная риолитовая вершина представляет купол.

Несколько подобных же вершин видны дальше к югу, но состав их остался для нас неизвестным.

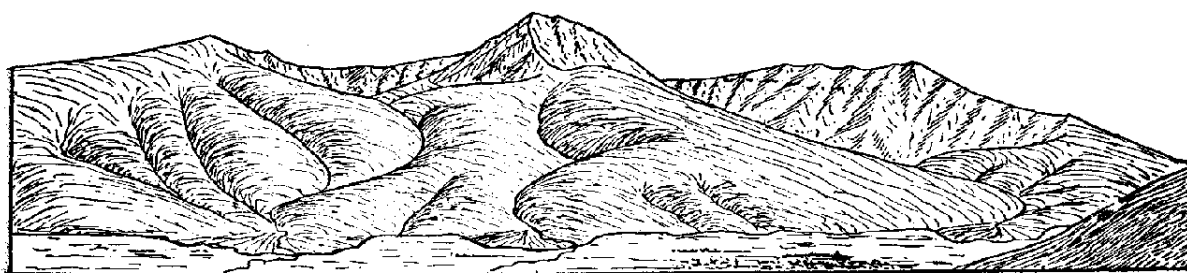
К северо-востоку от горы Купол на одной из вершин имеется еще один выход риолитовой лавы, но здесь лава опять иного вида: серая, порфировая, богатая чистым перлитовым стеклом и вкрапленниками андезина, зеленой роговой обманки и гиперстена. На вершину подняться нам не удалось; образец был взят из осыпи на склоне. Так как кругом выходят порфириты и андезитовые туфо-брекчии, то опять можно считать выход этой риолитовой лавы изолированным и предполагать для нее куполообразное залегание.

Андезитовый купол. На вершине одного из отрогов хребта Ивулк, у восточного подножия горы Купол, как раз против Налачевских горячих ключей, обпачаются андезиты, отличные по своему внешнему виду и структуре от окружающих пород андезитово-пирокластической толщи. Макроскопически — это более светлые, более порфировые и более пористые породы, чем андезиты из андезитово-пирокластической толщи; под микроскопом они представляются более свежими, и хотя они имеют тот же состав двухпироксеновых андезитов, но основная масса их богата микропойкилитовым кварцем. В самом андезите часто попадаются мелкие гомеогенные включения, имеющие вид серых мелкозернистых, похожих на песчаник пород и состоящие из мелкозернистой массы лабрадора, гиперстена, клинопироксена, кристобалита и стекла. Обращают на себя внимание массивное строение тела этих лав (подымаясь по склону, мы, на протяжении почти 150 м по высоте, не встретили ни брекчии, ни перерывов в лаве) и наличие на вершине и по склонам осыпей и россыпи больших глыб. Оконтурировать тело нам, к сожалению, не удалось, но тем не менее своеобразный облик этих лав среди однообразных пород андезитово-пирокластической толщи и наличие здесь ряда характерных признаков заставляют нас предполагать и здесь вулканический купол.

3. Некки

Такую форму залегания мы предполагаем только для тела гиперстенового долерита, обнажающегося на вершине горы Вулканойд. Похожих образований в других местах района не было встречено.

Гора Вулканойд получила свое название из-за сходства массива ее с формой двойного вулкана типа Сомма-Везувий. Это сходство выражается в том, что здесь имеется кольцевой соммоподобный гребень, открытый в долину Восточной Авачи, и, расположенный эксцентрично в неглубокой внутренней полости массива, высокий (1300 м над ур. моря) скалистый пик, напоминающий везувияльный конус (фиг. 21). Сходство с вулканом подчеркивается еще тем, что на внутренних стенках соммоподобного гребня видна слоистость, а на внешнем, южном склоне располагаются несколько свежих базальтовых шлаковых конусов.



Фиг. 21. Вид горы Вулканойд с левой стороны долины Восточной Авачи

Осмотр склонов массива и восхождение на вершину его показали, однако, что массив в основном сложен из типичных пород андезитово-пирокластической толщи, т. е. из туфо-брекчий и лав, не отличимых ни макроскопически, ни микроскопически от таких же пород этой толщи, развитых в других местах района. Терминальный же пик массива образован уже сплошь из другой породы — из гиперстенового долерита. Последний встречается именно только в теле упомянутого пика, не выходя за пределы его; вследствие этого выход породы имеет в плане округлое очертание около 0,5 км (в поперечнике).

В преобладающей массе долерит представляет серую, довольно плотную мелкозернистую породу, весьма напоминающую мелкозернистый диорит, за который он в поле и был принят. Микроскопически же он состоит в основном из полнокристаллического агрегата мелких зерен лабрадора и более мелких гиперстена, к которым в подчиненном количестве присоединяются клинопироксен, магнетит и, более редко, стекло, санидин, биотит и апатит; обращает на себя внимание присутствие здесь диссоциированных вкрапленников какого-то минерала, возможно, оливина. Изредка в этой породе встречаются еще мелкие (до 5 см) гетерогенные и гомеогенные включения. Первые представлены темными пироксеновыми андезитами, похожими на лавы андезитово-пирокластической толщи, вторые — таким же долеритом, но содержащим иногда тридимит. Масса этих пород имеет неправильно плитняковую отдельность с чрезвычайно прихотливо меняющимся направлением.

В узкой (предполагается, так как ширину вследствие крутизны склонов и развития осыпей установить не удалось) эндоконтактной зоне встречается совершенно иного вида долерит. Внешне он представляет зеленовато-серую плотную литоидную породу с неправильно обломочной отдельностью. Под микроскопом устанавливаются порфировидное строение его и наличие в нем большого количества вкрапленников оливина.

Таким образом, приведенная топографическая и геологическая характеристика выхода этого долеритового тела показывает, что оно, повидимому, может быть только некком. Такое предположение, однако, нуждается в некотором пояснении. Дело в том, что некки — предполагаемые выводные каналы вулканов (жерла) — обычно бывают заполнены или туфом (и брекчийей), или лавой, содержащей большое количество обломков. Наше неккоподобное тело не имеет признаков бывшего выводного канала вулкана. Туфов и брекчийей здесь нет совершенно, а всенотепные включения в этой весьма однородной породе очень редки и мелки. Кроме того, если бы мы здесь имели жерло вулкана, то в соседстве с некком мы, несомненно, наблюдали бы большое количество жила и обнаружили бы измененные фумаролами лавы. Исходя из этого, мы предполагаем, что наше неккоподобное тело, скорее всего, представляет или не дошедшее до поверхности лавовое поднятие (интрузию в андезитово-пирокластическую толщу), или если дошедшее, то реализовавшееся там в виде эмбриопального (одноактного) вулкана — шлакового конуса с единичным потоком лавы. В возможности такого допущения нас убеждает: 1) наличие в описываемом районе шлаковых конусов и притом таких, которые располагаются на относительно большой высоте, соизмеримой с высотой возможного шлакового конуса нашего некка, и 2) удивительное сходство химического состава лавы одного из таких высоко расположенных шлаковых конусов (гора Горб) с составом описываемого долерита.

4. Шлаковые конуса

Вулканические образования подобного рода были обнаружены нами в пяти местах района. Несомненно, их имеется больше, но по условиям нашей работы мы их не встретили.

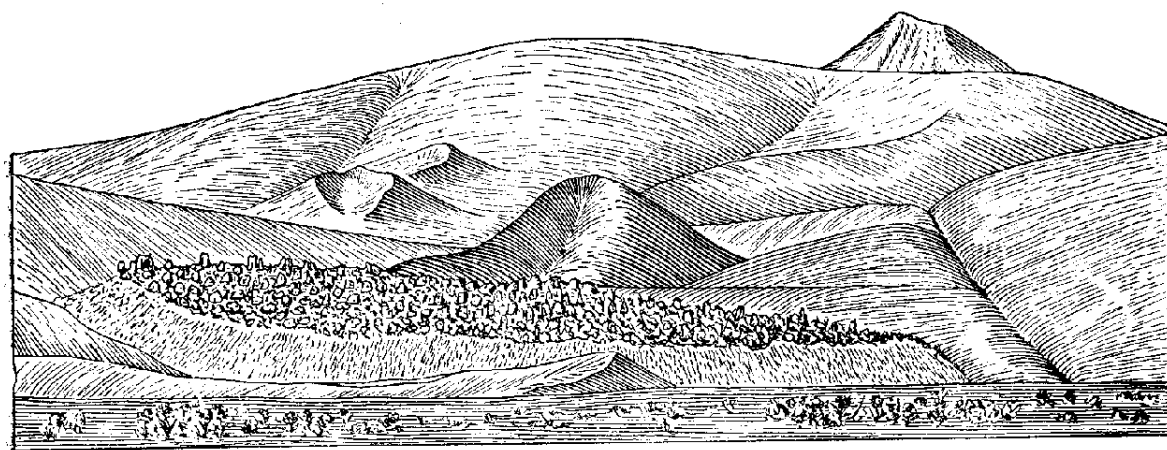
Описываемые здесь шлаковые конуса представляют преимущественно самостоятельные эмбриопальные вулканы, образованные в результате только одного извержения. Независимыми, самостоятельными вулканами большинство из них мы считаем потому, что они значительно удалены от крупных многоактных вулканов, вследствие чего их нельзя считать паразитными шлаковыми конусами, которые генетически связаны с жерлами крупных вулканов. Нельзя также считать наши шлаковые конуса побочными вулканами, связанными с очагами отдельных крупных вулканов, ибо тогда, например, вулканы Бакенин и Дзепзурский должны были бы иметь общий вулканический очаг, что невероятно. Некоторые же из наших шлаковых конусов могут быть побочными вулканами.

Наконец, необходимо еще заметить, что в шлаковом конусе мы различаем два элемента: собственно шлаковый конус и излившийся из него поток лавы.

Ш л а к о в ы е к о н у с а г р у п п ы « В е е р а ». Конуса этой группы располагаются на правой стороне долины р. Восточной Авачи, в местности, носящей у охотников название «Утесики» (названием указывается характер поверхности имеющегося здесь глыбового потока лавы). Тут же рядом находится массив горы Вулканоид, откуда мы только что описали некк долерита. Всего здесь имеется пять в разной степени сохранившихся шлаковых конусов.

Самым свежим и наиболее крупным из них является шлаковый конус «Веер». Располагается он у подножия горы Вулканоид, на самой верхней террасе реки. Название «Веер» дано П. Т. Новограбленовым (1932), очевидно, побывавшим на нем и отметившим этим именем веерообразную форму излившегося из конуса потока лавы. Им же сообщается, но неизвестно на основании каких данных, что шлаковый конус и его поток лавы образовались в 1856 г.

Собственно шлаковый конус располагается примерно в 0.5 км от реки, на месте, откуда излился лавовый поток. Высота конуса около 80 м над лавовым полем. По своей форме (если восстановить отсутствующий юго-восточный его склон), он представляет правильный насыпной конус. Отсутствующий юго-восточный склон конуса, вероятно, был прорван излившимся из кратера лавовым потоком. Сложен конус из рыхлого эксплозионного материала: вулканического песка, лапилли, шлаков, бомб и отдельных кусков лавы, имеющих в общей массе темнокоричневую окраску. Гребень и внешние склоны конуса в настоящее время заросли березовым лесом (правда, сравнительно молодым) и кустарниками; внутренние склоны, по-видимому, периодически осыпающиеся, почти свободны от растительности, особенно в верхних частях.



Фиг. 22. Лавовый поток и шлаковый конус Веер. На заднем плане вершина горы Вулканойд. Вид с левого берега р. Восточной Авачи

Лавовый поток, излившийся отсюда, действительно похож по форме на широкий веер. Длину он имеет около 1 км, ширину около 1.5 км, а мощность — около 10—15 м. Поверхность потока глыбовая, весьма резко выраженная. Там и сям в хаотическом беспорядке нагромождены громадные глыбы лавы, промежутки между которыми или завалены более мелкими глыбами и обломками, или остаются иногда свободными. Отдельные глыбы изредка достигают размера $4 \times 5 \times 7$ м, но чаще встречаются глыбы размером $2 \times 3 \times 5$ м. Любопытно, что многие глыбы торчат своей длинной стороной кверху, образуя на поверхности потока как бы скалистую щетину. Поверхность таких глыб часто покрыта «щербатой» оболочкой, т. е. тонкими шлаковатыми корками, неправильно наслоенными друг на друга и часто отогнутыми в сторону. Обычно также шлаковые участки образуют бугры и придают поверхности глыб издали комковатый вид. Кроме того, нередко наблюдается еще чередование вытянутых шлаковатых корочек с неправильными шлаковатыми участками, придающими иногда поверхности глыб морщинистый облик, причем такие «морщины» часто имеют вертикальную ориентировку. В изломах, образовавшихся уже после затвердевания лавы, видно более плотное строение ее; поверхность же излома является раковинчатой.

Среди более мелких глыб и обломков, заполняющих промежутки между крупными глыбами, в довольно большом количестве встречаются еще вулканический песок, лапилли, кусочки шлаков и вулканические бомбы. Из последних здесь распространены две формы: наиболее часто — черные или темносерые неправильно комковатые («курчавые» с поверхности) бомбы, свойственные обычно алдзитовым лавам, и менее часто — кирпично-красные витые бомбы, типичные для базальтов. Вид тех и других бомб показан

на фиг. 24. Остальной рыхлый материал, засыпавший поверхность потока, имеет темносерую или темнобурую окраску.

Поверхность потока еще весьма слабо одета растительностью. В отдельных местах здесь встречаются более молодые, чем на самом конусе, низенькие березки, но чаще попадаются отдельные кустарники кедра и ольхи; там, где много мелкого рыхлого материала, в большом количестве встречается ягельный мох. Рассматривая сверху и издали поверхность потока, особенно с вершины шлакового конуса, видно, что древесная растительность имеет тенденцию располагаться полосами, концентричными очертанию потока или, во всяком случае, контуру фронтального конца его. В расположении же самой лавовой массы на поверхности потока этих концентрических полос не заметно.

Этот лавовый поток, по общему характеру поверхности его, надлежало бы отнести к типу «аа» лавы или глыбовой. Однако, если следовать Н. Washington,¹ то наш поток скорее отвечает типу санторинской лавы (о. Санторин), отличный по ряду признаков от типа «аа». Washington указывает, что не всякий лавовый поток с глыбовой поверхностью отвечает тому, что нужно понимать под потоком «аа». Лавовый поток типа «аа» хотя и имеет глыбовую, вернее обломочную (clinkery) поверхность, но глыбы на нем мало разобщены, и они в той или иной степени спаяны (agglutinated) вместе. Кроме того, такие потоки характерны для сравнительно жидких базальтовых лав, впоследствии обычно хорошо раскристаллизовывающихся. Для многих же вулканов с более кислыми лавами характерен другой тип потоков, хотя и близких к «аа». Поверхность их образована уже из разобщенных и не спекшихся глыб, и лава их более стекловата. Washington специального термина для подобного рода потоков не дает, но в тексте описывает их под названием санторинского потока лавы.

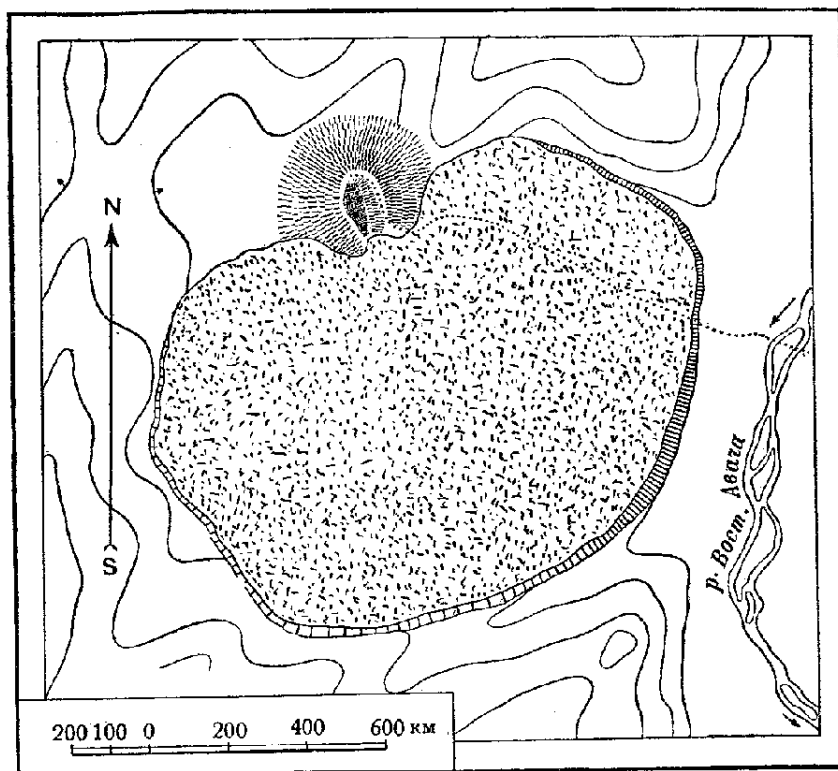
Лава из внутренних частей нашего потока представляет темносерую тонкопористую породу с мелкими и очень редкими порфиристыми выделениями. Под микроскопом видна густо пропыленная магнетитом основная масса, в которую погружены редкие и мелкие флюкриталлы оливина, клинопироксена и лабрадора; преобладает оливин. Шлаковатые разности лав из верхних частей потока, а также невитые бомбы обладают более темной окраской вследствие большого количества рудной пыли, и оливин в них часто имеет скелетную форму (разъедается рудным минералом). Вещество красных витых бомб отличается только тем, что магнетит в них окислен. Такой минералогический состав, а также химический анализ показывают, что лава этого потока является оливиновым базальтом.

В. С. Кулаков (1934) недавно описал процесс образования лавового потока и шлакового конуса Туйла в окрестностях Ключевской сопки на Камчатке. Излияние лавы здесь чередовалось с сильными взрывами, и в результате этого за время почти полугодового действия вулкана был излит не один поток, а несколько, распространившихся друг по другу. Сам же шлаковый конус, расположенный здесь на потоке, во время этих излияний изменялся: расплзался, уменьшался и вновь увеличивался.

В нашем шлаковом конусе, весьма похожем на таковой же описанный Кулаковым, поток лавы не обнаруживает признаков многократного излияния. Ряд особенностей указывает, что он скорее представляет продукт, может быть, длительного, но непрерывного излияния. За это, мы думаем, говорят: 1) правильно закругленная форма потока, т. е. отсутствие на его концах вытянутых вперед отдельных участков лавы, 2) отсутствие таких же вытянутых полос на самой поверхности потока и 3) симметричное огибание потоком около устья кальдерного прорыва двух сторон подножия конуса

¹ H. S. Washington. Santorini eruption of 1925. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 37, № 2, pp. 373—375.

и наличие здесь приподнятых краевых участков лавы. Таким образом, по нашим впечатлениям, образование насыпного конуса здесь предшествовало излиянию потока; последний, излившись позже, только прорывал насыпной конус, а не подползал под него. Образование конуса, однако, прекратилось с излиянием лавы; судя по многочисленным бомбам на поверхности лавы, он, повидимому, продолжал расти за счет падения пирокластических выбросов и во время излияния потока и, вероятно, даже некоторое время после этого.



Фиг. 23. Схематический план лавового потока и шлакового конуса Веера

Остальные шесть шлаковых конусов не были нами осмотрены. Мы определили их издалека по характерной форме прорванного насыпного конуса. Все они и их окрестности покрыты лесом и кустарниками, поэтому могущих здесь быть лавовых потоков мы не видели, равно как могли не заметить и еще ряда таких же конусов.

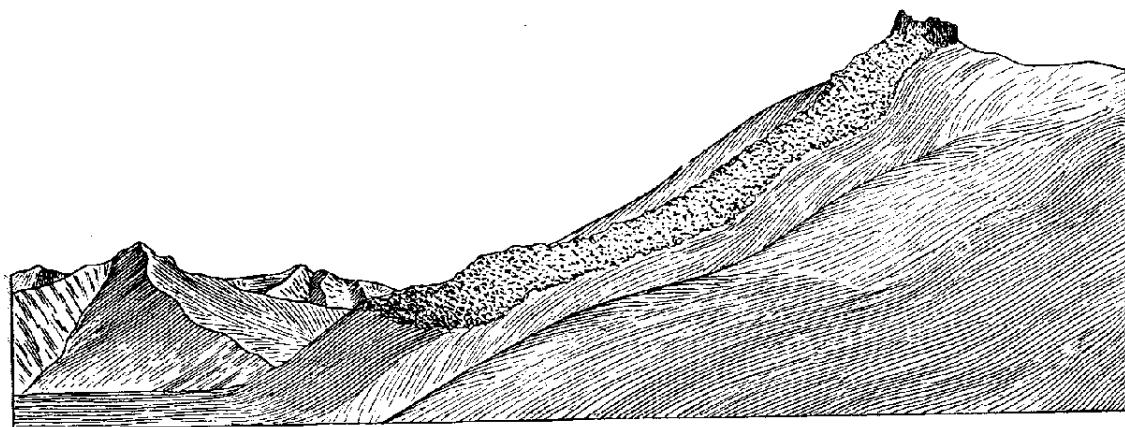
Все эти более старые шлаковые конуса располагаются полосой на правой стороне долины Восточной Авачи; расстояние между наиболее крайними конусами около 7—8 км. Два шлаковых конуса находятся педалько от Веера на склонах массива горы Вулканоид. Если продолжить полосу этих шлаковых конусов далее на северо-восток, то на продолжении ее мы встретим вышеописанный пекк горы Вулканоид и группу шлаковых конусов Жупановского перевала. Можно предполагать, что здесь проходит пояс сбросовых разломов. Если подобным же образом соединять линиями крупные вулканы, шлаковые конуса и термальные ключи, то в районе наметится еще другая система, северо-западных, возможных разломов, в частности проходящих и через группу описываемых шлаковых конусов. Подробнее об этих возможных разломах будет сказано в главе о тектонике. Здесь мы только отметим, что местонахождение каждого шлакового конуса рассматриваемой группы, как, повидимому, и всех других в районе, намечается в пунктах пересечения этих возможных разломов.

Шлаковый конус горы Горб. Гора Горб находится в вершине рч. Сирочан — второго после рч. Шхашек крупного левобережного

притока р. Средней Авачи. Абсолютная высота ее 1100 м, а относительная над тальвегом речки — 500 м. Сложена она сверху доверху из среднезернистого пироксенового кварцевого диорита. Шлаковый конус располагается на самой макушке горы (фиг. 25).



Фиг. 24. Витые бомбы с поверхности лавового потока Веер



Фиг. 25. Шлаковый конус горы Горб и его лавовый поток

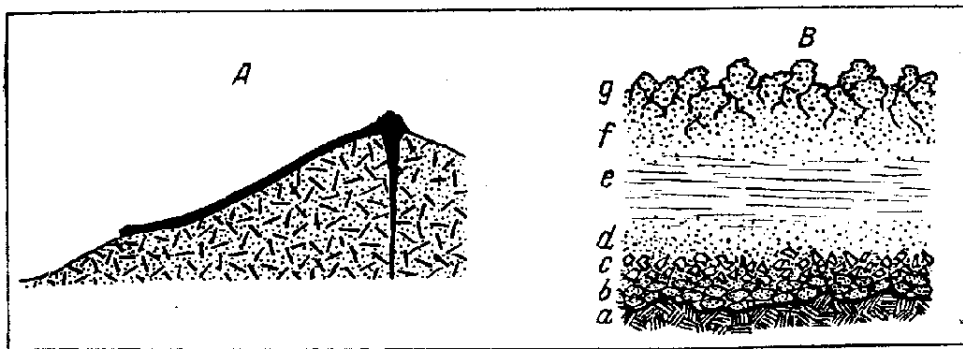
Собственно насыпного конуса здесь уже не сохранилось; от него уцелел только твердый остов, непосредственно связанный с лавовым потоком, спустившимся отсюда далеко вниз по склону. Рыхлый эксплозивный материал совершенно отсутствует на этом остатке шлакового конуса, и весьма мало его и в ближайших участках склона горы. Остов шлакового конуса имеет вид круглой жерловой пробки, поднятой над вершиной горы примерно на 4 м; диаметр поперечного сечения его около 15 м. Состоит он, по крайней мере в наружной, доступной взору части, из аггломерата мелких угловатых обломков плотной и пористой лавы, шлаков и витых бомб, крепко спекшихся друг с другом в весьма плотную массу. Такое аггло-

мератовое образование близко подходит к тому, что немцы называют «Schweiss- или Kleben — schlackengebilde» (K. Sapper, 1927).

Лавовый поток начинается из-под такой аггломератовой массы. Длину он имеет около 700—750 м и кончается немного не доходя до подножия склона. Ширину его вблизи мы не измеряли; по оценке издали она равна примерно 30—40 м. Мощность потока в среднем около 5 м.

С первого взгляда обращает на себя внимание довольно странное положение потока на склоне. Рядом находится отчетливо выраженная логовина, и поток, казалось бы, должен был находиться здесь. Мало оснований предполагать, что логовина образовалась позже излияния потока, так как невозможно представить себе, чтобы твердый кристаллический диорит размылся, а лава при этом полностью сохранилась. Вероятнее объяснить положение потока тем, что он не был настолько жидким и притом не настолько легким по весу, чтобы чувствительно реагировать на неровности в падении склона.

В поперечном сечении потока (фиг. 26) можно различить следующие участки (снизу вверх): *b* — слабо сцементированная рыхловатая аггломе-



Фиг. 26. Разрез лавового потока горы Горб. Буквенные обозначения объяснены в тексте

ратовая лава, непосредственно лежащая на делювиальной почве склона (*a*) и состоящая из кирпично-красных угловатых и округленных обломков плотной и шлаковатой лавы; кверху она становится более крепко спекшейся; *c* — красная брекчиевидная лава, состоящая из крепко спаянных угловатых обломков (Schweisschlacken); *d* — красная пористая флюидалная лава, *e* — серая плотная флюидалная лава с тонкоплитняковой отдельностью, *f* — такая же серая лава, но заметно пористая и без флюидалной струйчатости, *g* — черная, сильно пористая кора потока. Все эти участки постепенно переходят друг в друга.

Нижний аггломератовый участок, несомненно, представляет излившуюся лаву, подмятую вместе с ранее выброшенным экслюзионным материалом под движущийся поток. Легкий доступ воздуха в эту искрошенную, но еще горячую массу лавы способствовал, повидимому, окислению находящегося в ней магнетита и появлению в результате этого красной окраски лавы. Здесь, в основании потока, условия для окисления по всей вероятности были более благоприятными, чем на поверхности потока, где имеется тоже растрескавшаяся шлаковатая лава, но совершенно не окисленная. Не может ли причиной этому являться некоторая замкнутость среды в основании потока и сильное нагревание вследствие этого циркулирующего там воздуха, а также, быть может, несколько более затрудненная там дистилляция выделяющихся из лавы газов?

В отличие от поверхности лавового потока Веера, поверхность описываемого потока несравненно более спокойная. Здесь нет того хаотического

нагромождения громадных глыб. Поверхность здесь хотя тоже разломана, но глыбы более мелкие, разобщены они весьма незначительно и часто кажутся спекшимися. Таким образом, рассматриваемый поток, в отличие от санторинского потока Веера, ближе отвечает действительному типу лавы «аа».

По внешнему виду лава из внутренней части потока также несколько отличается от лавы Веера, хотя в общем близка к ней. Это — серая с неясно выраженной флюидальной текстурой тонкопористая спорадофирова порода, содержащая редкие и мелкие, но видимые простым глазом выделения оливина. Под микроскопом видна менее, чем в лаве Веера, пропыленная магнетитом пилотакситовая основная масса, содержащая во вкрапленниках только оливин, свежий и сильно трещиноватый. Лава из верхней шлаковатой коры потока такая же; отличается только темной окраской, большим количеством пор, большей пропыленностью магнетитом и наличием более крупных микролитов плагноклаза. Вкрапленники оливина здесь такие же свежие, как и в лаве из средней части потока. Характерны для этой поверхностной лавы частые включения, правда, очень мелкие (наблюдались размеры только до 2 см), оплавленного диорита. Красная пористая лава и такие же красные аггломераты из нижней части потока имеют тот же состав, что и корковая лава, но здесь интенсивно проявился процесс окисления, выразившийся в замещении магнетита окисью железа и в сильной опацификации и коррозии рудным веществом оливина.

По химическому составу рассматриваемая лава является андезитобазальтом, по внешнему виду и минералогическому составу она почти не отличима от базальтов других шлаковых конусов. Наличие в этой лаве мелких включений диорита, а также выход ее из диоритового массива и, наконец, этот несколько необычный для лав наших шлаковых конусов химический состав дают нам основание думать, что здесь имела место ассимиляция диорита базальтовой лавой.

Шлаковые конуса «под Бакенином». Находятся в долине правого притока р. Средней Авачи, километрах в 12 от вершины Бакенина и примерно в 6 км от границы распространения лав этого вулкана.

Издали мы здесь насчитали три шлаковых конуса. Лавовые потоки их залили и подпрудили всю нижнюю часть долины бокового притока Средней Авачи. Последняя, судя по вышерасположенной ее части, широкой корытообразной, похожей на выпаханную ледником долину, повидимому, была такой же и здесь, где лежат сейчас лавовые потоки. Сразу же выше потоков в долине находится маленькое озеро, представляющее, несомненно, подпруженную речку (фиг. 4).

Мы смогли побывать только на самом нижнем потоке, наиболее близком к р. Средней Аваче; язык потока находится уже в долине этой реки. Вид потока и лава весьма похожи, если не тождественны, таковым же шлакового конуса Веера. Здесь тоже поверхность завалена громадными разобщенными глыбами лавы и также засыпана шлаком, лапилли и бомбами. И растительность, покрывающая поток, такая же редкая и молодая; здесь те же невысокие березки и отдельные группы кустарников. Лава тоже является серым спорадофировым оливинсодержащим базальтом.

Мощность потока около 25 м (по барометру), остальные размеры потока остались для нас неизвестными, так как дальше языка потока мы не уходили.

Во время поездки сюда Дитмара (1854 г.) эти лавовые потоки уже существовали. Дитмар, описывая свой путь по Средней Аваче (1901), упоминает, что между рч. Тимон и Бакенином «в некотором расстоянии от реки возвышается скалистая стена, состоящая из кирпично-красного обожженного камня, сзади которой находится маленькое круглое озеро». Следовательно, то же самое может иметь место и для потока Веера, если эти потоки древ-

нее 1854 г.; указываемая Новограбленовым дата излияния последнего (1856 г.), мы думаем, является неверной.

Шлаковые конуса Жупановского перевала. Эти два конуса и лавовые потоки их мы видели только издали. Они были видны в долине истока, вероятно, одного из притоков р. Ковычи (но, может быть, Авачи, что, однако, кажется менее вероятным), зарождающегося с перевала тут же в соседстве с истоком р. Гаванки. Темпобурал окраска этих потоков и «горелый» вид их на фоне окружающих зеленых склонов невольно привлекали к себе внимание. Издали они казались похожими на образования типа Веера.

Шлаковый конус на водоразделе рр. Правой и Рассошины. Тоже был замечен и определен только издали. В виде типичного для этих образований конуса с прорванным склоном он отчетливо выделялся на ровной поверхности дола в относительно недалеком расстоянии от сопки Правой.

Лавы древних шлаковых конусов. В обоих осмотренных нами долинах левых притоков Средней Авачи мы встретили довольно большое количество свежих оливинных базальтов. Все встреченные обнажения этих пород представляли или осыпи больших глыб, скатившихся откуда-то сверху по склонам речек Сирочан и Тимоновская, или мощные россыпи на более пологих склонах (рч. Сирочан). В последнем случае россыпи имели уже характер потоков глыбовой лавы, правда, весьма сильно заросших кедровыми кустарниками. Такая особенность залегания, вместе с обликом этих пород, то плотных серых с мелкими выделениями оливина, то буровато-серых и весьма пористых, напоминает картину лавовых потоков шлаковых конусов.

Основания для этого предположения имеются еще и в общих особенностях геологического строения рассматриваемой местности. Здесь же и к западу от мест, где встречаются эти лавы, местность сложена из пород андезитово-пирокластической толщи (между прочим, совершенно не похожих на рассматриваемые лавы), тогда как к востоку мы встречаем уже порфириты и мощные интрузии кварцевого диорита, а присутствующие кое-где здесь породы андезитово-пирокластической толщи оказываются лежащими уже на вершинах гор. Такая геологическая картина может иметь только одно объяснение: здесь существует сброс. А если так, то нет ничего невероятного, что здесь существовали и шлаковые конуса; теперь они только разрушены и заросли лесом и кустарниками.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Наши наблюдения, касающиеся этих отложений, весьма поверхностны и случайны. Поэтому в нижеследующем кратком обзоре мы ограничимся только перечнем их.

Древнеледниковые отложения. Древние морены были встречены в верховьях речек Желтой, Чаевой, Рассошины, Гавапки, Сирочан и Тимоновской. Но, несомненно, этими местами не ограничивается их распространение. Дно долин в верховьях упомянутых речек, как мы уже отмечали выше, часто занято многочисленными мелкими озерами, расположенными на разных уровнях среди беспорядочно раскиданных бугров. Последние сложены из рыхлого щебневого и валунного материала, и среди них иногда попадаются отшлифованные валуны. Спускаясь ниже по долине, такая бугристая область с озерами в большинстве случаев довольно резко сменяется ровным тальвегом.

Ледниковыми же образованиями, повидимому флювиоглациальными, следует, нам кажется, считать бурые песчано-глинистые отложения, сла-

гающие береговые обрывы и поверхности плоских междулучных увалов в верховьях р. Рассошины, ниже области морен.

Современные ледники и ледниковые отложения имеются на ближайших к реке высоких вулканах, но наблюдать вблизи нам их не удалось.

А л л ю в и й. Как древние, так и современные аллювиальные отложения представлены преимущественно галечниками; реже встречаются глины и пески. Последние, в силу развитых здесь вулканических пород, имеют вид вулканического (эксплозионного) песка. Частью они, возможно и являются такими, но большее количество их, вероятно, все-таки чисто эрозионного происхождения.

Д е л ю в и й и э л ю в и й. Древние делювиальные отложения часто наблюдаются в виде заросших силевых конусов, располагающихся у подножия склонов долин крупных рек. Современные делювиальные отложения имеют небольшое развитие, и наблюдаются они только в высокогорных частях района, да и то около подножия очень крутых склонов, где осыпи перемещаются и растительность не может закрепляться.

Элювиальные отложения в настоящее время встречаются только по вершинам высоких гор. На более низких высотах они, как и делювий, повидимому, не успевают образовываться, так как быстро зарастают ползучими кустарниками кедра и ольхи. По этой же причине, вероятно, не удастся видеть и древних отложений их.

ТЕКТОНИКА

П л и к а т и в н а я д и с л о к а ц и я. Элементы пликативной тектоники наших напластованных толщ, особенно древней, порфиритовой, остались, вообще говоря, неясными. Трудность определения элементов залегания этих толщ обусловлена, главным образом, изверженным происхождением слагающих их пород, а для порфиритовой толщи, кроме того, еще и перемятостью их. Помимо этого, неблагоприятные условия для выявления тектоники заключались и в самом характере маршрутной работы. Не имея количественных данных, мы дадим только общую качественную характеристику пликативной дислокации выделенных нами толщ.

По сравнению с андезитово-пирокластической толщей порфиритовая толща является более сильно дислоцированной. Она, повидимому, образует для пологих складок с.с.-в. простирания. Последнее, однако, является только предположением, так как замерить элементы залегания нам удалось только в двух местах: в вершине рч. Кехкуй толща падала на ВЮВ 100° под углом около 15° , а в долине рч. Соленые Ключи — на ЗСЗ 295° под углом 30° . Возможно, характер пликативной дислокации здесь такой же, как и в Ганальско-Быстринском хребте, где выходит такая же порфиритовая толща (Б. И. Пийц, 1935). В нашем районе эти образования только сильнее разбиты сбросами и более перемяты.

Андезитово-пирокластическая толща, вообще говоря, если и является дислоцированной, то весьма слабо. Ее почти горизонтальное залегание часто очень хорошо устанавливается издали благодаря чередованию мощных слоев туфо-брекчии с лавами и выступанию последних, как более твердых, на склонах и гребнях гор. В ряде случаев наблюдались, однако, заметные углы падения, но в общем не превышающие 25° . Быстрая изменчивость на относительно небольших расстояниях не только углов падения, но и передко азимутов их, обусловлена, мы думаем, не складчатостью, а позднейшими вертикальными перемещениями масс этих пород. Западнее и севернее хребта Ивулк таких относительно крутых углов падения мы уже не наблюдали.

Р а з л о м ы. Непосредственно разрывов сплошности пород мы не наблюдали, но по ряду косвенных признаков существование их в районе

несомненно. Такими признаками являются: 1) высокое гипсометрическое положение основания андезитово-пирокластической толщи в местах, где выходят порфириты и секущие их диориты, и 2) приуроченность юных вулканических образований и выходов термальных ключей к линиям определенных направлений.

Выходы андезитово-пирокластической толщи в большинстве случаев доходят до самых низких гипсометрических уровней в районе. И здесь, где ее основание скрыто от взора, высокие горы, сложенные из пород ее, часто имеют ровную, платообразную поверхность. Такие столовые горы наблюдаются обычно в участках, примыкающих к долинам рр. Средней и Восточной Авачи, но особенно широкое распространение они имеют в бассейне рр. Гаванки, Рассопины и Жупановы. В междолинных же возвышенностях (хребет Ивулк и водораздел Средней и Восточной Авачи), где обнажаются порфириты и диориты, андезитово-пирокластическая толща лежит уже на последних, и рельеф гор здесь уже характеризуется острыми формами. Все эти особенности, мы думаем, с несомненностью указывают на поднятия.

Там, где поднятия не было или оно незначительно, поверхность андезитово-пирокластической толщи хотя и подвергалась заметному размыву, но сохранила все же свой платообразный характер; где поднятие было значительным, толща, естественно, оказалась сильнее размывтой, а горы более высокими и сильнее расчлененными.

В расположении вулканов и термальных ключей мы наблюдаем также известную закономерность — приуроченность их к линиям определенных направлений, которая может быть обусловлена только разломами. Ниже мы приведем краткую характеристику каждого такого предполагаемого разлома (или отдельных зон их), включая сюда и те, которые предполагаются по геологическим данным.

Вероятные разломы меридионального направления. Довольно хорошо геологически устанавливаются два разлома, образующие меридиональную грабеновую депрессию долины р. Средней Авачи.

1. Восточный разлом этого грабена выявляется с севера на юг следующими особенностями: всюду от восточного подножия Бакенина до устья р. Средней Авачи, западнее этой линии, по левой стороне долины, развиты столовые горы, сложенные до уровня воды в речках из пород андезитово-пирокластической толщи; восточнее располагается область сильно расчлененных гор, сложенных уже в своих нижних частях из порфиритов и диоритов, а в верхних — из андезитов и их туфо-брекчий; к этой линии приурочены выходы базальтовых лав разрушенных шлаковых конусов, наконец, южнее устья р. Средней Авачи этому направлению отвечает длинный обрыв столовой горы Сарай.

2. Западный разлом грабена, возможно, проходит через Бакенин, шлаковые конуса «под Бакенином» и далее на юг вдоль крутых склонов долины р. Средней Авачи.

3. Возможно, этого же направления разлом проходит вдоль восточного подножия Ганальских Востряков, являясь вместе с аналогичным же разломом в долине р. Быстрой (по другую сторону Востряков) причиной молодого горстового поднятия этого хребта.

Вероятные разломы северо-западного направления. 4. На одной линии, но несколько наклонной к западу, лежат вулкан Заварицкого, шлаковые конуса Жупановского перевала, Дзензурские теплые ключи и теснина р. Жупановы у южного подножия сопки Разваленной. В окрестностях вулкана Заварицкого этой же линии отвечает граница между островерхими горами, лежащими к югу отсюда, и столовыми возвышенностями, уходящими на север.

5. Примерно на одной линии такого же направления, но немного искривленной к юго-западу, располагаются вулкан Бакенин, Тимоновские горячие ключи, нект долерита и вулканы Дзензурский и Жупановский.

6. Такого же направления линия может быть проведена через шлаковые конуса «под Бакенином», один из шлаковых конусов группы Веера и шлаковый конус на водоразделе рр. Чаевой и Правой.

7. Общей линии отвечают шлаковый конус горы Горб, южный шлаковый конус группы Веера, сопка Правая и Таловые теплые ключи.

8. Установленный акад. А. Н. Заварицким северо-западный разлом, на котором располагаются вулканы Козел, Авача, Коряка, Лак и Арик, повидимому, проходит где-то в нашем районе, но он орографически не выражен и не был обнаружен нами геологически. Можно только предполагать, что на продолжении его лежит долина р. Западной Авачи и ее правый исток — рч. Степовая; в долине последней известны странные высокие обрывы, по-местному «стены»; отсюда и название речки — Степовая.

Вероятные разломы с.-в. направления. 9. Устанавливаются расположением шлаковых конусов Жупановского перевала, долеритовым нектком горы Вулканoid и шлаковыми конусами группы Веера. Линия более или менее отвечает направлению долины Восточной Авачи.

10. Возможно, разломом же обусловлена теснина р. Восточной Авачи, ниже устья р. Правой.

11. Примерно на одной линии располагаются Кехкуйские теплые ключи, сопка Правая и долина р. Жупановы между устьями рр. Гаванки и Рассошины.

12. Общей линией могут быть соединены три вулканических купола, Дзензурский вулкан и Дзензурские теплые ключи.

13. Повидимому, несомненным разломом является Налачевская термальная линия, тянущаяся к вершине вулкана Дзензурского. Здесь вдоль этой линии выходят три группы термальных ключей, имеющих удивительно близкие составы воды.

14. Этот разлом вместе с предыдущим, возможно, обусловил грабенное строение местности в истоках р. Налачевы. Это подтверждается и геологически: здесь в общей долине двух крупных истоков Налачевы, текущих с противоположных сторон, поперечных главной долине Налачевы, обнажается, в отличие от других мест, верхняя богатая лавами часть андезитово-пирокластической толщи.

Несомненно, эти намечающиеся линии разломов не исчерпывают всех, могущих здесь быть. Приведенный перечень возможных разломов только иллюстрирует вероятную здесь тектоническую структуру, ее своеобразный глыбовый или пересеченный горстово-грабенный характер.

Разломы, повидимому, в большинстве случаев являются сбросами. Оценивая очень грубо амплитуды отдельных сбросов доходят, вероятно, до 500 м. Общее поднятие отдельных участков района, повидимому, достигает 1000 м. Наибольшие вертикальные перемещения намечаются по северо-восточным и меридиональным сбросовым линиям, причем они, повидимому, не одинаковые на разных участках линий. Создается впечатление, что наибольшее поднятие было в средних участках намеченных линий. Сбросы северо-западного направления не обнаруживают таких резких поднятий; амплитуды их, за исключением некоторых (линия 5), повидимому, были очень незначительными.

В соответствующем месте мы указывали, что андезитово-пирокластическая толща была, повидимому, образована в результате линейных извержений из трещин, имевших, судя по форме площади распространения толщи, северо-западное направление. Этим самым мы допускаем, что северо-западные линии разломов уже существовали во время формирования андезитово-пирокластической толщи, т. е. в верхнетретичное время. К тому же пред-

положению приводят, по нашему мнению, и некоторые другие косвенные признаки: 1) вдоль этих направлений не наблюдалось скученного расположения плаковых конусов и термальных ключей — самых юных вулканических образований в районе; по линиям же меридиональным и северо-восточным скученность таких образований в отдельных местах имеется; 2) самые старые вулканические тела — высокие страто-вулканы — группируются преимущественно вдоль северо-западных линий; вероятно, эти вулканы образовались уже после прекращения предполагаемых линейных извержений, расположены они на породах апдезитово-пирокластической толщи; 3) меридиональные и северо-восточные разломы, в отличие от северо-западных разломов, более отчетливо проявляются в рельефе местности (грабенные долины и горстовые междуречья).

В целом, однако, предположение о более древнем возрасте северо-западных разломов остается, как видим, все же еще весьма мало обоснованным.

В отношении проявления признаков многочисленных разломов наш район не является исключением на Камчатке. Такого же направления возможны разломы, намечающиеся по расположению вулканов и по своеобразным очертаниям морского берега; предполагается, что они испещряют южную часть и все восточное побережье страны. Предположение о широком развитии их на полуострове было высказано акад. А. Н. Заварицким (1935); им же приводятся многие примеры таких возможных тектонических линий.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Исключая термальные ключи, заслуживающих внимания признаков полезных ископаемых в описываемой местности нами не было встречено. Но, несомненно, это не говорит еще о полном отсутствии их.

Геологические условия здесь более или менее благоприятны для существования месторождений полезных ископаемых. Наличие в рассматриваемом районе многочисленных диоритовых интрузий, внедренных в толщу палеогенных лав и их туфов, является основанием предполагать существование здесь рудных месторождений. Вмещающие эти интрузии лавовые и туфовые породы хотя и представляют плохие коллекторы магматических эманаций, но все же они могут быть вмещателями руд, что доказывает хотя бы соседней с Камчаткой Японией, где в третичных лавах и туфах часто встречаются месторождения своеобразных полиметаллических руд, так называемой черной руды или Куромоно. (Камеки Киношита, 1932). По мнению А. Н. Заварицкого, не исключена возможность нахождения таких руд и на Камчатке.

Нашими наблюдениями не были обнаружены также и месторождения строительных материалов (песок, глина, известняк и др.). Об их присутствии или отсутствии более трудно судить. Известняка здесь, по видимому, определенно нет. Что же касается песка, глины и других строительных материалов, то, быть может, после постановки соответствующих поисков их можно будет обнаружить. Песок был нами встречен только в павильных пойменных участках рек, и здесь он носил большей частью характер вулканического песка; глина, возможно, имеется среди предполагаемых нами флювиоглациальных отложений р. Рассошины. Вряд ли, однако, встретится надобность в ближайшие годы искать здесь эти месторождения.

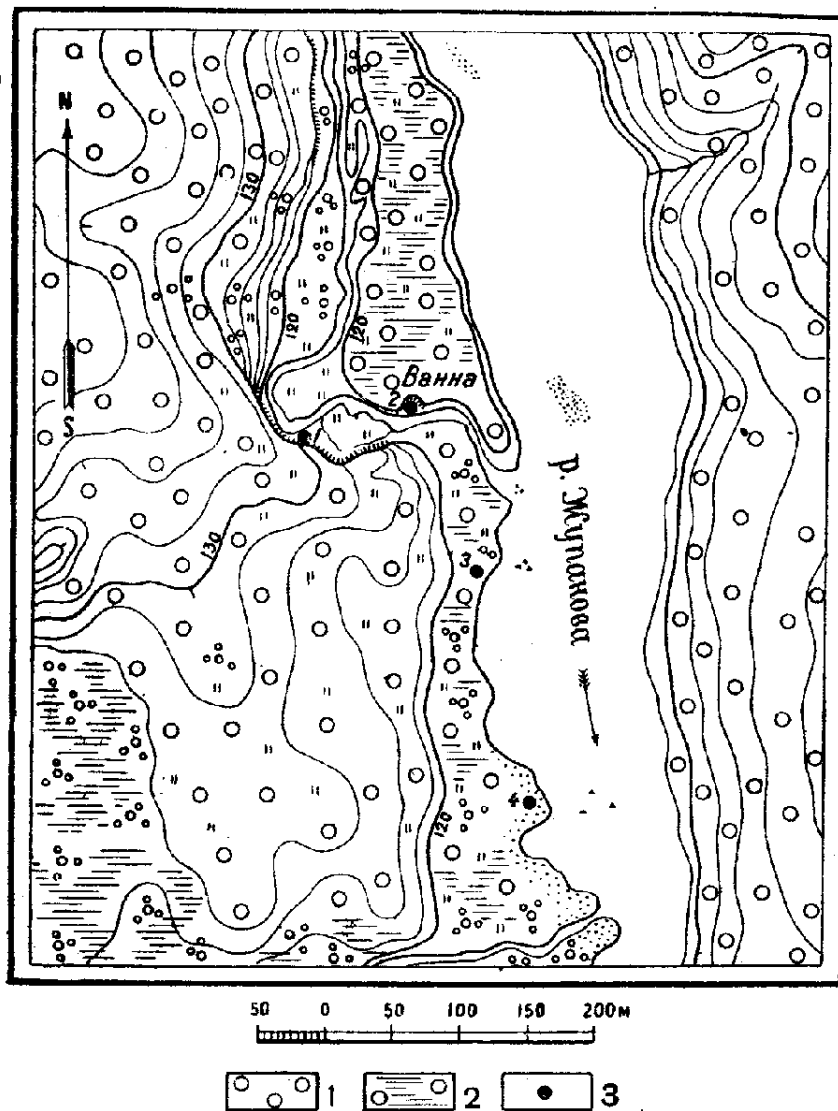
Из других нерудных полезных ископаемых, быть может, есть основание искать здесь алунит и каолин.

Наиболее богат район термальными ключами — этими своеобразными полезными ископаемыми.

Термальные ключи

Дзэнзурские теплые ключи. Выходы этих ключей, оказалось, находятся не в вершине р. Дзэнзур, как мы представляли себе по сообщениям местных жителей (Б. И. Пийп, 1937), а на правом берегу р. Жупановы, вблизи устья рч. Дзэнзур.

Долина р. Жупановы в этом месте пролегает среди невысоких лесистых холмов-отрогов понижающегося сюда высокого лавового плато. Абсолютная высота места выходов ключей около 120 м.



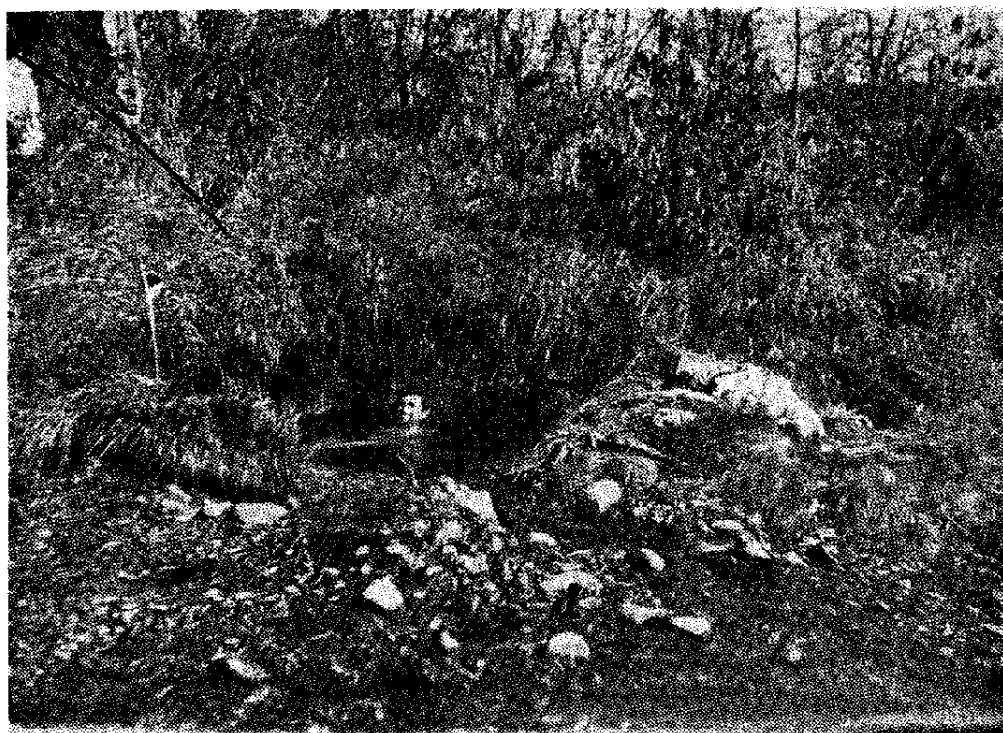
Фиг. 27. Глазомерный план Дзэнзурских теплых ключей
1 — березовый лес; 2 — пойменный лес; 3 — выходы термальной воды

Окрестности ключей сложены из пород верхней половины андезитово-пирокластической толщи, т. е. из напластованной массы пироксеновых андезитов. В тектоническом отношении участок выходов ключей является местом пересечения двух предполагаемых разломов: одного — северо-восточного (№ 12, идущего через Налачевские купола и Дзэнзурскую сопку) и другого — северо-западного (№ 5, идущего через вулкан Заварицкого и шлаковые конуса Жупановского перевала).

Участок выходов ключей занимает на правом берегу реки полосу протяжением около 400 м. Самая верхняя из замеченных нами группы ключей,

группа № 1, выбивается из коренной породы у подножия высокого яра. Следующая группа ключей, № 2, располагается на берегу длинного пойменного «острова», тоже у подножия яра. Остальные две группы ключей, № 3 и 4, выходят на песчаной отмели, тянущейся от яра к устью рч. Дзевзура. Судя по рассказам местных жителей, горячая вода раньше выбивалась еще из низких скалистых выступов в середине реки.

Ключи группы № 1 выбиваются крошечными, едва сочащимися струйками из слегка разложившегося эвпорфирового пироксенового андезита. В местах, где выходит вода, отлагаются бурые окислы железа и растут своеобразные темнозеленые термофильные водоросли; последние образуют слизистые налеты на поверхности камня. Максимальная температура воды здесь была $+30^{\circ}$ (при температуре воздуха $+10^{\circ}$).¹ Площадь выхода не превышает 3—4 м².



Фиг. 28. «Ванна» на Дзевзурских теплых ключах

Группа № 2 ключей наиболее богата водой. Вода здесь выбивается из галечникового откоса небольшой низкой пойменной террасы и стекает в рядом находящуюся узенькую протоку; последняя, отделяя пойму от высокого берега реки, образует упомянутый выше «остров». Картина выходов в этом месте такая же, как и в группе № 1: и здесь в большом количестве отлагаются бурые илистоподобные окислы железа, так же белеют выцветами солей выступы галек, и так же многие участки затянuty слизью термофильных водорослей. Там и сям из этой нестроокрашенной теплой массы выходят пузырьки газа.

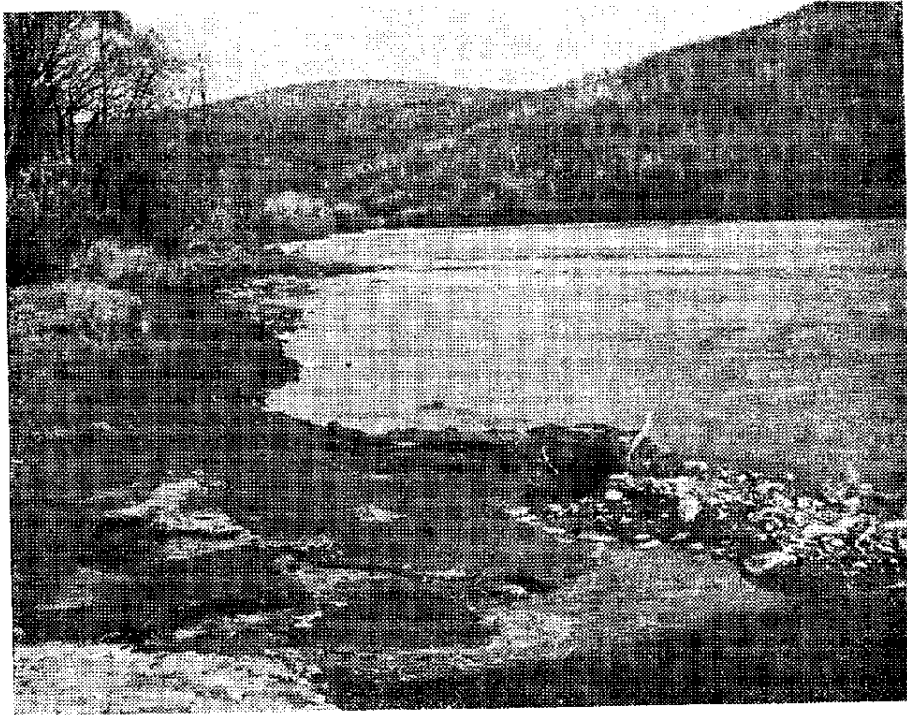
У верхней бровки террасы в таком сочащемся галечнике выкопана охотниками неглубокая яма, которая служит здесь «ванной» для купанья. Размеры этой «ванны» 2 м в поперечнике и 0,5 м в глубину. Дно и стенки образованы галькой и покрыты чистым серым песком. Из многочисленных мест дна «ванны» выходит большое количество пузырьков газа, которые непре-

¹ Здесь и далее температуры указываются в градусах Цельсия.

рывно волнуют воду и создают впечатление кипения. В сутки отсюда выливается 173 000 л воды (около 2 л в секунду). Температура воды 37.8° (при температуре воздуха $+9.5^{\circ}$; вода в р. Жупанове в это время имела температуру $+4.7^{\circ}$, а в протоке выше «вапны» $+8.6^{\circ}$).

Вкус воды здесь, как и в других местах, приятно кисловатый, даже в теплом состоянии.

Максимальная температура воды для Дзензурских ключей 38.3° была найдена в соседстве с «ванной» в местах выхода крошечных струй из сочащейся галечниковой площади. Повидимому, более высокие, чем $+37.8^{\circ}$ температуры имеются и на дне «вапны».



Фиг. 29. Группа № 4 крошечных грифонов на берегу р. Жупановы

Кроме выходов воды из галечникового откоса террасы, существуют выходы, повидимому, и на поверхности террасы. На это указывают две лужи тепловатой воды с температурой $+15.5^{\circ}$, находящиеся в 15 км на север от «ванны» на поверхности пойменной террасы, заросшей тальником и шеломайником.

Группы выходов № 3 и № 4 находятся на самом берегу р. Жупановы на песчаной отмели, почти на уровне воды в реке. В начале октября, когда мы были здесь, выходы теплой воды были на 5—10 см выше уровня реки; летом, когда уровень реки выше, эти теплые ключики, несомненно, залиты холодной водой. В виде крошечных струек они выбиваются из серого памивного песка, образуя в нем свежие, прихотливо изрезанные овражки и рытвинки. Общая площадь выходов их небольшая — не более 1—2 м². Дебит ничтожный. Температуры здесь были от $+15$ до $+37^{\circ}$. В местах выходов встречаются те же бурые осадки окислов железа и слизистые темнозеленые водоросли.

По химическому составу (табл. 2) вода Дзензурских ключей является натриево-магниезиально-углекислой. Она весьма близка к воде Шапипских теплых ключей и вместе с последней относится к редким, повидимому, на Камчатке типам термальных вод. Своеобразным для обоих является высокое содержание магния.

Таблица 2

Химический анализ Дзензурских теплых ключей.
«Ванна». Температура + 37.8°

(Аналитик Е. П. Муликовская, 1936 г.)

Элементы	г/л	мг-экв.	мг-экв. %
Na	0.2997	13.03	22.7
K	0.0280	0.72	1.3
Ca	0.0975	4.86	8.5
Mg	0.1220	10.03	17.5
		28.64	50.0
Cl	0.2553	7.20	12.5
Br	не обн.	—	—
J	»	—	—
SO ₄	0.002	0.04	0.1
HCO ₃	1.305	21.40	37.4
NO ₃	незн. кол.	—	—
SO ₄	следы	—	—
		28.64	50.0
HBO ₂	0.087		
H ₂ SiO ₃	0.124		
Fe ₂ O ₃	0.0003		
pH	6.7	As ₂ O ₃	незн. кол.
H _{II} ° (жесткость) обная	41.7	Fe ₂ O ₃	0.009
Сухой остаток	1.600		

В. Е. Кутейников, кроме того, определил: Zn, Pb, Mo, Ti — нет, Cu, As, Sb — следы.

Содержание магния в минеральных водах обычно незначительное. Появление больших количеств его, притом заметно преобладающих над содержанием кальция, можно объяснить только особенностями состава тех горных пород, через которые движется к поверхности минеральная вода. Такими богатыми магнием породами могут быть доломиты, магнезиальные соленосные отложения и ультраосновные изверженные породы, особенно серпентиниты и оливиновые породы. На Камчатке ни доломитов, ни соленосных отложений не известно, тогда как оливиновые породы и серпентиниты встречаются. Поэтому мы думаем, что высокое содержание магния в Дзензурских и Шапинских ключах вероятнее всего обязано наличию не вскрытого еще в районе тела или серпентинитов, или оливиновой породы.

Термальные ключи в верховьях р. Налачевы. Здесь до сих пор было известно существование только двух групп термальных ключей: Налачевских в развилке речек Желтой и Горячей и Крае-

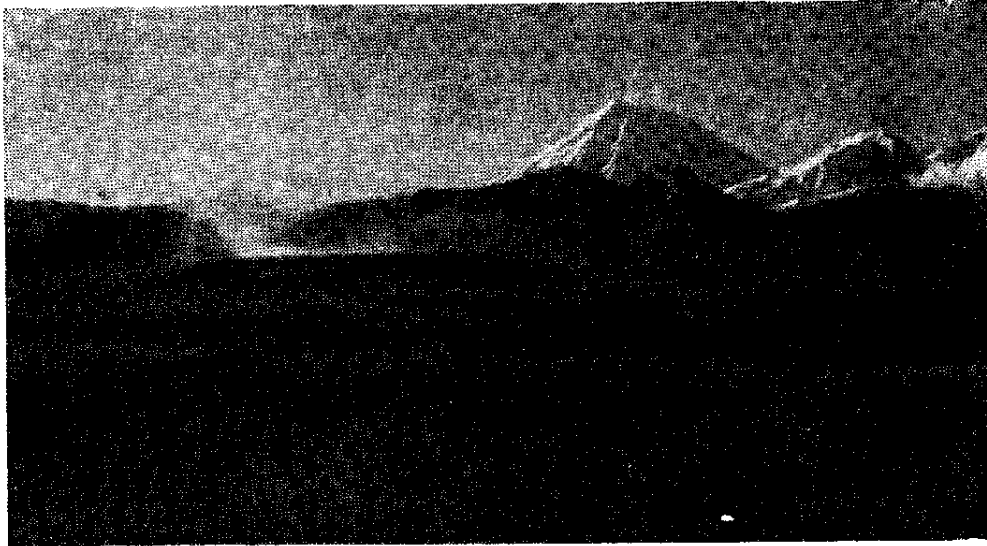
Таблица 3

Состав газа
Дзензурских ключей
(в объемных процентах)

(Анализ газовой лаборатории Гелиоразведки)

CO ₂	60.8
O ₂	0.6
CH ₄	следы
N ₂ + редкие газы	38.6
	100.0
Ar + Kr + Xe	0.375
He + Ne	0.010

ведческих в долине рч. Солёные Ключи. Нами найдена еще одна группа ключей по рч. Таловой, и есть указание топографа Акрымова, что, кроме того, имеется еще группа ключей на южном склоне Дзензурского вулкана. Все эти группы ключей лежат на одной прямой и образуют отчетливую термальную линию.



Фиг. 30. Вид Налачевских горячих ключей. Парит главный грифон — «котел» (температура 72°). За седловинкой видна Авачинская сопка, а правее ее — высокий конус Коряцкой сопки



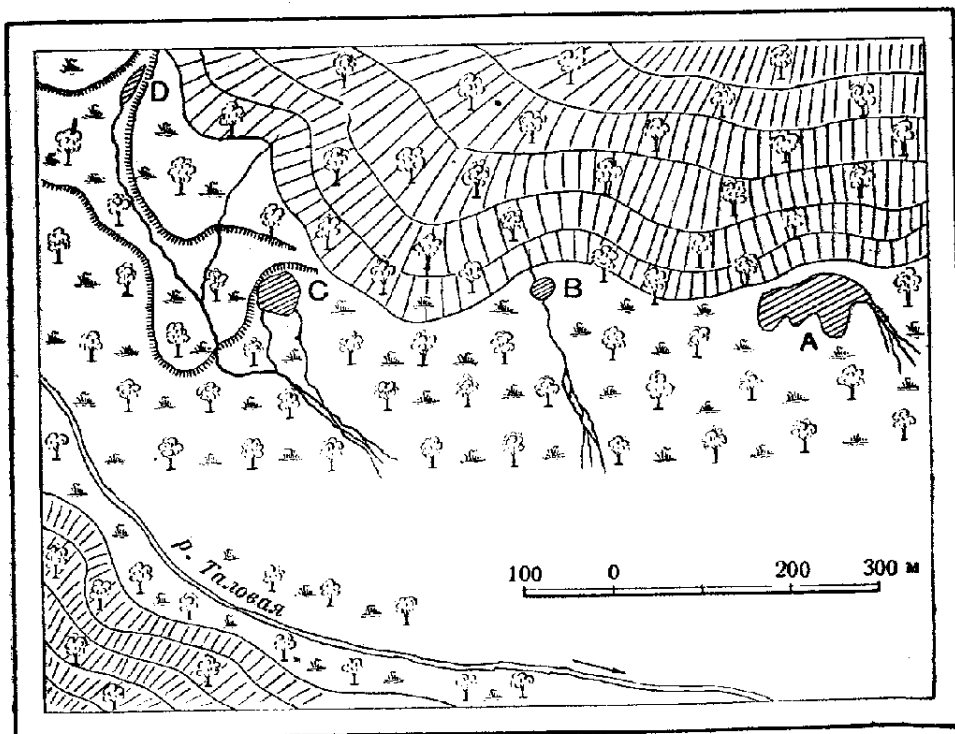
Фиг. 31. Правая часть панорамы Налачевских горячих ключей. Вправо от Коряцкой сопки видны вулканы Аак и Арик

Останавливаться на описании Налачевских и Краеведческих горячих ключей здесь мы не будем, так как они нами достаточно подробно описаны в специальном очерке термальных ключей Камчатки (1937).

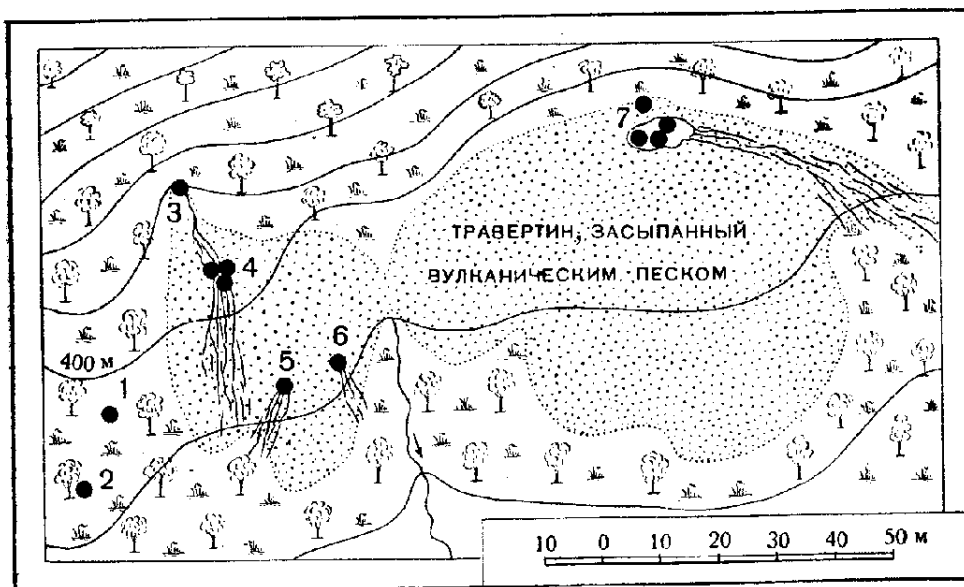
Таловые теплые ключи. Находятся в приустьевой лесистой части долины рч. Таловой, текущей со склона сопки Правой. Ключи выби-

ваются на левой стороне долины из-под коренного склона ее. Абсолютная высота места выходов ключей 400 м.

Всего здесь имеется четыре обособленных группы ключей, которые, располагаясь на равном расстоянии друг от друга, образуют полосу длиной около 1 км (фиг. 32).



Фиг. 32. Глазомерный план Таловых теплых ключей



Фиг. 33. Глазомерный план группы «А» Таловых теплых ключей

Наибольшей из них является группа «А» (фиг. 34 и 35). Место выходов ключей представляет голую натечную площадку, прислоненную к подошве склона долины. Кругом и на склоне и в тальвеге долины — довольно густой березовый лес. Ключевая площадка образована из бурого охристого травертина, весьма похожего на травертин Палачевских горных ключей, и,

так же как там, засыпана темносерым вулканическим песком. Примерная величина площади ключевого поля около 4500 м².

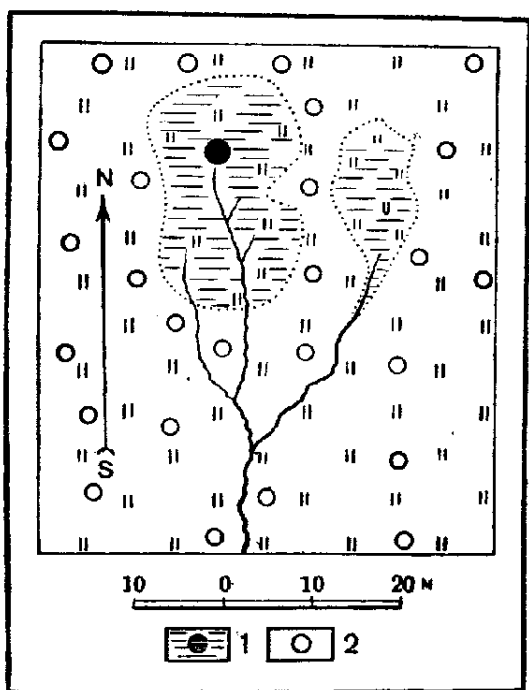


Фиг. 34. Вид термальной площади группы «А» Таловых теплых ключей

Термальная вода выбивается в нескольких местах слабенькими струйками, непропорционально малыми по сравнению с величиной площади. Вытекающая вода отлагает поверх вулканического песка рыхловатые корочки бурого травертина. Кое-где около выходов воды зеленые термофильные водоросли. При температуре воздуха +8° температуры воды ключей были следующие: ключ № 1—20.2°, № 2—14.5°, № 3—30.8°, № 4—15.5°, № 5—30.2°, № 6—29.7° и № 7—29.7°.

Таким образом, максимальная температура этих ключей равна 30.8°. Из теплой лужи № 7, на дне которой, судя по заметному стоку воды, выходит ряд ключиков, была взята проба воды для анализа.

На вкус вода очень приятна, слегка солоновато-кислая. В этом отношении вода не похожа на таковую же соседних Налачевских и Краеведческих ключей: И в химическом составе воды, по сравнению с последними, имеется некоторая разница, хотя по общему составу вода здесь такая же натрисво-хлористая и заметно минерализованная. В описываемых ключах несколько повышено только содержание ионов кальция и сульфата. Близость к Налачевским и Краеведческим ключам особенно хорошо подчеркивается высоким содержанием бора и мышьяка в тех и других. Таким образом, несмотря на некоторые различия, вода Таловых ключей генетически, безусловно, родственна Налачевским и Краеведческим термальным водам.



Фиг. 35. Глазомерный план группы «В» Таловых теплых ключей

1 — термальное болото с выходами воды;
2 — березовый лес

Таблица 4

Химический анализ Галовых теплых ключей.
Грифон А-7. Температура 29.7°

(Аналитик Е. П. Муликовская, 1936 г.)

	г/л	мг-экв.	мг-экв. ‰
Na	1.115	48.48	27.5
K	0.1395	3.57	2.0
Ca	0.6630	33.08	18.8
Mg	0.0362	2.98	1.7
		88.11	50.0
Cl'	1.997	56.32	32.1
Br'	0.001	0.01	—
J'	не обн.	—	—
SO ₄ ''	1.175	24.26	13.7
HCO ₃ '	0.457	7.50	4.2
NO ₃ '	незн. кол.	—	—
NaNO ₄ ''	0.001	0.02	—
		88.11	50.0
HBO ₂	0.181	В осадке:	
H ₂ SiO ₃	0.112	As ₂ O ₃	ест.
Fe ₂ O ₃	0.00005	Fe ₂ O ₃	0.015
pH	6.7		
H _п ° общая ¹	101.2		
Сухой остаток	5.611		

Если идти вдоль подножия склона вверх по долине, то примерно через 250 м встретится следующая небольшая группа выходов воды (группа «В»). Площадь ее около 750 м². Здесь уже не видно натеков травертина; ключевая площадка заболочена и заросла своеобразной, типичной для термальной площадки волосистой травой. Явных выходов воды нет; среди заболоченных ключей волосистой травой. Явных выходов воды нет; среди заболоченной почвы имеются только несколько теплых луж. Наявысшая температура воды в последних оказалась +27° (при температуре воздуха +8°). На вкус вода здесь такая же, как и в группе «А».

Примерно на таком же расстоянии выше по долине располагается третья группа ключей (группа «С»). От группы «В» она отличается только большей величиной площади и наличием ряда ручейков, вытекающих из нее. Она также заболочена, заросла травой и несет на себе ряд теплых луж — вероятно, бывших грифонов. Стока из последних уже нет. Вода собирается в ручьи у окраины площади из-под заболоченной почвы (заболоченное ключевое поле слегка поднято над окружающей сухой местностью). Ручейки, слившись вместе, текут некоторое время по сухой почве окружающего леса, но вскоре теряются — просачиваются в галечники тальвега. По берегам их довольно много таких же рыхлых бурых травертиновых натеков, как и в группе «А».

¹ Жесткость в немецких градусах.

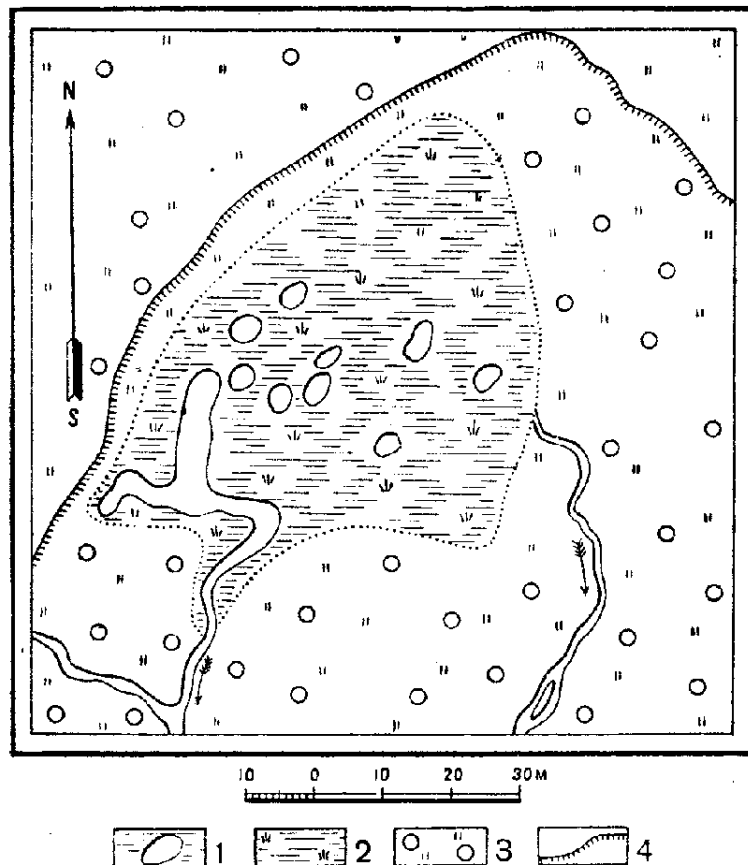
Наивысшая температура ключей, найденная в одной из луж, оказалась $+25^{\circ}$. На вкус вода здесь не отличима от таковой же в группах «А» и «В».

Группа «D» Таловых ключей располагается еще выше по долине, но опять у подножия коренного склона. Выходы воды здесь сосредоточены на небольшой площади вдоль берегов теплого ручья. Последний берет начало в небольшой нише на склоне, откуда выходит ключик с температурой $+29.7^{\circ}$. Примерно в 50 м ниже начала находится теплый прудик размером около 2.5×2.5 м, наполненный чистой зеленовато-голубой водой. Температура

воды здесь оказалась максимальной для Таловых ключей $+34^{\circ}$. На вкус вода такая же, как и в предыдущих группах.

Таким образом, Таловые теплые ключи, располагающиеся между Налачевскими и Краеведческими ключами, близки генетически и по химическому составу к последним, но представляют уже угасающие ключи, что выражается в их ничтожном дебите, низких значениях температур, зарастании и заболачивании их ключевых площадок, почти совершенном отсутствии выходов газа, появлении больших количеств ионов кальция и сульфата в составе воды.

Кехкуйские теплые ключи. Впервые краткие сведения об этих источниках помещены в Камчатской хронике (1927).

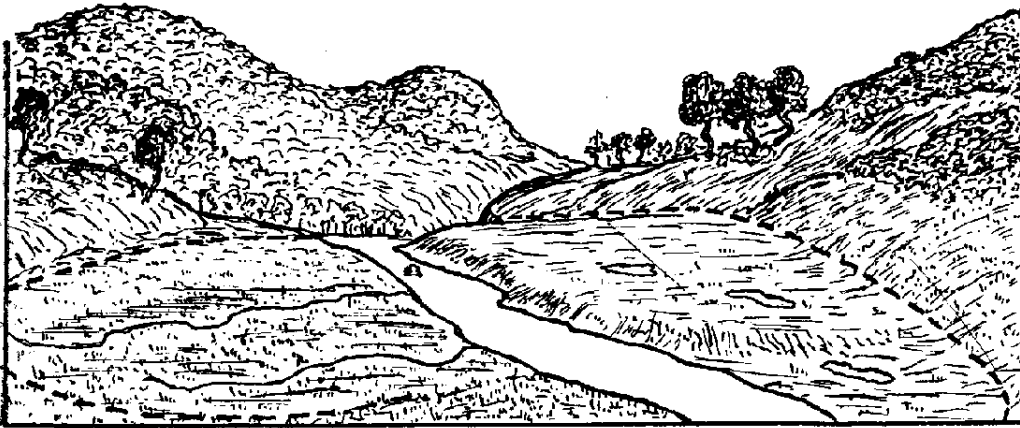


Фиг. 36. Глазомерный план группы «С» Таловых теплых ключей

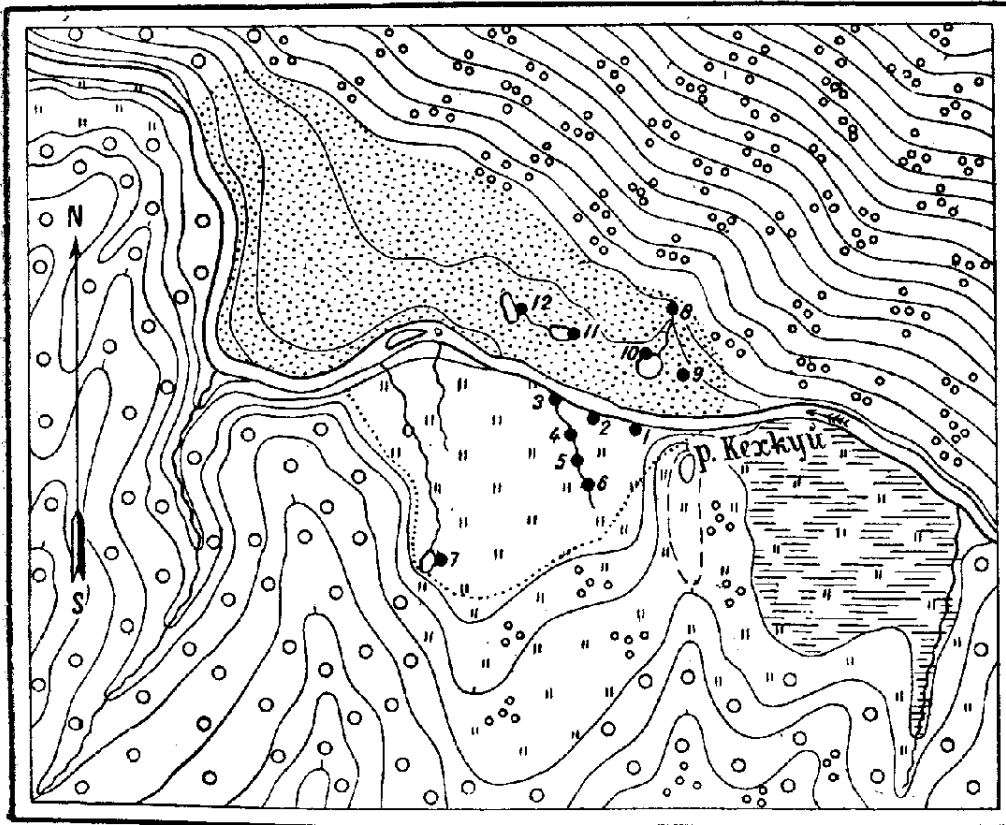
1 — лужи с выходами теплой воды; 2 — термальное болото;
3 — березовый лес; 4 — терраса

Ключи располагаются в узенькой долинке левого, самого длинного истока рч. Кехкуй. Кругом находятся высокие горы с безлесными вершинами, представляющие отроги водораздельного с р. Палачевой хребта Ивулка. Источники выходят из порфиритов и их туфов и приурочены к краевой части пахоящегося здесь рядом интрузивного тела кварцевого диорита: генетически, однако, ключи ни с теми, ни с другими породами, как будет показано ниже, не связаны. Место выходов ключей соответствует участку, где пересекаются линии наших предполагаемых разломов № 4 и 11.

Вода выходит по обеим сторонам речки. На левой стороне ключи выбиваются на поверхности надпойменной террасы, покрытой ровным чистым лугом, и стекают отдельными ручейками в реку. В пойме, у подножия террасы, выходят еще несколько ключиков, также и коротенький ручеек. Здесь же около грифона № 3, в устье одного из надпойменных ручейков, имеется большой натек травертина. Ясно выраженных грифонов нет; вода выбивается во многих местах крошечными, едва сочащимися струйками, которые, сливаясь вместе, образуют ручейки. Кругом выходов и вдоль ручейков неизменный бордюр темнозеленых слизистых водорослей. Тем-



Фиг. 37. Вид Кехкуйских теплых ключей. Пунктиром показана граница ключевой площади



25 0 25 50 75 100 м

Горизонтали примерно через 2 м



Фиг. 38. Глазомерный план Кехкуйских теплых ключей
 1 — кустарник; 2 — берзовый лес; 3 — сухой луг; 4 — мокрый луг;
 5 — травертин; 6 — места замеров температуры

пературы воды в грифонах левого берега речки оказались следующими (при температуре воздуха -2°): № 1 + 25.5° , № 2 + 28.8° , № 3 + 18.8° , № 4 + 27.7° и 28.5° , № 5 + 27° , № 6 + 21.8° и № 7 + 16.5 и 19.3° .

Ключевое поле правого берега речки покрыто травертиновым щитом. Последний кое-где зарос уже травой. Несмотря на большую величину ключевого поля, выходов ключей здесь еще меньше, чем на левом берегу. Все они сосредоточены в верхней части травертинового поля. Грифонов ясно выраженных здесь также нет; вместо них имеются мелкие лужи, участками теплые. Выходы воды также весьма слабы, даже более слабые, чем на правом берегу. В отдельных грифонах были найдены следующие значения температур: № 8 + 22.2° , № 9 + 4.5° , № 10 + 7° , № 11 + 8.5° и № 12 + 13.2° .

Таблица 5

Химический анализ Кехкуйских теплых ключей
Грифон № 3. Температура $+18.8^{\circ}$

(Аналитик Е. П. Муликовская, 1936)

Элементы	г/л	мг-экв.	мг-экв. %
Na	1.0000	43.49	37.9
K	0.0410	1.05	0.9
Ca	0.1735	8.66	7.5
Mg	0.0514	4.23	3.7
		57.43	50.0
Cl'	1.220	34.41	30.0
Br'	0.001	0.01	—
J'	не обн.	—	—
SO ₄ "	0.2131	4.43	3.8
HCO ₃ '	1.104	18.10	15.8
NO ₃ '	0.029	0.48	0.4
NaBO ₄ "	не обн.	—	—
		57.43	50.0
		В осадке:	
HBO ₂	0.127		
H ₂ SiO ₃	0.0711		
Fe ₂ O ₃	следи	As ₂ O ₃	не обн.
pH	7.2	Fe ₂ O ₃	следи
HН° общая	36.1		
Сухой остаток	3.467		

В. Е. Кутейниковым, кроме того, определено: Рb, Мо, Sb, Ti — нет, Cu, Zn, As — есть, Cu — заметное количество.

Таким образом, максимальная температура Кехкуйских ключей оказалась равной $+28.8^{\circ}$ (при температуре воздуха -2°). В июле 1926 г. при температуре воздуха $+15^{\circ}$ была установлена здесь максимальная температура 33° (Камчатская хроника, 1927).

По вкусу вода напоминает таковую же Таловых ключей и отчасти Налачевских, т. е. является солоновато-углекислой. В химическом составе их также имеется большая близость. Вода здесь такая же существенно натрисово-хлористая с большим содержанием борной кислоты, как и в тех ключах.

Но имеются и некоторые отличия, но несущественные. К числу их надо отнести присутствие здесь только ничтожных следов мышьяка, ничтожно содержание окиси железа (в результате этого, очевидно, и травертин здесь не похож на Налачевский и Таловый; там охристо-бурый, здесь грязно-белый) и наличие сравнительно большого количества бикарбоната и редкого, по видимому, в камчатских термальных водах иона азотной кислоты.

Валовой состав Кехкуйских теплых ключей близок к составу знаменитых Боржомских источников; единственное существенное отличие только в более пониженном здесь содержании углекислоты.

Кехкуйские ключи, так же как и Таловые, производят впечатлительные угасающих ключей.

Тимоновские горячие ключи. К сожалению, по вине проводника, нам не удалось попасть на эти никем до сих пор не исследованные горячие ключи. Мы их специально искали, но не нашли, хотя, как оказалось впоследствии, были весьма близко от них.

Судя по рассказам местных жителей, эти ключи находятся в узенькой скалистой долинке правого истока рч. Тимоновской. От устья последней, впадающей в Среднюю Авачу слева, до ключей отнюдь не 4 км, как указывается в литературе, а около 15 км. Местность в районе ключей высокогорная, альпийская. Средняя абсолютная высота окружающих гор около 1000—1100 м, а места выхода ключей, судя по падению речек, — около 700 м.

В соседстве с источниками располагается массив горы Зубчатой, сложенный из кварцевого диорита; горячая вода выходит или из диорита, или, более вероятно, из порфиритов, которые тоже здесь в окрестностях распространены. Однако генетически, мы думаем, ключи связаны не с этими породами, а, как и другие ключи в районе, вероятно, с эффузиями базальтов шлаковых конусов.

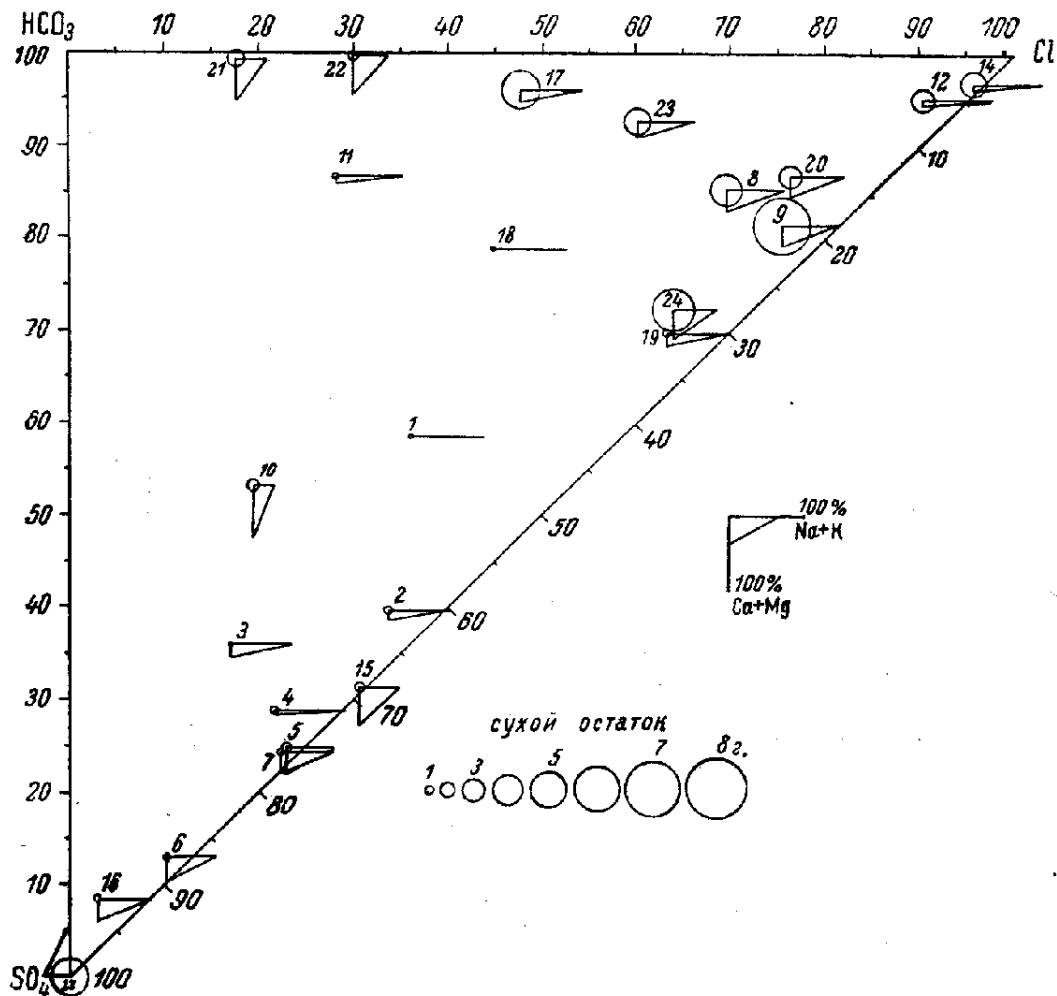
Повограбленов сообщает (основываясь на показаниях охотников), что Тимоновские ключи отлагают углекислую известь, содержат сероводород и имеют температуру около $+46^{\circ}$.

Общая характеристика термальных ключей района. За исключением Дзензурских ключей, все термальные ключи района, включая сюда, по видимому, и Тимоновские, являются по химическому составу существенно натриево-хлористыми, заметно минерализованными водами. Дзензурские ключи, будучи в сущности близкими по составу к остальным ключам, отличаются от них своим большим содержанием бикарбоната и преобладанием над щелочными щелочноземельных ионов (очень много магния). Кроме того, минерализация этих ключей незначительная. Для всех ключей района весьма характерно еще высокое содержание в них бора (в Налачевских ключах содержание борной кислоты доходит до 0.393 на литр при сухом остатке в 4.124 г, т. е. составляет 9.5% сухого остатка). Наконец, выделяющийся из источников газ в основном представляет двуокись углерода.

По составу описанные термальные ключи резко отличаются от ключей более южного района. Имеющиеся там ключи Малкинские, Начикинские, Малые и Большие Банные и три группы Паратунских являются слабо минерализованными, существенно натриево-сульфатными по составу, и выделяющийся из них газ по преимуществу является чистым азотом.

Существование здесь таких двух довольно резко отличающихся между собой типов термальных источников удовлетворительно объясняется геологической обстановкой их выхода. Термальные источники Начикинско-Паратунского р-на, как показали наши наблюдения, неизменно приурочены к выходам кислых изверженных пород — либо гранодиоритов и кварцевых диоритов, либо риолитов — и генетически, по видимому, являются производными кислых магм. Термальные же источники описываемого

района, хотя в большинстве случаев вытекают тоже вблизи кислых изверженных пород (кварцевых диоритов), но они приурочены к той системе разломов, вдоль которых здесь недавно происходили излияния базальтовых лав шлаковых конусов. Приуроченность к одним и тем же трещинам и термальных ключей и базальтовых лав — образований, геологически недавних, говорит, по нашему мнению, за общность их генезиса и питающего очага, т. е. это, мы думаем, указывает на то, что термальные ключи подобного состава являются производными основной магмы.



Фиг. 39. Диаграмма составов термальных ключей Камчатки

1 — Малкинские горячие ключи; 2 — Начикинские горячие ключи; 3 — Малые Банные горячие ключи; 4 — Большие Банные горячие ключи; 5 — Нижне-Паратунские горячие ключи; 6 — Средне-Паратунские горячие ключи; 7 — Верхне-Паратунские горячие ключи; 8 — Налачевские горячие ключи; 9 — Краеведские горячие ключи; 10 — Нижне-Семичинские горячие ключи; 11, 12 и 13 — Узонские горячие ключи; 14 — Паужетские горячие ключи; 15 — Озерновские горячие ключи; 16 — Палапские горячие ключи; 17 — Пушкинские теплые ключи; 18 — Апатинские горячие ключи; 19 — Кренукипские горячие ключи; 20 — Нижне-Галыгинские горячие ключи; 21 — Шапкинские теплые ключи; 22 — Дзэнзурские теплые ключи; 23 — Кехкуйские теплые ключи; 24 — Таловые теплые ключи.

С целью сравнения описываемых термальных источников с другими источниками Камчатки на фиг. 39 приведена барицентрическая диаграмма составов их. На этой диаграмме источники существенно натриево-сульфатные, связанные с кислыми изверженными породами, располагаются в области нижнего угла треугольника, натриево-хлористые источники, связанные с основными изверженными породами, — в верхнем правом углу треугольника, а углекислые источники, представляющие, по нашим воззрениям, метаморфизованные разности двух первых, тяготеют к верхнему

левому углу треугольника. На диаграмме хорошо обрисовывается близость Дзспзурских ключей (№ 22) к таким же теплым Шаинским ключам (№ 21), а для источников Кехкуйских (№ 23) и Таловых (№ 24) видно отклонение их от родственных им Налачевских (№ 8) и Краеведческих (№ 9) ключей в сторону метаморфизованных угасающих термальных ключей.

НЕКОТОРЫЕ МОМЕНТЫ ПРЕДПОЛАГАЕМОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЙОНА

Предположительно в верхнемеловое или в палеогеновое время в рассматриваемой местности произошли излияния порфиритов.

После прекращения вулканической деятельности толща этих древних лав и их туфов была собрана в складки.

Вероятно, во время процесса складкообразования в толщу лав интродировали кварцевые диориты. Последние обнажаются сейчас в виде отдельных интрузивных массивов и в виде секущих и пластовых тел, но в совокупности, быть может, представляют батолит.

После складкообразования и интрузии диорита толща подверглась сильному размыву, в результате чего были обнажены диориты, а поверхность толщи была пенецленизирована.

Вероятно, вследствие образования северо-западных разломов снова возобновилась вулканическая деятельность. Мы предполагаем, она произошла в неогеновое время. В результате этой деятельности была образована андезитово-пирокластическая толща.

Извержения вначале, повидимому, имели эксплозионный характер; было образовано большое количество пирокластического материала. Последний, мы считаем, перемещался грязевыми потоками, возникавшими при таянии льда (вследствие или вулканических извержений, или сезонных явлений). Закончилась вулканическая деятельность излияниями, повидимому из трещин большого количества лав (андезиты и базальты).

После этой второй фазы вулканической активности опять произошел перерыв. Образовавшаяся андезитово-пирокластическая толща стала размываться. В это же время возникли сбросы северо-восточного направления, способствовавшие еще более резкому размыву поднятых и опущенных участков отложившихся толщ. Изменения в рельефе (грабенные долины и горстовые междуречья), созданные этими сбросами, сохранились, в отличие от более древних сбросов, и по сие время.

В четвертичное время наступает опять новая, но уже последняя фаза вулканической деятельности, продолжающаяся и до сегодняшнего дня. Вулканические явления имеют уже локальный характер, будучи приурочены к определенным пунктам. Последние намечаются, как места пересечения двух предполагаемых направлений разломов.

С момента древних излияний вплоть до настоящего времени поверхность района оставалась, повидимому, сухой.

Наиболее древними вулканическими телами 3-й фазы являются высокие страто-вулканы. В нашем районе они почти все, повидимому, за исключением вулкана Заварицкого, уже давно прекратили свою деятельность; на некоторых из них при этом заметны следы даже сильной ледниковой обработки; в примыкающих районах некоторые из вулканов еще активны [вулканы Березовый (Карымский), Жупановский и Авачинский]. Частью этим многоактным вулканам, быть может, синхронны некоторые вулканические купола.

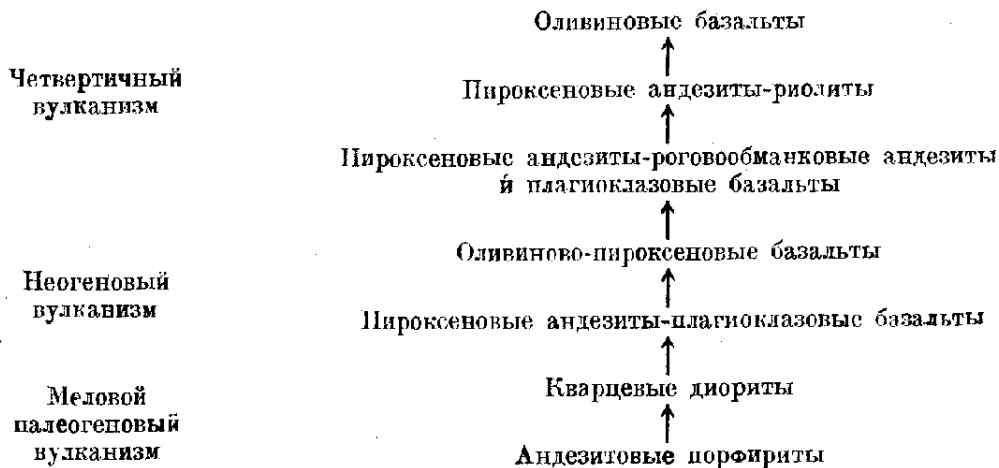
Самыми молодыми в районе вулканическими образованиями являются одноактные шлаковые конуса. Такими же молодыми, быть может, образова-

ниями являются и термальные ключи, имеющие здесь, безусловно, вулканическое происхождение.

Последовательное изменение состава пород в течение указанных периодов вулканической деятельности может быть грубо представлено следующей схемой (табл. 6).

Таблица 6

Схема изменения состава эруптивных пород с течением времени



II. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

С целью оттенить особенности состава пород каждой изверженной формации мы приведем описание пород в той же геологической последовательности, в какой они описаны выше.

ПОРФИРИТОВАЯ ТОЛЩА

Эффузивные порфириты

Макроскопическая характеристика. По внешнему виду эти породы довольно резко отличаются от преобладающих в районе кайнотинных лав. Они более плотные, литоидные, с характерным занозистым изломом. Окраска их темносерая, нередко с тусклыми оттенками зеленоватого, буроватого и голубоватого цветов. Порфиновые выделения, как правило, мелкие (до 1—1.5 мм) и с трудом различаются невооруженным глазом. Довольно часто в породах наблюдается вкрапленность пирита.

Микроскопическое строение. Под микроскопом устанавливается, что эти породы имеют микропорфировое строение. Большей частью они являются эвпорфировыми, реже спорадофировыми. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз и пироксен, оба обычно разложившиеся. Микролитовая или, реже, фельзитовая основная масса также является заметно разложившейся; она девитрифицирована, и в ней много новообразований.

Фенокристаллы. В порфириновых выделениях наиболее крупными и наиболее многочисленными являются кристаллы плагиоклаза. В среднем размеры их около 0.5 мм, реже до 1 мм. В большинстве случаев они трещиноваты и заметно разложены; микротиновые кристаллы попадаются редко. Зональность обычно отсутствует, но если встречается (в свежих кристаллах), то она бывает только прогрессивной.

По составу плагиоклаз в преобладающей массе вкрапленников является лабрадором; очень редко в ядрах некоторых кристаллов состав его поды-

мается до основного битовшита. Измерения на федоровском столике дали следующие результаты (табл. 7).

Таблица 7

Состав плагиоклаза в порфиритах

№ обр.	Двойн. ось	BNg	BNш	BNp	2V	Угол погасания в сечении $\perp [100]$	% An
64b	—	—	—	—	—	33°	61
64d	—	—	—	—	—	36°	67
64i	[001]	61°	66½°	39½°	+76°(+)	—	59
	—	—	—	—	—	38°	71
	—	—	—	—	—	ядро 44°	90
	—	—	—	—	—	край 37°	69
75a	—	—	—	—	—	37°	69
75b	—	—	—	—	—	34°	63
75c	—	—	—	—	—	31°	57
	—	—	—	—	—	33°	61

Новообразования по плагиоклазу представлены зеленым хлоритом, альбитом и землистой (сосюритовой?) мутью. Хлорит и альбит обычно замещают плагиоклаз по жилкам, часто в виде неправильных ключев.

Из цветных минералов во вкрапленниках сохранился только клинопироксен; раньше, повидимому, присутствовали еще ортопироксен и в некоторых образцах — оливин и роговая обманка, но теперь они нацело уже разложены.

Зерна клинопироксена имеют вид обычных коротких призм, вытянутых по 3-й оси. Размеры их в среднем около 0.2—0.3 мм. В отличие от пироксенов кайнотипных лав пироксен здесь бесцветен. В большинстве случаев он свежий; встречающиеся изредка разложенные зерна его проникнуты землистой, ближе не определенной мутью. Иногда наблюдается небольшая зональность в строении зерен. Оптические свойства пироксена следующие:

Обр. 64i

- 1) $N_g = 1.725 \pm 0.002$; $N_p = 1.701 \pm 0.002$ ¹
- 2) $2V = +51^\circ$ (обе оси); $cN_g = 41^\circ$
- 3) $2V = +52^\circ$ (одна ось); $cN_g = 42^\circ$

Обр. 75c

$$N_g - N_p = 0.025$$

Обр. 75c

4) зональное зерно:

$$\begin{aligned} \text{ядро } 2V &= +60^\circ \text{ (обе оси)} \\ \text{край } 2V &= +56^\circ \text{ " " } \end{aligned}$$

5) зональное зерно:

$$\begin{aligned} \text{ядро } 2V &= +56^\circ \text{ (одна ось)} \\ cN_g &= 42^\circ \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{промежуточная зона } 2V &= +62^\circ \text{ (одна ось)} \\ \text{край } 2V &= +56^\circ \text{ " " } \end{aligned}$$

¹ Эти и все нижеследующие измерения показателей преломления (по иммерсионному способу) сделаны Л. Г. Кваца; за товарищескую помощь выражаю ей свою сердечную благодарность.

По этим данным пироксен следует отнести к обычным в вулканических породах клинопироксенам смешанного диопсид-клиноэнстатит-геденбергитового состава.

На ряду со свежим клинопироксеном часто в одном и том же шлифе наблюдаются такие же короткопризматические зерна, несомненно, другого пироксена, но нацело разложенного. По форме зерен и характеру замещения их этот пироксен, по видимому, был ортопироксеном. Сейчас он замещен зеленовато-бурым, пропитанным окислами железа волокнистым хлоритом. Псевдоморфозы последнего имеют гомоосевую ориентировку. Константы этого минерала следующие:

- 1) $N_g = 1.596 \pm 0.002$; $N_r = 1.576 \pm 0.002$;
- 2) $2V$ небольшой и отрицательный;
- 3) $N_g - N_r = \approx 0.010$.

Совместно с хлоритом в псевдоморфозах иногда встречаются рудный минерал, лейкоксен и, редко, карбонат.

В некоторых образцах вместе с клинопироксеном и разложенным ортопироксеном встречается также разложившийся амфибол. От него сохранилась только толстая опалитовая кайма и заметная благодаря этому игольчатая форма кристаллов; наблюдающиеся иногда неопалитизированные ядра замещены таким же зеленовато-бурым хлоритом, как и в ортопироксенах.

Нацело разложившийся оливин совместно с таким же разложившимся пироксеном наблюдался только в одном образце. Здесь он имел типичную для него бочковидную форму, большей частью, правда, искаженную, неправильную, и замещался бесцветным низкодвупреломляющим серпентином, пронизанным кое-где жилочками рудного вещества.

Основная масса. Намечаются два основных типа структур ее: микролитовая и, более редкая, фельзитовая. Микролитовая основная масса чаще всего имеет гиалопилитовую структуру и реже — пилотакситовую; последняя иногда приближается даже к спилитовой.

Основная масса, как мы указывали, во всех образцах является разложившейся. В фельзитовых разностях состав ее нераспознаваем. По видимому, она представляет девитрифицированное стекло, испещренное тончайшими субмикроскопическими частичками. Последние, судя по равномерной темносерой окраске основной массы, представляют, главным образом, рудную пыль. В микролитовых разностях основная масса состоит преимущественно из микролитов плагиоклаза, рудной пыли и различных новообразований. По девитрифицированному стекловатому базису, по микролитам плагиоклаза и бывшему здесь, несомненно, пироксену развиты обычно хлорит, кварц, лейкоксен, серицит и карбонат. Наиболее часты первые три. Пор или миндалин в этих породах не заметно.

Иногда наблюдаются тонкие жилки, выполненные карбонатом, рудным минералом и гранатом (обр. 64f). Гранат вместе с карбонатом [анкерит (?) или сидерит (?)] в этом случае развивается также и по клинопироксену. Появление здесь граната и железистого (бурая окраска и сильная псевдоабсорбция) карбоната, по видимому, обязано внедрению пластовых жил диорит-порфирита и развитию вследствие этого горячих гидротермальных растворов.

Контактово-измененный порфирит. В одном из образцов порфирита, судя по структуре эффузивного, взятого из контакта с диоритом по рч. Соленые Ключи, были обнаружены отчетливые следы контактового метаморфизма. Порода представляет типичный порфирит с тонкой основной массой и с порфирированными вкраплениями обычного мутноватого и трещиноватого лабрадора. Основная масса его, состоящая, главным образом, из микролитов плагиоклаза и, реже, кварца и, по видимому, щелочного полевого шпата, испещрена тонкими грачулями бесцветного пироксена, рассеянного или равномерно, или образующего непра-

вильные плотные скопления. Среди равномерно рассеянных гранул пироксена в большом количестве встречаются тончайшие иглы рутила и, более редко, зернышки титанита и чешуйки бледно окрашенного биотита (флогопита?).

Такие же скопления гранул пироксена, титанита и чешуек флогопита (?), совместно с чешуйками белой слюды, наблюдаются здесь кое-где и в ядрах фенокристаллов лабрадора. Белая слюда нередко развита и самостоятельно по лабрадору. Возможно, в породе раньше присутствовали и вкрапленники пироксена, как это наблюдается в других порфиритах, но кристаллы его оказались теперь гранулированными и превращенными в неправильные агрегаты мелких зернышек метаморфического пироксена.

Химический состав. Для химического анализа были отобраны два наиболее свежих и типичных образца этих пород. Обр. № 64i представляет разность с фельзитовой, а обр. № 75с с микролитовой основной массой. Вкрапленниками у того и другого являются лабрадор, свежий клинопироксен и нацело разложенный ортопироксен. В образце № 75с, кроме того, судя по неясным реликтам, быть может, присутствовал еще и оливин. Химические составы этих пород приведены в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав порфиритов

Оксиды	75с	64i	Примечание																																																																			
SiO ₂	55.66	57.65	<p>Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому</p> <table border="0"> <tr> <td></td> <td><i>a</i></td> <td><i>c</i></td> <td><i>b</i></td> <td><i>s</i></td> </tr> <tr> <td>75с</td> <td>5.8</td> <td>8.6</td> <td>19.2</td> <td>66.4</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="4"><i>Q</i> = +12.6</td> </tr> <tr> <td>64i</td> <td>7.3</td> <td>8.8</td> <td>16.0</td> <td>67.9</td> </tr> <tr> <td></td> <td colspan="4"><i>Q</i> = +12.4</td> </tr> </table> <p>Дополнительные коэффициенты</p> <table border="0"> <tr> <td></td> <td><i>n'</i></td> <td><i>c'</i></td> <td><i>m'</i></td> <td><i>f'</i></td> <td><i>φ</i></td> <td><i>a'</i></td> </tr> <tr> <td>75с</td> <td>62</td> <td>6</td> <td>59</td> <td>34</td> <td>16</td> <td>—</td> </tr> <tr> <td>64i</td> <td>81</td> <td>—</td> <td>51</td> <td>22</td> <td>4</td> <td>26</td> </tr> </table> <p>Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу</p> <table border="0"> <tr> <td></td> <td><i>mRO</i></td> <td><i>R₂O₃</i></td> <td><i>qSiO₂</i></td> <td><i>α</i></td> <td><i>β</i></td> <td><i>R₂O : RO</i></td> </tr> <tr> <td>75с</td> <td>2.06</td> <td>1 : 4.93</td> <td>1.95</td> <td>62</td> <td>1 : 8.2</td> <td></td> </tr> <tr> <td>64i</td> <td>1.71</td> <td>1 : 4.78</td> <td>2.03</td> <td>57</td> <td>1 : 5.6</td> <td></td> </tr> </table>		<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	75с	5.8	8.6	19.2	66.4		<i>Q</i> = +12.6				64i	7.3	8.8	16.0	67.9		<i>Q</i> = +12.4					<i>n'</i>	<i>c'</i>	<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>φ</i>	<i>a'</i>	75с	62	6	59	34	16	—	64i	81	—	51	22	4	26		<i>mRO</i>	<i>R₂O₃</i>	<i>qSiO₂</i>	<i>α</i>	<i>β</i>	<i>R₂O : RO</i>	75с	2.06	1 : 4.93	1.95	62	1 : 8.2		64i	1.71	1 : 4.78	2.03	57	1 : 5.6	
	<i>a</i>	<i>c</i>		<i>b</i>	<i>s</i>																																																																	
75с	5.8	8.6		19.2	66.4																																																																	
	<i>Q</i> = +12.6																																																																					
64i	7.3	8.8		16.0	67.9																																																																	
	<i>Q</i> = +12.4																																																																					
	<i>n'</i>	<i>c'</i>		<i>m'</i>	<i>f'</i>	<i>φ</i>	<i>a'</i>																																																															
75с	62	6		59	34	16	—																																																															
64i	81	—		51	22	4	26																																																															
	<i>mRO</i>	<i>R₂O₃</i>		<i>qSiO₂</i>	<i>α</i>	<i>β</i>	<i>R₂O : RO</i>																																																															
75с	2.06	1 : 4.93		1.95	62	1 : 8.2																																																																
64i	1.71	1 : 4.78		2.03	57	1 : 5.6																																																																
TiO ₂	0.82	0.69																																																																				
Al ₂ O ₃	16.54	20.13																																																																				
Fe ₂ O ₃	3.46	0.59																																																																				
FeO	3.48	2.99																																																																				
MnO	0.09	0.07																																																																				
MgO	6.47	1.71																																																																				
CaO	7.65	7.01																																																																				
Na ₂ O	1.95	2.61																																																																				
K ₂ O	0.86	0.86																																																																				
P ₂ O ₅	0.16	0.19																																																																				
H ₂ O ⁺	2.53	2.30																																																																				
H ₂ O ⁻	0.18	0.20																																																																				
	99.85	100.00																																																																				

Аналитик В. К. Кутейников

Числовые характеристики, полученные из пересчета анализов по методу А. Н. Заварицкого (1933), определяют наши породы, как основные андезиты. Из них образец № 75с довольно близок по феррическому коэффициенту «*b*» к андезито-базальту, но по кислотности (*Q* = +12.4) и резкому преобладанию известкового алюмосиликата над щелочным (*c* > *a*) сильно от него отличается. Такая же особенность ярко выражена и в составе другого анализированного образца. В этом отношении последний близок даже к габбро-диориту, но отличается от него также во много крат большей кислотностью.

А. Н. Заварицким (1931) было показано, что подобного рода сильно повышенное содержание полевошпатовой извести наблюдается во многих камчатских лавах и является их провинциальной особенностью. Наши породы еще более резко подчеркивают эту особенность, так как здесь отношения

$c : a = 1.48$ и 1.21 намного превышает таковое же в некоторых камчатских базальтах.

По магматическим формулам наши породы определяются, как андезитобазальты, но с более низким содержанием щелочей.

Наиболее близкие породы к нашим мы находим в Японии. К обр. № 75с близок пироксеновый андезит Мияксима (А. Н. Заварицкий, 1931) ($a : c : b : s = 6.0 : 8.2 : 20.8 : 65.0$; $Q = +9.8$), а к обр. № 64i — кварцевый базальт Каза-Шима ($a : c : b : s = 7.0 : 9.2 : 15.2 : 68.6$; $Q = +14$). Из типов Озанна обр. № 64i, кроме того, близок к типу Saba, числовая характеристика которого: $7.8 : 9.1 : 15.7 : 67.4$; $Q = +10.1$.

Диорит-порфириты

Эти породы, как мы указывали, образуют пластовые и секущие жилы в наслоенной толще порфиритов в окрестностях диоритовых интрузий.

Макроскопическая характеристика. По внешнему виду они не отличимы от эффузивных порфиритов. В некоторых только образцах намечается их более светлая окраска.

Микроскопическое строение. Под микроскопом эти породы являются более осветленными по сравнению с вышеописанными эффузивными порфиритами. Кроме того, они богаче порфировыми выделениями и имеют хорошо раскристаллизованную основную массу. По общей структуре породы обычно являются серийно-порфировыми: вкрапленников много, они разных размеров и иногда тесно примыкают друг к другу.

Фепокристаллы. Во вкрапленниках присутствуют те же минералы, что и в эффузивных порфиритах, т. е. плагиоклаз, клинопироксен и разрушенный ортопироксен.

В наибольшем количестве развит плагиоклаз. Здесь он также слегка мутноват (сосюритизирован) и трещиноват; иногда содержит включения разложившего стекла. Форма обычная — толстотабличатая. По размерам наиболее крупные зерна не превышают 0.5×1 мм. Зональность часто хорошо выражена; она иногда довольно резкая, но почти всегда прогрессивная. По составу плагиоклаз этих пород также является лабрадором. Состав последнего установлен измерениями на федоровском столике (табл. 9).

Таблица 9

Состав плагиоклаза в диорит-порфиритах

№ обр.	Двойн. ось	BNg	BNm	BNp	2V	Угол погасания в сечении $\perp [100]$	% An
64b	$\perp (001)$	43°	64°	58°	-84°(+)	{ ядро...42° край...35°	82 65
64e	—	—	—	—	—34°	63
64g	—	—	—	—	—	{ ядро 44° край 32°	90 59
66a	—	—	—	—	—28°	51
75b	—	—	—	—	—28°	51
75г	$\perp (010)$	32°	61°	77°	+88°(+)	55

Из новообразований по плагиоклазу были замечены сосюрит, хлорит, кальцит и, очень редко, энидот. Кое-где в плагиоклазовых зернах наблю-

даются жилки и клочковатые пятна альбита и кали-натриевого полевого шпата.

Клинопироксен является вторым по распространенности минералом вкрапленников. Общее количество его, однако, небольшое. Большею частью он свежий; встречающийся иногда продукты разложения его представлены хлоритом, рудным минералом, карбонатом, титанитом и ближе не определенным плотным бурым землистым веществом (лейкоксен?). Формы зерен обычные: короткие бесцветные призмы, вытянутые по 3-й кристаллографической оси. По размерам они доходят иногда до 1 мм в поперечнике; обычно более мелкие зерна, в среднем около 0.3—0.5 мм. По своим оптическим свойствам: $N_g - N_p = 0.023$; $2V = +53^\circ$ (обе оси) и $cN_g = 42^\circ$ (обр. 64h). Этот пироксен, так же как и по общему виду, повидимому, похож на пироксен из эффузивных порфиритов.

Хлоритовые псевдоморфозы по ортопироксену здесь имеют такой же вид, как и в эффузивных порфиритах, и выявляются они по тем же признакам.

Основная масса. Вследствие большого количества вкрапленников, по размерам образующих непрерывную серию от частиц основной массы до наиболее крупных фенокристаллов, основной массы в этих породах обычно немного, и она плохо индивидуализирована. Состоит она из мелких призмочек плагиоклаза и неправильных клочковатых зернышек кали-натриевого полевого шпата, альбита и кварца; последний склсивает полевые шпаты. Таким образом, в отличие от эффузивных порфиритов основная масса здесь хорошо раскристаллизована.

Диориты

Макроскопическая характеристика. Диориты весьма однообразны по внешнему виду. Все они представляют серые плотные равномернозернистые и среднезернистые массивные породы, образованные существенно из видимых простым глазом неправильных зерен белого полевого шпата и темнозеленого цветного минерала. Излом плоский, зернистый. В некоторых образцах из краевых частей интрузий заметно порфировидное строение.

Микроскопическое строение. Под микроскопом эти породы характеризуются преимущественно гипидиоморфно-кристаллической, равномернозернистой структурой. В образцах же из краевых частей интрузии наблюдается, наоборот, порфировидное строение с граулитовой или с гранофировой структурами основной массы. Хорошо выражено преобладание силикатных минералов над феррическими. Первые представлены плагиоклазом, кали-натриевым полевым шпатом и кварцем; вторые — клинопироксеном, изредка биотитом и продуктами их разложения (уралитовая роговая обманка, хлорит, эпидот, лейкоксен). Из аксессуарных минералов встречаются магнетит, титанит, апатит и турмалин.

Таблица 10

Количественное содержание минералов в диоритах (в процентах)

Минералы	Обр. № 34	Обр. № 66
Плагиоклаз	54.1	49.7
К-На-полевой шпат	15.5	18.2
Кварц	13.9	16.1
Пироксен	3.2	7.5
Биотит		0.5
Зеленые минералы	10.3	6.5
Магнетит	3.0	1.5
	100.0	100.0

Количественное содержание указанных минералов можно иллюстрировать следующими объемными подсчетами (табл. 10).

Фенокристаллы. По сравнению с другими минералами плагиоклаз образует наиболее крупные зерна; размеры их не превышают 1×1 мм или, реже, 1.5×1.5 мм. Форма зерен толстотабличатая. Большинство зерен плагиоклаза свежие, прозрачные; лишь изредка они слегка мутноваты и серицитизированы. Обычно они зопальны и тонко сдвойникованы. Ядро кристаллов почти всегда имеет наиболее основной состав, а в периферической части их нередко наблюдается чередование с рекурренцией зон разного состава. Двойниковые полосы тонкие и часто выклиниваются. По составу плагиоклаз является либо основным андезином, либо лабрадором (табл. 11).

Таблица 11

Состав плагиоклаза в диоритах

№ обр.	Двойн. ось	BN _g	BN _m	BN _p	2V	Угол погасания в сечении $\perp [100]$	% An
12	—	—	—	—	—	21°	39
14	—	—	—	—	—	27°	49
34	[001]	67°	43°	56°	-85°(+)		42
	—	—	—	—	—	{ ядро... 26°	47
	—	—	—	—	—	{ край .. 18°	36
	—	—	—	—	— 22°	41
66с	$\perp (010)$	30 $\frac{1}{2}$ °	61°	81°	+89°(+)		50
	—	—	—	—	—	{ ядро 28°	50
	—	—	—	—	—	{ край 22°	40
	—	—	—	—	—	{ ядро 34°	63
	—	—	—	—	—	{ край 24°	44
	—	—	—	—	—	{ ядро 40°	76
	—	—	—	—	—	{ край 32°	59

Кали-натриевый полевой шпат образует более мелкие, чем плагиоклазы, зерна размером не более 0.2 мм. В виде ксеноморфных зерен он вместе с кварцем обычно выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и цветных минералов. В некоторых образцах из краевых частей интрузии он образует с кварцем гранофировые сростки или гранулитовый агрегат. Зерна его или свежие, водянопрозрачные, или слегка мутноватые, пелитизированные. Спайность обнаруживается редко. Двойников не наблюдается. Оптические свойства этого полевого шпата следующие:

Координаты относительно полюса спайности (001):

Обр. № 34. PN_g = 88°, PN_m = 9°, PN_p = 82°, 2V = -50° (одна ось)
 PN_g = 86°, PN_m = 6°, PN_p = 85°, 2V = -46° (обе оси; точно)

Обр. № 66с. PN_m = 11°, 2V = -48° (одна ось)
 Nm = 1.524 ± 0.002

Величина угла между Nm и полюсом спайности по (001) указывает на триклинную сингонию минерала. Следовательно, имея в виду небольшую величину угла оптических осей, мы можем определить этот полевой шпат, как анортоклаз.

В свежем виде клинопироксен присутствует не во всех образцах: большей частью он замещен или уралитовой роговой обманкой, или смесью хлорита, рудного минерала, лейкоксена и карбоната. Нацело замещенные

зерна легко узнаются по характерным призматическим очертаниям, особенно по поперечным сечениям призмы. Обычные размеры зерен примерно 0.5×0.7 мм. По отношению к плагиоклазу они более идиоморфные. Характерна бесцветность зерен; очень редко наблюдается только едва выраженная бледнозеленоватая окраска. Судя по оптическим свойствам, $N_g - N_p = 0.027$; $cN_g = 40^\circ$; $2V = +54^\circ$ (обе оси) (обр. 66с), минерал, повидимому, близок к диопсиду.

Амфибол, замещающий пироксен, имеет обычно волокнистое строение и бледную грязнозеленоватую окраску. По внешнему виду он весьма похож на хлорит. От последнего его, однако, отличает $2V = -82^\circ$ (одна ось), $cN_g = 14^\circ$, заметное двупреломление, более высокое, чем у хлорита, и оптическая ориентировка, совпадающая с ориентировкой пироксена. Такие особенности позволяют определить этот амфибол, как уралит.

На ряду с клинопироксеном в породе, повидимому, существовал и ортопироксен. На быстрое присутствие его указывают, возможно, разложенные ядра некоторых зерен клинопироксена. По аналогии с клинопироксенами некоторых андезитовых лав нашего района, имеющих иногда закономерно ориентированное ядро гиперстена, есть основание думать, что такое же строение могло быть и здесь.

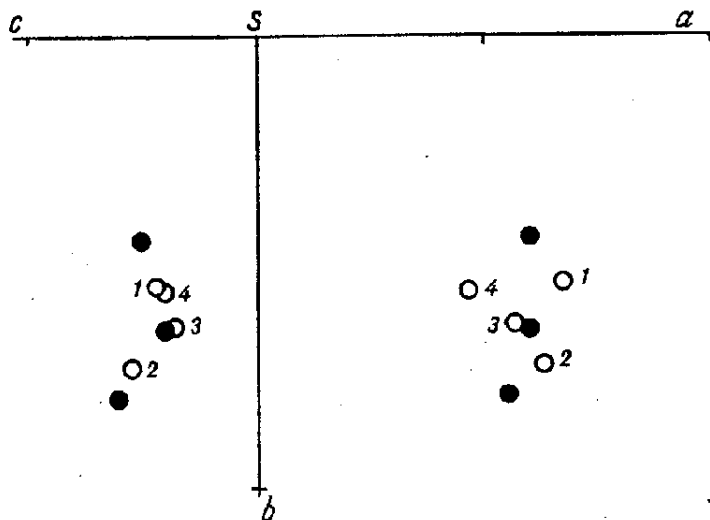
Биотит в описываемых породах не имеет самостоятельного значения: он встречается или в виде реакционных каемок около некоторых минералов, или в качестве аксессуарной составной части. Цвет его бурый.

Из аксессуарных минералов наибольшим распространением пользуется рудный минерал, повидимому магнетит. Остальные минералы примесей — апатит, титанит и турмалин — весьма редки. Турмалин имеет зональное строение и пятнистую окраску бурого и синего цвета.

Х и м и ч е с к и й с о с т а в. Химический анализ породы вместе с анализами близких по составу пород из соседних районов приведен в табл. 12 (стр. 78).

На диаграмме средних составов пород (А. Н. Заварицкий, 1933) точка числовой характеристики нашей породы ложится между точками среднего гранодиорита и среднего кварцевого диорита. Вывода о принадлежности нашей породы к той или другой группе, исходя только из этого единичного сравнения, однако, сделать нельзя. Решение становится более определенным, если мы сравним целую группу подобных пород со средними составами. Приведенные на табл. 12 три дополнительных анализа как раз соответствуют таким породам, находящимся в одинаковых с нашей породой геологических условиях и имеющим достаточно близкие минералогический и химический составы.

Нанеся подобным же образом точки числовых характеристик этих пород на диаграмму, мы увидим, что все они распределяются более или менее равномерно вокруг точки среднего кварцевого диорита (фиг. 42). Таким обра-



Фиг. 42. Диаграмма средних составов диоритов (нижняя черная точка), кварцевых диоритов (средняя точка) и гранодиоритов (верхняя точка). 1, 2, 3, 4 — сравниваемые породы

зом, несмотря на то, что одни породы близки к гранодиориту, другие к диориту, необходимо рассматривать их в совокупности, как кварцевые диориты.

Такую же близость всех камчатских гранитоидов, в том числе и описываемой породы, к семейству кварцевых диорит-гранодиорит мы устанавливаем и по магматической формуле Ф. Ю. Левинсон-Лессинга.

Таблица 12

Химический состав диоритов (в весовых процентах)

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	61.78	57.26	63.95	66.77
TiO ₂	0.61	0.75	0.35	0.35
Al ₂ O ₃	16.13	17.21	17.40	13.20
Fe ₂ O ₃	0.68	4.97	2.38	6.30
FeO	4.21	3.33	1.44	1.05
MnO	0.07	0.07	0.05	0.03
MgO	2.86	3.06	3.22	2.49
CaO	4.60	5.82	3.18	4.00
Na ₂ O	4.05	3.96	3.09	2.58
K ₂ O	2.88	2.51	3.15	2.54
P ₂ O ₅	0.18	—	—	—
H ₂ O ⁺	1.80	1.47	1.38	0.68
H ₂ O ⁻	0.17	0.18	0.46	0.40
	100.02	100.59	100.05	100.39

Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	s	Q
1	13.4	4.2	11.0	71.4	+11.8
2	12.7	5.4	14.7	67.2	+ 3.6
3	11.3	3.8	12.8	72.1	+17.8
4	9.3	4.0	11.2	85.5	+28.4

Дополнительные коэффициенты

	n'	c'	m'	f'	φ	a'—
1	68	13	45	41	5	0
2	70	12	36	51	29	0
3	59	0	42	26	16	32
4	61	7	38	55	47	0

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	mRO.P ₂ O ₅ .qRO ₂	α	β	R ₂ O:RO
1	1.96:1:6.36	2.57	46	1:2.3
2	1.59:1:4.77	2.08	54	1:2.5
3	1.30:1:5.73	2.67	40	1:1.9
4	1.29:1:6.62	3.09	35	1:2.1

1. Уралитизированный пироксеновый кварцевый диорит. Верховья рч. Сирочан (обр. 34). Аналитик В. Е. Кутейников.

2. Пироксеново-роговообманковый кварцевый диорит. Верховья реки Ванной, гора Сучаган (обр. $\frac{72b}{34}$). Коллекция автора. Неопубликованный анализ. Аналитик П. В. Фалеев.

3. Роговообманково-биотитовый кварцевый диорит. Деревня Начики, гора Начикинское Зеркальце (обр. $\frac{12}{34}$). Коллекция автора. Неопубликованный анализ. Аналитик М. В. Фрейде.

4. Роговообманково-биотитовый кварцевый диорит. Верховья р. Паратушки, гора Бархатная (обр. $\frac{180}{34}$). Коллекция автора. Неопубликованный анализ. Аналитик М. В. Фрейде.

Из типов Озанна породы № 1 и 3 близки к граниту типа Haut du Faite числовая характеристика которого ($a = 12.9$, $c = 3.2$, $b = 12.6$, $s = 71.3$, $Q = +13.6$), а порода № 2 — к диориту Red Mountain ($a = 11.4$, $c = 7.0$, $b = 15.7$, $s = 65.9$, $Q = +2.0$).

Л а м п р о ф и р о в ы е ж и л к и в к в а р ц е в о м д и о р и т е. В интрузивном теле массива горы Зубчатой были встречены в нескольких местах тонкие (до 2 см) выклинивающиеся жилки темной мелкозернистой породы. Под микроскопом видно, что она богата цветными минералами и имеет порфировидное строение. Порфировые вкрапления образованы исключительно из цветных минералов, представленных здесь волокнистой грязнозеленоватой роговой обманкой и бесцветным клинопироксеном, повидимому, диопсидом. Формы зерен роговой обманки пироксеновые, и поэтому она должна быть отнесена к уралитовой разновидности. Свежих зерен клинопироксена осталось уже немного. Основная масса тоже богата уралитовой роговой обманкой. Кроме нее, здесь присутствуют еще клинопироксен в виде изометрических гранул, довольно свежий лабрадор ($\perp MP + 29^\circ$; 52% An) в виде призматических лейст, чешуйки биотита, рудный минерал, лейкоксен, хлорит и, в тонких жилках, актинолит. Структура основной массы близка к долеритовой. Порода в целом похожа на уралитизированный долеритовый порфирит.

Л е й к о к р а т о в ы е ж и л к и в к в а р ц е в о м д и о р и т е. В том же интрузивном теле были встречены такие же тонкие и выклинивающие жилки, но белой анлитовидной породы. Последняя под микроскопом оказалась состоящей из помутнелого альбита, кварца и большого количества зонального зеленовато-буро-синего турмалина. Зерна альбита имеют форму широких табличек с узкими выклинивающимися двойниковыми полосками. Измерение одного из таких зерен, сдвойникового по альбитовому закону, дало: $BNg = 15^\circ$, $BNm = 74\frac{1}{2}^\circ$, $BNp = 89^\circ$, $2V = +75^\circ$ (обе оси); 5% An.

Угол погасания в сечении $\perp [100]$ в том же зерне -13° ; 4% An.

Кварц в виде чистых аллотриоморфных зерен цементирует таблички альбита. Турмалин образует идиоморфные радиальнолучистые сростки и агрегаты отдельных зерен, распределенные беспорядочно среди преобладающей кварцево-альбитовой массы. Оптические свойства турмалина обычные. В некоторых жилках присутствуют еще хлорит и карбонат; зерна альбита в них очень мутные.

АНДЕЗИТОВО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКАЯ ТОЛЩА

Материал этой толщи, как мы указывали, образован существенно из двухпироксеновых андезитов и плагиоклазовых базальтов; в меньшем количестве встречаются пироксено-оливиновые базальты.

Двухпироксеновые андезиты

М а к р о с к о п и ч е с к а я х а р а к т е р и с т и к а. По внешнему виду это темпосерые или серые, иногда слегка голубоватые или зеленоватые плотные эвпорфировые породы, имеющие однородномассивное или плитняковосложешие. Вкрапления представлены табличатыми кристаллами свежего стекляннопозрачного полевого шпата и мелкими точечными зернышками цветных минералов. В лупу можно рассмотреть, что последние представлены двумя разными минералами: один из них темпозеленоватый в виде неправильных зерен, другой, более мелкий по размерам, — призматический матово-черного цвета. В некоторых образцах заметны новообразования в виде буровато-зеленых или бурых вкраплеников в серой основной массе. Заметных свободных пор в штуфах породы не встречается. На

плоскостях отдельности пород иногда наблюдаются темнофиолетовые налеты окислов железа и марганца. Излом чаще всего плоскокомковатый, но встречается также слегка занозистый и плоскораквинчатый.

Микроскопическое строение. Под микроскопом видны многочисленные микротиновые фенокристаллы плагиоклаза и в несколько меньшем количестве выделения клинопироксена, ортопироксена и магнетита. К этим вкрапленникам иногда присоединяются оливин и разрушенный амфибол. Довольно часто встречаются гломеропорфировые сростки из плагиоклаза, пироксенов, магнетита и стекла. Реже наблюдаются включения кварца, почти всегда сильно оплавленные. Погружены все эти вкрапленники в микролитовую, вообще бедную стеклом основную массу. Видные макроскопически зеленоватые и бурые новообразования, повидимому, представляют чаще всего поверхностную оболочку некоторых разложившихся фенокристаллов; в качестве заполнения пор они встречаются редко.

Количественное содержание (в объемных процентах) указанных минералов в породе следующее (табл. 13).

Таблица 13

**Количественное содержание минералов
в двупироксеновых андезитах**

Минералы	Обр. 90	Обр. 96е	Обр. 100б
Фенокристаллы плагиоклаза . . .	25.3	18.0	26.7
клинопироксена . . .	6.6	4.3	5.2
ортопироксена . . .	3.0	4.1	5.7
амфибола	0.2	нет	нет
оливина	нет	3.0	нет
магнетита	1.9	1.1	2.3
кварца (включений)	нет	нет	0.7
Основная масса	63.0	69.5	59.4
	100.0	100.0	100.0

Фенокристаллы. Вкрапленники плагиоклаза имеют обычную толстотабличатую форму, уплощенную по (010). Размер их в среднем около 2—3 мм, изредка 5—7 мм. Все они свежие и стекляннопозрачные. Иногда кристаллы бывают переполнены включениями стекла, которые располагаются или в ядре кристалла, оставляя чистой сравнительно широкую периферическую зону, или, наоборот, захватывают только периферическую часть зерна, оставляя незагрязненным ядро и узенькую краевую кайму. В общем, включения стекла встречаются только в отдельных зонах парастания кристалла и следуют поэтому его кристаллографическим очертаниям. Кроме стекла, встречаются еще редкие включения тонких гранул пироксена и магнетита, распределенных по кристаллу плагиоклаза спорадически. Зональность в большинстве зерен довольно резко выражена, причем, кроме прямой и обратной зональности, весьма часто наблюдается и осциляторная. Средний состав вкрапленников плагиоклаза, как видно из табл. 14 и 15, отвечает лабрадору; колебания же в составе, здесь широко развитые, наблюдаются от основного андезина до основного битовнита и иногда даже до анортита. Разница в содержании анортитовой молекулы в разных зонах кристалла нередко достигает 15—20%, а иногда и 30% Ап. Из двойников наиболее часто встречаются альбитовые и карлсбадские, а также сложные двойниковые сростки их.

Таблица 14

Состав плагиоклаза по определениям координат
двойниковой оси

№ обр.	Двойник. ось	BNg	BNm	BNp	2V	% An
8	⊥ (010)	321/2°	591/2°	81°	+80°	52
	[001]	36°	56°	751/2°	+77°	55
26d	⊥ (010)	28°	63°	85°	+79°(+)	47
54b	[001]	60°	67°	38°	+75°	60
	⊥ (010)	381/2°	571/2°	72°	—	66
90	⊥ (010)	33°	58°	821/2°	+76°	50
	⊥ (010)	351/2°	62°	701/2°	—	66
91	[001]	601/2°	65°	39°	+74°(+)	58
	⊥ (010)	28°	621/2°	83°	+86°	48
96e	⊥ (010)	30°	611/2°	841/2°	+81°	48
	⊥ (010)	{ ядро 34° край 43°	59° 61°	80° 64°	— —	55 80
98c	⊥ (010)	35°	611/2°	711/2°	+76°	65
	[001]	61°	69°	381/2°	+77°	60
100b	⊥ (010)	311/2°	59°	821/2°	+86°(+)	50
	[001]	641/2°	48°	52°	+85°	46
105	⊥ (010)	291/2°	61°	84°	—	48
106a	⊥ (010)	39°	60°	68°	+85°	72
	⊥ (010)	261/2°	631/2°	86°	+79°	44

Клинопироксен образует более мелкие, чем плагиоклаз, зерна; размеры их в среднем около 1 мм и, редко, 2 мм. Форма обычная — короткопризматическая, слегка вытянутая по третьей кристаллографической оси. Изредка попадаются заметно вытянутые зерна (примерно 1 : 6). В поперечных разрезах призм часто наблюдаются сильное развитие пинакоидов и слабое развитие граней (110). Спайность обычная по (100), но в некоторых зернах встречается нередко и по (010), двойники чаще всего по (100), но нередко и по (110), причем те и другие кое-где полисинтетические, особенно в случае закономерных сростков с ортопироксеном. Окраска зерен бледнозеленоватая, но очень слабая, едва заметная. Исходя из оптических свойств клинопироксена (табл. 16), можно предполагать (Winchell, 1935), что он представляет изоморфную смесь примерно равных количеств диопсида, содержащего около 30% геденбергита и клиноэнстатита с 30% FeSiO₃. В некоторых зональных зернах, как видно из таблицы, краевая часть их богаче клиноэнстатитом (меньше угол оптических осей), но встречаются и обратные случаи.

Ортопироксен по размерам и форме призматических зерен похож на клинопироксен. Отличается от последнего прямым погасанием, более низким двупреломлением и наличием хорошо иногда выраженного плеохроизма. В отличие от клинопироксена, не встречено здесь также двойников и спайности по (010). По оптическим свойствам, как видно из табл. 17, ортопироксен является гиперстеном, содержащим в среднем [основываясь на величине угла оптических осей (Wells, 1935)] около 50% FeSiO₃. В некоторых образцах встречается более магнезиальный гиперстен с 25—30% FeSiO₃. Бедный железом гиперстен наблюдается также и в тонких краевых частях зональных зерен. Плеохроизм нашего гиперстена обычный: Ng — бледнозеленоватый; Np — розоватый.

Состав фенокристаллов плагиоклаза по определениям на федоровском столике
углов погасания в сечении

⊥ [100]

№ обр.	Угол погасания	% An	№ обр.	Угол погасания	% An
8	{ Ядро 31°	57		{ Ядро 45°	100
	{ Край 42°	82		{ Край 37°	69
	{ Ядро 40°	76		{ Ядро 30°	54
	{ Край 33°	61		{ Пром. зона 31°	56
91	{ Ядро 32°	59		{ Пром. зона 26°	47
	{ Пром. зона 36°	67		{ Край 28°	51
	{ Пром. зона 32°	59		{ Ядро 30°	54
	{ Край 36°	67		{ Пром. зона 37°	69
26d	{ Ядро 33°	61		{ Край 39°	74
	{ Край 24°	44		{ Ядро 30°	54
54	{ Ядро 26°	47	96e	{ Пром. зона 37°	69
	{ Пром. зона 30°	55		{ Пром. зона 28°	50
	{ Край 26°	47		{ Край 33°	61
54	{ Ядро 39°	74	98c	{ Ядро 31°	57
	{ Край 41°	78		{ Край 34°	63
	{ Ядро 33°	61		{ Ядро 34°	63
	{ Край 30°	55		{ Край 38°	71
	{ Ядро 35°	65	100b	{ Ядро 34°	63
	{ Пром. зона 37°	69		{ Край 27°	49
	{ Край 29°	52		105	{ Ядро 30°
{ Ядро 31°	56	{ Край 33°	61		
{ Пром. зона 33°	61				
90	{ Пром. зона 31°	56			
	{ Пром. зона 37°	69			
90	{ Пром. зона 31°	61	106a	{ Ядро 25°	45
	{ Край 37°	69		{ Пром. зона 33°	61
	{ Ядро 34°	63		{ Пром. зона 29°	52
	{ Край 37°	69		{ Край 33°	61
	{ Ядро 40°	76		{ Ядро 38°	71
	{ Край 35°	65		{ Пром. зона 26°	47
				{ Край 31°	56

Довольно часто в рассматриваемых породах встречаются закономерные срастания обоих пироксенов. Гиперстен обычно заключен в ядре обрастающего его клинопироксена, но встречается также и пертитообразное срастание, когда гиперстен неправильными ключьями распределен в толле клинопироксена. Обратных соотношений, т. е. обрастания клинопироксена гиперстеном, не наблюдалось. Ориентировка обоих сросшихся пироксенов такая: оси [001] совпадают, Nm клинопироксена совпадает с Nr гиперстена, т. е. [010] клинопироксена совпадает с [100] гиперстена. Оптические свойства того и другого пироксена обычные для наших пород.

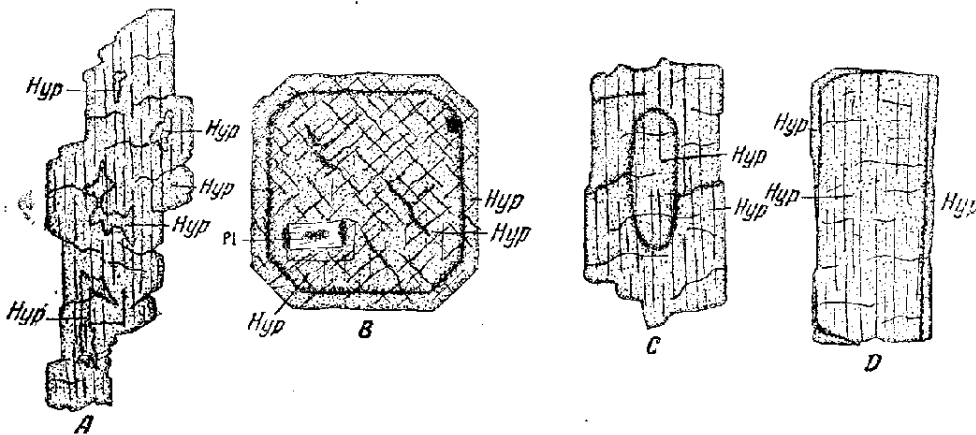
Оливин был встречен в нескольких образцах, но большей частью в нацело разрушенном состоянии. В свежем виде он преимущественно наблюдается в виде остаточных ядер разложившихся кристаллов. В образцах, где он нацело разложился, он узнается только по типичным формам заостренной с кон-

Оптические константы клинопироксена

Таблица 16

№ обр.	Ng — Np		Ng — Nm	2 V	εNg	Ng	Np
	измер.	вычисл.	измер.				
8	0.028	—	—	—	43°	—	—
	0.027	—	—	—	41°	—	—
26d	—	—	—	+50°	—	—	—
	0.026	—	—	+52°	42°	—	—
54	—	—	—	+51°	—	—	—
	0.028	—	—	{ ядро +53° (+) край +47° (+)	—	—	—
90	—	—	—	+53°	—	—	—
	0.030	—	—	{ ядро +46° (+) край +52° (+)	—	—	—
91	—	0.030	0.006	+51°	40°	—	—
	0.027	—	—	—	41°	—	—
96e	—	—	—	—	40°	—	—
	0.030	0.028	0.006	{ ядро +56° (+) край +46° (+)	—	—	—
98e	—	0.032	0.006	+52°	—	—	—
	0.027	—	—	—	41°	—	—
100b	—	—	—	—	48°	1.712	1.684
	0.027	—	—	+49°	—	—	—
105	—	0.030	0.006	+35°	—	—	—
	0.029	—	—	+51°	41°	—	—
106a	—	—	—	+47°	—	—	—
	0.026	—	—	+49°	—	—	—
106a	—	—	—	+50°	—	—	—
	0.029	—	—	+51°	—	—	—
106a	—	—	—	—	41°	—	—
	0.028	—	—	+52°	42°	—	—
106a	—	—	—	+54°	—	—	—
	0.028	—	—	+52°	41°	—	—
106a	—	—	—	—	—	—	—
	0.028	—	—	—	39°	—	—
106a	—	—	—	—	38°	—	—
	0.028	—	—	—	—	—	—

Примечание. Крестик в скобках после цифры угла 2V указывает, что измерение было сделано по выходу одной оси; в остальных случаях угол определялся по двум осям.



Фиг. 44. Формы закономерных сростаний клино- и ортопироксена
 А — пертитовидное включение гиперстена в клинопироксене; В и С — непрерывная оболочка клинопироксена вокруг гиперстена; D — прерывистая оболочка клинопироксена; Нур — гиперстен; P1 — плагиоклаз

Оптические константы ортопироксена

№ обр.	Ng — Np		Ng — Nm	2 V	Плеохроизм	Ng	Nm	Np	% FeSiO ₃
	измер.	вычисл.	измер.						
.8	0.013	—	—	—	Слаб.	—	—	—	—
	—	—	—	61°		—	—	—	45
26d	0.014	—	—	—	Заметн.	—	—	—	—
	—	—	—	—58°		—	—	—	48
54	0.014	—	—	—	Ясный	—	—	—	—
	—	—	—	—64°		—	—	—	41
90	0.015	—	—	—	Заметн.	—	—	—	—
	—	—	—	—57°		—	—	—	50
	—	0.014	0.004	{ядро —57°		—	—	—	47 }
	—	0.010		{край —65°		—	—	—	
91	0.015	—	—	—	Отчетл.	—	—	—	—
	—	—	—	—55°		—	—	—	53
	—	—	—	—57°		—	—	—	50
	—	—	—	—59°		—	—	—	47
	—	—	—	{ядро —56°		—	—	—	{ 51
	—	—	—	{край —69°		—	—	—	
96e	0.014	—	—	—		—	—	—	—
	0.015	—	—	—		—	—	—	—
	0.015я)	—	—	—		—	—	—	—
	0.011к)	—	—	—		—	—	—	—
	—	0.015	0.004	—63°	Заметн.	—	—	—	42
	—	—	—	—		1.707	1.703	1.695	44
	—	—	—	—54°		—	—	—	57
	—	—	—	—56°		—	—	—	51
	—	—	—	—57°		—	—	—	50
	—	—	—	—59°		—	—	—	47
	—	—	—	—60°		—	—	—	46
98c	—	0.011	0.004	—73°	Оч. слаб.	—	—	—	32
	—	—	—	—74°	Едва зам.	—	—	—	31
	—	—	—	—75°		—	—	—	30
	—	—	—	—79°		—	—	—	26
100b	0.015	—	—	—	Ясный	—	—	—	—
	—	—	—	—57°		—	—	—	50
	—	—	—	—58°		—	—	—	48
	—	—	—	—59°		—	—	—	47
105	0.013	—	—	—	Слабый	—	—	—	—
	—	—	—	—72°		—	—	—	33
106a	0.015	—	—	—	Ясный	—	—	—	—
	—	—	—	—56°		—	—	—	51

цов призмы. Размеры зерен обычно около 0.5 мм. Оптические свойства свежего оливина из двух образцов оказались следующими:

Обр. 96c. Ng — Np = 0.038; 2V = 90° (обе оси).

Обр. 106a. Ng — Np = 0.039; 2V = —86° (обе оси).

Эти данные указывают на форстерит с содержанием примерно 15% фаялита. Продуктами замещения оливина являются: 1) бледнобурый листоватый с довольно высоким двупреломлением (0.041) одноосный отрицательный минерал (Nm близок к 1.510), по видимому гидроталькит, 2) бледнобурый, слегка зеленоватый листоваточешуйчатый минерал с Nm = 1.562, Ng — Np около 0.010—0.015 и 2V примерно —40°, близкий, быть может, к боулингиту и 3) с низким двупреломлением бесцветный серпентиновый минерал.

Встречающийся в некоторых образцах амфибол, как мы указывали, большей частью опацифицирован и нацело диссоциирован. Несмотря на полное разрушение, такие остатки амфибола легко узнаются благодаря сохранившимся типичным формам амфиболовых призм. Остатки неразложенного амфибола были встречены в обр. 90, где он наблюдается в виде ядер опацифицированных зерен. Оптические константы его оказались здесь такими: $N_g - N_p = 0.037$; $cN_g = 12^\circ$; $2V = -72^\circ$ (обе оси).

Плеохроизм: N_g — красновато-бурый, N_m — бурый, N_p — светложелтоватый. Эти данные указывают на базальтическую роговую обманку.

Диссоциированные фенокристаллы амфибола состоят из тонкого агрегата, главным образом, пироксена (ромбического и моноклинного), магнетита и весьма небольшого количества плагиоклаза. Магнетитовая пыль занимает или ядра таких существенно пироксеновых агрегатов, или встречается в них в виде пятнистых скоплений. Кое-где наблюдается общая оптическая ориентировка скоплений пироксеновых гранул.

В некоторых образцах были встречены мелкие (0.05—0.1 мм) зерна кварца. Все они характерны своей округлой оплавленной формой и наличием вокруг них оболочек или тонких гранул пироксена или чистого, сильно побуревшего стекла. В некоторых случаях в образцах с микропойкилитовой основной массой такие зерна кварца располагаются в центре микропойкилитовых пятен, имея одинаковую оптическую ориентировку с ними. Можно сделать заключение, что кварц здесь является гетерогенным включением. В рассматриваемые породы он, возможно, попал из нижележащего кварцевого диорита. Расплавление его произошло, несомненно, путем или воздействия минерализаторов, или реакции с жидкостью, на что указывают реакционные оболочки вокруг пироксеновых гранул.

Гломеропорфировые сростки, довольно часто встречающиеся в рассматриваемых породах, представляют более или менее поликристаллические агрегаты клинопироксена, гиперстена, плагиоклаза и магнетита; в виде цемента в них встречается стекло, чистое или с микролитами, но в очень небольшом количестве. Оптические свойства входящих сюда минералов такие же, как и в отдельных фенокристаллах.

Основная масса. Описываемые породы имеют обычно гналопилитовую основную массу; реже встречается пилотакситовая и еще реже — пойкилитовая основная масса. Состав основной массы: микролиты плагиоклаза, гранулы пироксена и магнетита и цементирующие их или стекло, или кварц. Микролиты плагиоклаза, судя по измерениям углов погасания их в сечении $\perp [100]$ на федоровском столике, имеют состав лабрадора или основного андезита. Пироксен здесь, так же как и в фенокристаллах, представлен клино- и ортопироксеном. К сожалению, состав их определить не удалось. Стекло обычно бесцветное, реже бледнокоричневое с показателем преломления заметно меньшим, чем у канадского бальзама. Среди микролитов преобладает плагиоклаз, меньше пироксенов; стекла обычно мало. Рудного минерала умеренное количество, и основная масса от него имеет часто грязносерую окраску.

Новообразования в основной массе обычно весьма редки. Из встречающихся в некоторых образцах можно упомянуть: 1) бурое изотропное вещество, похожее на палагонит или тахилит, 2) зеленовато-бурый гидроталькит, 3) зеленоватое тонкоагрегационное хлоритовое вещество, 4) опал и 5) кальцит.

Микропойкилитовая структура хорошо выражена и в скрещенных николях и в проходящем свете. В скрещенных николях видно, что основная масса разбивается на ряд отдельных довольно крупных анизотропных пятен; которые перемежаются с обычными гналопилитовыми или пилотакситовыми участками. Каждое из таких пятен оптически является однородным. В проходящем свете они выделяются среди грязносерой основной массы своей

большей осветленностью, которая обусловлена тем, что здесь отсутствуют микролиты цветных минералов. Что веществом микропойкилитовых пятен является кварц, это было установлено: 1) по углу оптических осей, равному $+0^\circ$, 2) по показателю преломления $N_m = 1.545$ и 3) отрицательным результатом травления фтористоводородной кислотой.

Микропойкилитовая структура в андезитах вообще редка; типичнее она для кварцевых порфиров и риолитов. Появление ее в наших породах, нам кажется, может быть обусловлено только расплавлением кварцевых включений, которые здесь как раз в большинстве случаев только и встречаются в образцах с микропойкилитовой структурой.

Весьма возможно, как это полагают A. Lacroix (1908) для андезитов и трахитов и P. G. Geijer (1913) для риолитов (кварцевых порфиров), что такой микропойкилитовый кварц представляет параморфозы по существовавшим здесь раньше кристалликам тридимита. Последний мог возникнуть в результате расплавления кварцевых включений.

Растворение включений происходило, повидимому, в результате реакции между ними и магмой или между ними и минерализаторами; простого плавления кварца здесь быть не могло, так как это требовало бы невероятно высокой температуры магмы, равной температуре плавления кварца (1710°). Можно думать, что вследствие указанных реакций на месте включений или вокруг них образовалась кварцево-полевошпатовая жидкость, которая была в дальнейшем раскристаллизована на тридимит и полевой шпат. Впоследствии, повидимому уже в твердом состоянии породы, отдельные мелкие зернышки тридимита были замещены оптически единым зерном кварца. Былое существование кварцево-полевошпатовой жидкости, мы думаем, подтвердится тем, что: 1) микропойкилитовые участки имеют локальное распространение и 2) они лишены фемических микролитов, которых, наоборот, много в немикропойкилитовых участках. Если бы свободный кремнезем, выделившийся из магмы, был гомогенным, то нужно было бы ожидать равномерного распределения его вместе с полевошпатовыми и фемическими минералами.

Химический состав. Были анализированы два наиболее типичных образца описываемых пород. Один из них (обр. 96e) является оливиново-двупироксеновым андезитом с гналопилитовой основной массой, другой (обр. 100b) — двупироксеновым андезитом с пилотакситово-микропойкилитовой основной массой и с очень редкими и мелкими включениями кварца.

Как видно из анализов и их пересчетов, составы этих пород весьма близки между собой. На диаграмме средних составов пород фигуративные точки их ложатся довольно близко (фемитоховые) к точке среднего андезито-базальта. Однако от последнего они отличаются кислотным параметром, который близок к таковому же андезита. Повидимому, мы имеем здесь представителей крайних основных типов пироксеновых андезитов.

Отчасти к нашим породам близки кварцевый диабаз Rocky Hill из типов Озана (10.2; 5.4; 17.1; 67.8; $Q = +8.8$) и кварцевый базальт по Джоуэнсену (10.1; 6.0; 19.7; 64.2; $Q = +2.8$). Среди нормальных лав достаточно близких к нашим трудно найти. Весьма возможно, что последнее, как и первое, объясняется наличием в наших породах ассимилированного чуждого материала, главным образом, повидимому, кварцевого.

Неотчетливость систематического положения наших пород выявляется и по магматическим формулам. Так, величина \overline{RO} наших пород промежуточна между \overline{RO} базальтов и андезито-базальтов, а количество RO_2 больше, чем даже у андезитов; коэффициент кислотности хотя и лежит в пределах колебания α андезито-базальтов, но более близок к α -андезитам; по количеству же щелочей наши породы ближе к базальтам.

Таблица 18

Химический состав двуокисенных андезитов
(в весовых процентах)

Окислы	96e	100b'	Примечание				
SiO ₂	56.94	59.23	Числовые характеристики				
TiO ₂	0.69	0.73	по А. Н. Заварицкому				
Al ₂ O ₃	16.29	15.30	a c b s				
Fe ₂ O ₃	3.25	3.29	96e	9.2	6.4	18.4	66.0
FeO	3.48	3.59				Q = +7.2	
MnO	0.06	0.10	100b	9.1	5.7	17.4	67.8
MgO	5.72	4.75				Q = +9.7	
CaO	7.05	7.08	Дополнительные коэффициенты				
Na ₂ O	3.30	3.32	n' c' m' f' φ				
K ₂ O	1.28	1.32	96e	79	13	53	34 16
H ₂ O ⁺	2.03	1.45	100b	79	17	47	36 16
H ₂ O ⁻			Магматические формулы				
			по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу				
			mR̄O : R ₂ O ₃ : qRO ₂ α β R ₂ O : RO				
			96e	2.13 : 1 : 5.24	2.04	60	1 : 4.8
	100.09	100.16	100b	2.13 : 1 : 5.77	2.25	54	1 : 4.4

Апатитик В. Е. Кутейников.

Плагиоклазовые базальты

Лавы этого состава представлены почти исключительно обломками туфов и туфобрекчий. В виде самостоятельных потоков или слоев они встречаются очень редко.

Макроскопическая характеристика. По внешнему виду — это довольно однообразные пористые или шлаковатые темные породы с мелкими порфировыми вкраплениями темного стекловатого полевого шпата и более мелкого цветного минерала, различимого только в лупу. Поры обычно не превышают по размерам 2—3 мм, и они достаточно редко рассеяны в породе; в шлаковатых образцах их много, и они, соприкасаясь друг с другом, образуют между собой пленки толщиной до 0.5 мм. В некоторых образцах стенки пор покрыты тонким налетом какого-то голубовато-серого вторичного вещества.

Микроскопическое строение. Под микроскопом во вкраплениях преобладает исключительно плагиоклаз. Фенокристаллы цветного минерала, чаще всего — клинопироксена, реже — оливина и магнетита, немногочисленны и мелки. Плагиоклаз по размерам образует часто непрерывную серию от микролитов до фенокристаллов (серийно-порфировая структура). Вкрапления погружены в микролитовую пористую основную массу, часто весьма богатую магнетитовой пылью.

Количественный минералогический состав (в объемных процентах) одного из образцов этих пород (обр. 10b) следующий:

Фенокристаллы плагиоклаза	23.7
» клинопироксена	2.9
» оливина	1.9
Основная масса	71.5

Фенокристаллы. Вкрапления плагиоклаза обычно чистые, микротиповые, но иногда бывают загрязнены тонкими включениями стекла, располагающимися наиболее часто в ядрах кристаллов. Реже встречаются

среди включений тонкие крупчатые зернышки пироксена. Форма кристаллов обычная, толстотабличатая (по 2-му пинакoidу); очень характерны изодранность, иззубренность концов кристаллов (по 1-му и 3-му пинакoidам) и выклинивание двойниковых полосок, как у альбита. Размеры зерен в среднем около 1.5—2 мм, редко — до 5 мм. Состав преимущественно основной битовнит или анортит. Последний обычно отвечает ядру зональных кристаллов, а битовнит — краевым частям их. Зональность сравнительно небольшая и обычно прогрессивная.

Таблица 19

Состав фенокристаллов плагиоклаза

№ обр.	Двойник. ось	BNg	BNm	BNp	2 V	Угол погасания в сечении \perp [100]	% An
98b	\perp [100] (010)	44°	70°	52°	-75°	45°	95
	\perp [101] (010)	69°	361/2°	61°	—	—	70
	—	—	—	—	—	{ ядро 43°	85
	—	—	—	—	—	{ край 40°	76
	—	—	—	—	—	39°	73
100c	\perp [010] (010)	45°	611/2°	58°	-73° (+)	—	90
	\perp [100] (010)	841/2°	301/2°	60°	—	45°	100
	\perp [010] (010)	66°	271/2°	77°	-74° (+)	—	97
	—	—	—	—	—	{ ядро 45°	100
	—	—	—	—	—	{ край 39°	74
102b	\perp [100] (010)	47°	59°	59°	-84°	—	95—100
	—	—	—	—	—	{ ядро 44°	85
	—	—	—	—	—	{ ядро 45°	100
	—	—	—	—	—	{ край 38°	72
	—	—	—	—	—	{ ядро 45°	100
	—	—	—	—	—	{ край 40°	76
	—	—	—	—	—	42°	83
	—	—	—	—	—	40°	76
	—	—	—	—	—	37°	69
	—	—	—	—	—	—	—

Таблица 20

Оптические константы клинопироксена

№ обр.	Ng — Np		Nm — Np	2 V	cNg	Ng	Np
	измер.	вычисл.					
98b	—	0,030	0,0057	+52°	39°	—	—
100c	0,028	—	—	+60°	43°	—	—
102b	0,030	—	—	+47°	40°	1,720	1,695
111a	—	—	—	+50°	42°	—	—

Клинопироксен в этих породах весьма похож по внешнему виду и по оптическим свойствам на клинопироксен из вышеописанных пироксеновых андезитов. Здесь только иногда более заметна зеленоватая окраска и несколько мельче размеры зерен (около 0.2 мм). По составу, исходя из опти-

ческих свойств, клинопироксен и здесь относится к диопсид-клиноэнстатит-геденбергитовой серии пироксенов.

Оливин сравнительно мало в описываемых породах, и встречается он не во всех образцах. Размеры зерен его такие же, как и у клинопироксена, — около 0.2—0.3 мм в поперечнике. Формы часто изометричные, зерна похожи на оплавленные. Вокруг зерен иногда наблюдается магнетитовая кайма. Присутствуют обычные грубые трещинки отдельности, и изредка встречается спайность по (010). Оптические свойства его такие же, как и в вышеописанных андезитах:

Обр. 100с. $N_g - N_p = 0.040$; $2V = +88^\circ$ (обе оси).

Обр. 102b. $N_g - N_p = 0.039$; $2V = -87^\circ$ (обе оси).

$N_g = 1.712 \pm 0.002$; $N_p = 1.672 \pm 0.002$.

По этим данным, руководствуясь диаграммой Winchell, наш оливин определяется, как хризолит с 20% фаялитовой молекулы.

Основная масса в большинстве случаев характеризуется заметным содержанием пылевидного рудного вещества. Местами его настолько много, что основная масса кажется непрозрачной. Микролиты или весьма тонки, или, наоборот, весьма крупны; тот средний размер (в длину до 50 μ), который наблюдается в андезитах, здесь редок. Относительно часто встречаются гналопилитовая структура и переходная от нее к интерсертальной. В некоторых образцах основная масса богата стеклом, и структура в них, благодаря довольно крупным здесь лейстообразным микролитам, близка к гналоофитовой (А. Johansen). Стекло здесь бурое или темнокоричневое, содержащее редкие идиоморфные кристаллики магнетита и иголки какого-то цветного минерала. Участками оно замещается бурым, более преломляющим изотропным веществом, похожим на палагонит или тахилит, и в этих местах вид офитовой структуры становится особенно отчетливым.

Таблица 21

Химический состав плагиоклазовых базальтов

Окислы	1	2	Примечание
SiO ₂	51.50	52.17	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому
TiO ₂	1.30	1.10	
Al ₂ O ₃	17.22	17.77	<i>a</i> <i>c</i> <i>b</i> <i>s</i>
Fe ₂ O ₃	3.09	3.08	1. 9.3 7.2 22.0 61.5 $Q = -2.8$
FeO	6.40	6.40	2. 8.1 8.3 20.9 62.7 $Q = +0.9$
MnO	0.21	0.18	Дополнительные коэффициенты
MgO	4.86	5.16	
CaO	9.26	8.96	<i>n'</i> <i>c'</i> <i>m'</i> <i>j'</i> ϕ
Na ₂ O	3.12	2.82	1. 76 20 39 40 12
K ₂ O	1.50	1.07	2. 80 12 43 44 30
P ₂ O ₅	0.30	0.28	Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу
H ₂ O ⁺	1.53	1.20	
H ₂ O ⁻	0.15	0.06	$m\bar{R}O : R_2O_3 \cdot qRO_2$ α β R ₂ O : RO
	100.14	100.25	1. 2.33 : 1 : 4.56 1.71 73 1 : 5.6
			2. 2.23 : 1 : 4.55 1.74 — 1 : 6.5

1. Плагиоклазовый базальт. Обр. 102b из нашей коллекции. Аналитик В. Е. Кутейников.

2. Плагиоклазовый базальт Ключевского вулкана на Камчатке. [А. Н. Заварицкий Записки Мин. общ., ч. LX № 2, стр. 169 (1931)].

Химический состав. Был analyzed один из наиболее часто повторявшихся образцов этих пород (обр. 102b). Для сравнения

с ним в табл. 21 приведен анализ типичного плагиоклазового базальта, описанного А. Н. Заварицким.

Сравнивая анализы и пересчеты их, мы видим отчетливую близость обеих пород. Установленные А. Н. Заварицким особенности выделяемого им плагиоклазового базальта полностью повторяются и в нашей породе.

Плагиоклазовый базальт, по А. Н. Заварицкому (1931), вместе с трахибазальтом принадлежит к двум базальтовым ветвям, отклоняющимся в сторону от линии нормального ряда базальт—андезит. Трахибазальты уклоняются в сторону щелочных пород, а плагиоклазовые базальты, наоборот, — в сторону пород, богатых алюмосиликатом извести. Последнее выражается минералогически в основном характере плагиоклаза (битовнит, анортит) и в резком преобладании его над другими минералами, а химически — в высоком значении коэффициента c и высокой поэтому величине отношения $c : a$. Все эти особенности мы видим как раз и в нашей породе.

По магматической формуле наша порода в общем отвечает среднему базальту.

Пироксеново-оливиновые базальты

Залегают они в верхних частях андезитово-пирокластической толщи и минералогически заметно отличаются от только что описанных плагиоклазовых базальтов.

Макроскопическая характеристика. По внешнему виду — это темные или серые тяжелые плотные массивные породы с едва видимыми микроскопическими порфирированными выделениями темного полусового шпата, светлого оливково-зеленого оливина и темпозеленого пироксена. Излом обычно перовный, остроугольный.

Микроскопическое строение. В отличие от плагиоклазовых базальтов в этих породах довольно много цветных минералов. Иногда вкрапленники образованы только из них. Представлены они чаще всего оливином и клинопироксеном и реже — гиперстеном. Во вкрапленниках плагиоклаз играет подчиненную роль, но его много среди микролитов основной массы. Последняя по структуре является или бедной стеклом гиалопилитовой, или интерсертальной.

Количественный минералогический состав¹ (в объемных процентах) одного из образцов этих пород (№ 103) следующий:

Фенокристаллы оливина . . .	22.0
» пироксена . . .	10.9
» плагиоклаза . . .	1.8
Основная масса	66.2

100.0

Фенокристаллы. Порфирированные выделения оливина часто являются наиболее крупными по сравнению с вкрапленниками других минералов, но иногда в этом отношении он меняется местами с клинопироксеном и плагиоклазом. Величина кристаллов его доходит до 1—1.5 мм. Форма обычная: заостренная с двух концов ромбическая призма. Иногда замечаются коррозия и сильная оплавленность зерен, но большей частью форма хорошо сохранилась. Кристаллы почти всегда свежие; иногда только окрашены с крас бурыми потеками окислов железа. Часто зерна окаймлены оболочкой рудной пыли. Характерной особенностью является еще сильная трещиноватость зерен, причем трещины нередко заполнены тонко-распыленным рудным веществом. По составу, как видно из нижеследующей

¹ Этот и некоторые другие количественные минералогические подсчеты сделаны О. М. Глазовой (Горный институт); выражаю ей за это свою благодарность.

щих оптических констант, оливин рассматриваемых пород надо считать хризолитом, содержащим примерно 10% фаялитовой молекулы:

- Обр. 49. $N_g - N_p = 0.035$; $2V = +89^\circ$ (обе оси).
 Обр. 50. $N_g - N_p = 0.034$; $2V = \text{около } 90^\circ$.
 Обр. 103. $N_g - N_p = 0.037$; $2V = 90^\circ$ (одна ось).
 $N_g = 1.690$; $N_p = 1.656 \pm 0.002$.

Клинопироксен чаще всего наблюдается в неправильных зернах, которые нередко образуют маленькие сростки из 2—3 индивидов. По размеру они обычно мельче оливина (в поперечнике до 0.5 мм), но иногда зерна его крупные и в поперечнике достигают 1—1.5 мм. Часто наблюдается бледно-зеленоватая неплеохроирующая окраска, к которой иногда примешаны буроватые тона. Кое-где для него устанавливается неравномерное пятнистое погасание, обусловленное, очевидно, натяжениями в момент застывания породы. В поперечных сечениях призм, где, между прочим, иногда заметны хорошо развитые грани (110), видна нередко отчетливая периферическая зональность. В составе его, по видимому, имеется глинозем; вследствие этого он более близок к авгиту, чем клинопироксен предыдущих пород. Оптические свойства его оказались такими:

- Обр. 49. $N_g - N_p = 0.025$; $eN_g = 42^\circ$; $2V = +50\frac{1}{2}^\circ + 51^\circ + 54^\circ$ (по обем осям).
 Обр. 50. $N_g - N_p = 0.027$; $eN_g = 43^\circ$; $2V = +53\frac{1}{2}^\circ + 54^\circ$ (обе оси).
 Обр. 103. $N_g - N_p = 0.027$; $eN_g = 40^\circ$; 42° , 43° , 46° , $2V = +52^\circ$, $+54^\circ$, $+54\frac{1}{2}^\circ + 58^\circ$ (обе оси).
 $N_g = 1.712$; $N_p = 1.691$

Плагиоклаз в этих породах очень редко образует крупные выделения. Большею частью он представлен лейстообразными микровкрапленниками размером (в длину) не более 0.3—0.5 мм. Концы лейст также иззубрены, изодраны, как и в плагиоклазовых базальтах. Как обычно, лейсты содержат тонкие включения стекла и опаковой пыли. Наблюдается зональность, большей частью прогрессивная. Двойниковые полосы обычно тонки и часто выклиниваются. По составу является битовнитом (табл. 22).

Таблица 22

Состав плагиоклаза в пироксено-оливиновых базальтах

№ обр.	Двойник. ось	$B N_g$	$B N_m$	$B N_p$	$2V$	Угол погасания в сечении $\perp [100]$	% An
49	$\perp (010)$	40°	61°	64°	$+78^\circ$		78
50	$\perp [001]$	44°	66°	56°	$+76^\circ$	42°	82
	$\perp (010)$	40°	61°	66°	—	40°	77
103	—	—	—	—	—	41°	79
	—	—	—	—	—	43°	86
	$\perp (010)$	44°	59°	62°	$+84^\circ$	37°	87
	—	—	—	—	—	38°	69
	—	—	—	—	—	40°	71
	—	—	—	—	—		76

Гиперстен хотя иногда и присутствует в заметных количествах, но является всегда подчиненным минералом. Зерна его обычно мелкие, не более 0.3—0.4 мм в длину. Форма зерен призматическая, причем призм более вытянуты, чем у клинопироксена. Характерно, что по составу он здесь более магнезиальный и в этом отношении повторяет такую же осо-

бенность оливина этих пород. Как видно из оптических констант, он содержит молекулы FeSiO_3 не более 40% (25—40%):

Обр. 50. $N_g - N_p = 0.010$, $2V = -73\frac{1}{2}^\circ - 75^\circ$, -80° (по обеим осям).

Обр. 103. $N_g - N_p = 0.013$, $2V = -61^\circ$, -65° (по обеим осям).

В обоих случаях ясный плеохроизм по обычной схеме абсорбции.

В одном из образцов (№ 50) попались реликты опатизированной и нацело-диссоциированной роговой обманки.

Основная масса. Образована она из беспорядочно ориентированных микролитов плагиоклаза, пироксенов, рудного минерала и стекла. Последнего здесь немного. Микролитов плагиоклаза и цветного минерала примерно равные количества. По размерам они иногда здесь бывают более крупными, чем в андезитах. Структуры основной массы поэтому близки, с одной стороны, к гиалопилитовой, а с другой — к интерсертальной.

Химический состав. К сожалению, мы не имели возможности произвести химического анализа этих пород. Располагаем только одним определением SiO_2 в обр. 103. Содержание SiO_2 оказалось здесь равным 50.60% (В. Е. Кутейников). Исходя только из этого, а также из отмеченных выше особенностей минералогического состава, нам кажется, можно с известной определенностью назвать все рассматриваемые породы базальтовыми.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ЛАВЫ

Лавы страто-вулканов

Имеющиеся у нас образцы лав этих вулканических тел, как мы указывали, собраны случайно. Лавы Вакепипа, например (за исключением одного образца), были собраны из русла «сухой реки», а лавы других вулканов были взяты кое-где из отдельных пунктов подножий их. В нижеследующем описании поэтому мы дадим только самую общую характеристику этих пород.

Риолиты или дациты. Кислые лавы риолитового или дацитового состава были встречены в обломках туфо-брекчии у подножия горы Разваленной. В других вулканах лав этого состава мы не наблюдали.

Макроскопически они представляют светлосерые или серые с лиловатым оттенком массивные порфировые породы, содержащие в серой, шероховатой паощупь, тонкопористой основной массе многочисленные выделения свежего стекляннопозрачного полевого шпата и более мелкого по размерам цветного минерала. Излом неправильный, сильно комковатый.

Под микроскопом видны фельзитовая основная масса и погруженные в нее флюккристаллы плагиоклаза, амфибола, ортопироксена и кварца. Наиболее крупными являются выделения плагиоклаза — до 2 мм, менее крупные размеры у кварца — около 1 мм, и самыми маленькими являются кристаллы амфибола и ортопироксена — около 0.3—0.5 мм. Кристаллы плагиоклаза имеют обычную толстотабличатую форму; по составу являются основным андезином ($\perp MP$ угол погасания 25° , что соответствует 45% An). Кристаллы зональны, и в периферических частях андезин более кислый, чем в ядре. Кварц — в обычных бипирамидальных кристаллах, часто корродированных. Амфибол почти весь нацело опатизирован и в ядрах диссоциирован. Кое-где в ядрах наблюдаются все же неизменные остатки его. Высокое двупреломление, очень небольшой угол погасания и плеохроизм: N_g — красно-бурый, N_p — светложелтый, типичный для базальтической роговой обманки.

Исходя из такого минералогического состава, эти породы следовало бы определить как дациты, но в виду того, что в камчатских риолитах, имею-

щих часто такой же минералогический состав и общий облик, щелочной полево́й шпат почти всегда отсутствует, не исключена возможность, что и здесь мы имеем дело с риолитами.

Андезиты Бакеина. Среди андезитовых лав этого вулкана выделяются две характерные разновидности: светлый роговообманковый и темный пироксеновый андезиты.

Первая является светлосерой массивной порфировой породой, содержащей в светлой, шероховатой наощупь, тонкопористой основной массе многочисленные выделения табличатых кристалликов стекляннопозрачного полевого шпата и иголочек блестяще-черного амфибола; излом неровный или плоский с острыми углами. Вторая разновидность, наоборот, имеет темную окраску, является тоже массивной, в той или иной степени пористой и порфировой; вкрапленники ее более мелки по размерам, и представлены они полевым шпатом и, на ряду с ним, уже не амфиболом, а темнозеленым пироксеном; излом неровный, комковатый. Среди последних встречаются разности, то более богатые порами, то весьма бедные; некоторые образцы этих лав имеют кирпично-красную окраску, которая вызвана развитием в них свободных окислов железа. Из подобного рода пироксеновых андезитов образованы лавовые потоки у подножия вулкана (осмотрены нами) и, по видимому, на склоне его.

Под микроскопом первая амфиболовая разновидность андезита состоит из вкрапленников плагиоклаза, амфибола, орто- и клинопироксенов. Основная масса или очень тонкомикролитовая, или, наоборот, хорошо раскрыстализована.

Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз. Он образует типичные табличатые кристаллы или неправильные сростки их. Размеры отдельных кристаллов около 0.5 мм. Как и во всех описываемых породах, он чист и водянотрачен; если бывает загрязнен, то только включениями стекла, но последние здесь редко наблюдаются. Состав плагиоклаза, как видно из нижеследующих измерений, отвечает лабрадору, а в краевых частях зональных зерен — основному андезину.

Таблица 23

Состав фенокристаллов плагиоклаза

№ обр.	Двойник. ось	Ng	Nm	Np	2V	Угол погасания в сечении ⊥ [100]	% An
27d	⊥ [001] (010)	75 1/2°	44 1/2°	49°	-1 82°	{ ядро 29° . . . край 22° . . .	52
	⊥ [001] (010)	75 1/2°	59°	35°	—		42
27e	⊥ (010)	31 1/2°	59°	83°	—	{ { один индивид 30°	50
	⊥ [010]	36°	56 1/2°	77°	-1 78°		53
	⊥ (010)	54°	42°	71 1/2°	—		53

Амфибол большей частью нацело уже диссоциирован: на месте кристаллов его остался агрегат тонких зерен пироксена, неравномерно пропыленный рудным минералом и заключенный в опалитовую корку. Благодаря последней сохраняется типичная форма кристаллов амфибола. В ядрах отдельных кристаллов, редко в целом теле кристалла, встречается иногда свежий амфибол. Измерениями были установлены оптические свойства его:

Плеохроизм: Ng — зеленый с тусклым желтоватым оттенком;
 Nm — бледнозеленый;
 Np — бесцветный, слегка желтоватый.

Ng — Np = 0.022; cNg = 16°; 2V = - 82 1/2° (обе оси).
 Nm = 1.681 ± 0.002.

Эти константы указывают на принадлежность его к группе обыкновенных роговых обманок.

Ортопироксен наблюдается в типичных для него несколько удлиненных призмочках. По размерам зерна его более мелкие, чем у амфибола. По количеству примерно равен последнему.

Обладает такими оптическими свойствами:

$$N_g - N_p = 0.011; 2V = -59^\circ; -59\frac{1}{2}^\circ, -61^\circ; -63^\circ; -66^\circ \text{ (по обеим осям).}$$

$$\text{В зональном зерне: ядро} \dots \dots \dots 2V = -70^\circ \text{ (обе оси)}$$

$$\text{край} \dots \dots \dots 2V = -55^\circ \text{ " "}$$

Плеохроизм слабо выражен: N_g — бесцветный;
 N_p — слегка розоватый.

Судя по углу оптических осей, содержание молекулы $FeSiO_3$ в нем колеблется от 35% в ядре до 55% в наружной оболочке.

Клинопироксена весьма мало в амфиболовых андезитах. Присутствует он в виде таких же маленьких зерен, как и гиперстел. Имеет слегка зеленоватую неплеохроирующую окраску. Для него найдены следующие оптические константы: $N_g - N_p = 0.025$; $cN_g = 40^\circ$; $2V = +51\frac{1}{2}^\circ$ (обе оси).

По составу он является, по видимому, таким же продуктом изоморфного ряда диопсид—клиноэпстатит—геденбергит, как и клинопироксен всех вышеописанных пород.

Основная масса в одном из образцов является топкомикролитовой, близкой к гналопилитовой, образованной преимущественно из вытянутых микролитов плагиоклаза и равномерно распределенной рудной пыли; в другом — она более своеобразна: здесь благодаря изометрическим очертаниям гранул плагиоклаза и наличию, по видимому, кварца она близка по структуре к ортофировой и кажется хорошо раскристаллизованной.

Другая разновидность андезитов Бакенина, содержащая пироксен, под микроскопом выявляется как более свежий тип лавы. Состоят эти породы из богатой бурым стеклом гналопилитовой основной массы и вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и, редко, ортопироксена.

Плагиоклаз характеризуется обычными для наших лав свойствами. Размеры кристаллов его в среднем около 0.5 мм, но доходят до 1.5 мм. Наблюдается обычная осциляторная зональность. По составу является лабрадором. В альбитовом двойнике было найдено:

$$BN_g = 32\frac{1}{2}^\circ; BN_m = 60^\circ; BN_p = 78^\circ \text{ — соответствует } 54\% \text{ An.}$$

$$2V = +84^\circ \text{ (обе оси).}$$

В других зернах угол погасания в сечении $\perp [100]$:

$$30^\circ \text{ соответствует } 55\% \text{ An;}$$

$$32^\circ \quad \quad \quad \text{»} \quad \quad \quad 59\% \text{ An.}$$

Клинопироксен, как и ортопироксен, присутствует здесь в количествах, подчиненных плагиоклазу. Того и другого примерно равные количества. Размеры зерен обычно около 0.2—0.3 мм, но доходят и до 0.5 мм. Клинопироксен имеет бледнозеленоватую неплеохроирующую окраску и, судя по оптическим свойствам, относится к тому же пироксену изоморфного ряда диопсид — клиноэпстатит — геденбергит, который встречался выше:

$$N_g - N_p = 0.027; 2V = +52^\circ, +53^\circ; +56\frac{1}{2}^\circ \text{ (обе оси);}$$

$$cN_g = 42^\circ.$$

Ортопироксен характеризуется оптическими свойствами, типичными для гиперстена:

$$N_g - N_p = 0.013; 2V = -63^\circ; -64\frac{1}{2}^\circ \text{ (обе оси).}$$

$$N_g \text{ — слегка зеленоватый;}$$

$$N_p \text{ — розоватый.}$$

В основной массе микролиты плагиоклаза, пироксенов и магнетита очень тонки, и их немного; преобладает бурое свежее стекло.

Андезиты горы Разваленой. По составу являются такими же двупироксеновыми андезитами, как и только что описанные. Имеются в общем только некоторые отличия в характере основной массы, в величине и количестве вкрапленников и, быть может, некоторые колебания состава последних.

Андезиты Дзензурской сопки. Имеющиеся у нас образцы лав этого вулкана характеризуются более основным составом.

Эти породы несколько отличаются уже и по внешнему виду. Хотя они такие же темные или иногда темносерые, порфировые, но кажутся более тяжелыми и плотными. Под микроскопом в составе вкрапленников, наряду с плагиоклазом, клинопироксеном и гиперстеном, в существенном количестве почти постоянно встречается еще оливин. Основная масса гиалоцилитовая, богатая рудной пылью.

Плагиоклаз в фенокристаллах по габитусу часто напоминает таковой же из плагиоклазовых базальтовых. Здесь он такой же слегка трещиноватый и часто переполнен включениями стекла. По составу он является битовнитом, реже лабрадором.

Таблица 24

Состав фенокристаллов плагиоклаза

№ обр.	Двойник. ось	BNg	BNm	BNp	2 V	Угол погасания в сечении ⊥ [100]	% An
56	⊥ (010)	33°	60°	77°	+77°	31°	55
	—	—	—	—	—	34°	63
57	—	—	—	—	—	39°	73
63	⊥ [100]	51°	57°	57°	-80°	40°	74
	(010)	—	—	—	—	42°	82
	—	—	—	—	—	ядро 39°	73
69	—	—	—	—	—	край 33°	60

Клинопироксен, являясь по общему виду таким же, как и в других породах, несколько отличается от них своими оптическими свойствами:

Обр. 56. Ng — Np = 0.028; cNg = 41°; 2V = +51°; +52 1/2° (по обеим осям)

Обр. 57. Ng — Np = 0.025; cNg = 43°; 2V = +56°; +57° (по обеим осям)

Обр. 63. Ng — Np = 0.024; cNg = 43°; 2V = +55° (по обеим осям)

Обр. 69. Ng — Np = 0.025; cNg = 44°; 2V = +56° " " "

Повидимому, клинопироксен здесь более приближается к авгиту или к диоксидовому авгиту, чем в других породах.

Некоторые отличия замечаются также и в оптических свойствах ортопироксена:

Обр. 56. Ng — Np = 0.014; 2V = —59° (обе оси)

Обр. 57. Ng — Np = 0.012; 2V = —63°, —65°, —66 1/2° (обе оси)

Обр. 63. — — — 2V = —61°

Обр. 69. Ng — Np = 0.011; 2V = —66°

т. е. здесь он является более магниальным гиперстеном.

Основная масса обычно состоит из весьма тонких микролитов и равномерно рассеянной рудной пыли. Различить в ней стекло не удалось. По общему виду структура основной массы близка к гиалоцилитовой.

Мы называем лавы этого вулкана андезитами в некоторой мере условно. Часть из них, возможно, и является андезитами (обр. 56), но другие, быть может, приближаются к андезито-базальтам и даже к плагиоклазовым базальтам.

Базальты Бакенина. Среди россыши каменного материала «сухой реки» около кальдерной долины Бакенина, как мы упоминали, были встречены базальтовые породы, происходящие, согласно нашим предположениям, или из выпертой жерловой пробки, теперь уже исчезнувшей, или из жил, возможно, пересекающих тело вулкана.

Макроскопически эти породы представляют серые массивные, весьма плотные и заметно тяжелые микропорфировые породы, содержащие очень мелкие вкрапленники желтовато-зеленого оливина и более редкого темно-зеленого пироксена; излом их плоскораковинчатый с неровной поверхностью.

Под микроскопом устанавливается, что вкрапленники этих пород действительно представлены только цветными минералами: оливином и клинопироксеном. Основная масса, в которую погружены последние, является микролитовой с тонкой интерсертальной структурой.

Оливин образует бесцветные, сильно трещиноватые кристаллы с типичными для этого минерала формами. Размеры зерен в среднем около 0.5 мм, реже до 1 мм. Измерениями были определены константы его:

$$\begin{aligned} N_g - N_p &= 0.037; 2V = -85^\circ; -86^\circ; -87^\circ \text{ (обе оси) и } +86^\circ \text{ (одна ось)} \\ N_g &= 1.720 \pm 0.002; N_p = 1.691 \pm 0.003 \end{aligned}$$

По этим данным минерал определяется, как хризолит, с содержанием около 25% фаялитовой молекулы.

Клинопироксен образует более мелкие зерна, обычно около 0.1—0.2 мм в поперечнике, реже до 0.3—0.5 мм. Формы неправильные. По количеству его столько же или несколько больше, чем оливина. Характерно, что зерна его такие же трещиноватые, как и у оливина. Окраски не замечается; благодаря небольшим размерам и заметному коэффициенту преломления, зерна кажутся только серыми. По своим оптическим свойствам этот пироксен, по видимому, близок к авгиту:

$$\begin{aligned} N_g - N_p &= 0.025; cN_g = 43^\circ; 2V = +54^\circ \text{ (обе оси)} \\ N_g &= 1.721 \pm 0.002; N_p = 1.697. \end{aligned}$$

Плагиоклаз по величине зерен двух родов: в виде микроскопических табличек, соразмерных по величине с зернами клинопироксена, и в виде более мелких лейст, образующих основную массу. Переход одних в другие постепенный. Зональность слабая и всегда прогрессивная. По составу плагиоклаз является битовнитом (табл. 25).

Таблица 25

Состав плагиоклаза

№ обр.	Двойник. ось	BN_g	BN_m	BN_p	$2V$	Угол погасания в сечении $\perp [100]$	% An
27f	$\perp (010)$	43°	62°	60°	$-89^\circ (-+)$		86
	$\perp (010)$	43°	60°	62°	-88°		84
	—	—	—	—	—	Лейста { ядро 40° край 36°	76 67
	—	—	—	—	—	Лейста { ядро 43° край 31°	86 63

Таблица 26

Химический состав лав

Окислы	27d	25	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
	В весовых %		a	c	b	s		
			27d 10.8	6.9	11.6	70.7		
					Q = +12.9			
			25 9.9	7.3	11.4	71.4		
					Q = +15.7			
			Дополнительные коэффициенты					
			n'	m'	c'	f'	φ	a'
			27d 78	35	0	44	21	19
			25 79	54	4	41	7	0
			Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу					
			mR \bar{O} · R ₂ O ₃ · qRO ₂		α	β	R ₂ O : RO	
			27d 1.31	: 1 : 4.81	2.33	48	1 : 2 : 5	
			25 1.78	: 1 : 5.62	2.35	49	1 : 3 : 5	
	99.95	100.13						

Аналитик В. Е. Кутейников.

Основная масса образована из беспорядочно ориентированных узеньких лейст плагиоклаза и зажатых между ними тонких грануль пироксена и рудного минерала. Стекла заметить не удалось.

Химический состав лавовых пород вулканов. К сожалению, мы не имели возможности сделать химические анализы всех типичных пород этой группы геологических образований. Из них было анализировано только два образца лав Бакенина.

Один из этих образцов (№ 25) представляет двупироксеновый андезит из свежего лавового потока у подножия вулкана, другой (№ 27d) — очень распространенный в россыпи «сухой реки» светлый роговообманковый андезит.

Нанеся точки числовых характеристик этих достаточно близких между собой пород на диаграмму средних составов, мы увидим, что они ложатся довольно близко к точкам андезита и кальциандезита. Из них пироксеновый андезит близок к кальциандезиту, а амфиболовый андезит — к обычному среднему андезиту. Однако, если мы будем сравнивать отношение $c : a$ в этих породах, т. е. относительное содержание в них полевошпатовой извести, то увидим, что и роговообманковый андезит имеет тенденцию уклоняться в сторону кальциандезита. Это видно из следующих цифр:

	$c : a$
Средний андезит	0.55
Амфиболовый андезит Бакенина . . .	0.64
Пироксеновый »	0.72
Кальциандезит	0.89

Таким образом, провинциальная особенность четвертичных лав Камчатки в отношении повышенного содержания в них полевошпатовой извести, как это было установлено А. Н. Заварицким, в некоторой степени проявляется в лавах и описываемого вулкана.

Принадлежность наших пород к типичным андезитам выявляется и по магматическим формулам их.

К нашему амфиболовому андезиту весьма близок такой же андезит из окрестностей Ключевской сопки, описанный А. Н. Заварицким ($a : c : b : s =$

= 11.2 : 6.9 : 11.0 : 70.9; $Q = +12.5$). Из типов лавовых пород Озанна пироксеновый андезит Бакенина близок к гиперстеновому андезиту типа Mt. Peñe (9.5 : 7.7 : 11.4 : 71.4; $Q = +16.1$), а роговообманковый — к андезиту типа Mt. Ingalls (11.2 : 7.5 : 11.5 : 69.8; $Q = +9.7$).

Лавы вулканических куполов

Предполагаемые в нашем районе вулканические купола сложены одни из риолитов, другие из андезитов. Ниже мы дадим отдельное описание каждого из этих типов лав.

Риолиты

Макроскопическая характеристика. По внешнему виду образцы этих лав из трех различных пунктов заметно отличаются между собой. Порода обр. 72 представляет светлосерую массивную эвпорфировую лаву, содержащую в тонкопористой, шероховатой наощупь основной массе многочисленные вкрапления табличек стекловатого полевого шпата и длинных призмочек блестяще-черного амфибола. Порода обр. 84 тоже светлосерая (слегка лиловатая) и однородномассивная, но весьма бедная вкраплениями и в небольшой степени пемзоватая. Небольшие по размерам порфировые вкрапления представлены здесь полевым шпатом и черным биотитом. Наконец, третий образец, № 85, представляет грубоэвтакситовую породу серого и темносерого с красноватым оттенком цвета; тоже слегка пориста; вкрапления в ней также мелки и трудно различимы невооруженным глазом.

Микроскопическое строение. Под микроскопом устанавливается только два типа лав: одна лава (№ 72) имеет чистую стекловатую основную массу и заметное количество вкрапленников, другая (№ 84 и 85) тоже имеет стекловатую основную массу, но бурую, загрязненную и слегка раскристаллизованную; фенокристаллов в последней очень мало. Порфировые вкрапленники в первом типе лавы представлены плагиоклазом, амфиболом, ортопироксеном и, реже, кварцем, биотитом и магнетитом; во втором — плагиоклазом, биотитом и, реже, орто- и клинопироксенами. Основная масса в первом типе — чистое стекло с перлитовой отдельностью и с редкими сферолитами, во втором — тоже стекло, но участками раскристаллизованное до фельзита и богатое микросферолитами. Характерной особенностью лав второго типа является присутствие в основной массе их кордиерита.

Фенокристаллы. Преобладающим минералом вкрапленников в том и другом типах лавы является плагиоклаз. Он образует небольшие, до 0.5, иногда и до 2 мм, в поперечнике, табличатые кристаллы, нередко обломанные и кое-где трещиноватые. Часто наблюдается хорошо выраженная зональность, но здесь она всегда прогрессивная. В отличие от плагиоклаза андезитов и базальтов, плагиоклаз описываемых лав или совершенно лишен включений стекла, или очень беден ими. По составу является обычно основным андезином, но в ядрах некоторых кристаллов, особенно тех, которые образуют гломеропорфировые сростки, встречается лабрадор и даже битовнит. Последние, однако, быть может, являются гетерогенными включениями.

Амфибол в первом типе лав нередко образует почти такие же крупные и хорошо очерченные кристаллы, как и плагиоклаз. В среднем, однако, размеры зерен его уступают зернам плагиоклаза. Формы минерала — типичные для амфибола: длинные призмы (в малейших кристаллах длина 6 : 1) с характерным вытянутым гексагональным поперечным сечением. Имеет зеленую окраску и такие оптические свойства:

$N_g - N_p = 0.024$; $cN_g = 16^\circ$; $2V = -74^\circ$; -82° (по одной оси);
 $N_m = 1.681 \pm 0.002$.

Плеохроизм: N_g — темный, оливково-зеленый; N_m — темный, буро-зеленый;
 N_p — светложелтый.

Таблица 27

Состав вкрапленников плагиоклаза в риолитах

№ обр.	Двойник. ось	BN_g	BN_m	BN_p	$2V$	Угол погасания ⊥ [100]	% An
72	⊥ (010)	$25\frac{1}{2}^\circ$	65°	84°	$-87\frac{1}{2}^\circ$	26°	46
	—	—	—	—	—	27°	48
	—	—	—	—	—	{ ядро 41°	79
	—	—	—	—	—	{ край 34°	63
	—	—	—	—	—	{ ядро 33°	61
84	⊥ (010)	21°	70°	$88\frac{1}{2}^\circ$	$-84\frac{1}{2}^\circ$	{ край 26°	46
	—	—	—	—	—	{ ядро 21°	39
	—	—	—	—	—	{ край 22°	41
85b	⊥ (010)	$22\frac{1}{2}^\circ$	$68\frac{1}{2}^\circ$	82°	$+88^\circ$	27°	45
85a	⊥ (010)	21°	70°	87°	—	{ ядро 22°	48
	⊥ (010)	18°	72°	89°	—	{ край 20°	40

Эти данные определяют рассматриваемый амфибол как обыкновенную роговую обманку.

Биотит распространен, главным образом, в спорадофировых лавах второго типа, но встречается также и в роговообманковых лавах. В тех и других он бурый, но в первых, повидимому, более железистый (лепидомелан), так как плеохроирует до непроницаемо-черного цвета. В последних он, кроме того, обычно опацифицирован.

Пироксенов в тех и других лавах весьма много. Из них относительно наибольшим распространением пользуется ортопироксен. Клинопироксен встречается большей частью в редких здесь гломеропорфировых сростках. Зерна того и другого обычно весьма мелкие, около 0.1—0.2 мм, редко 0.3—0.4 мм. В спорадофировых биотитовых риолитах зерна пироксенов обычно изометричные, похожие на оплавленные; в амфиболовых риолитах, наоборот, формы их, особенно ортопироксена, совершенны. Ортопироксен по оптическим свойствам определяется, как гиперстен:

$N_g - N_p = 0.012$; $2V = -64^\circ$; -64° ; -70° (по обеим осям); $N_g = 1.705$;
 $N_m = 1.699 \pm 0.002$; $N_p = 1.697$.

Плеохроизм заметный: N_g — едва зеленоватый, N_p — розоватый.

Для клинопироксена было найдено:

$N_g - N_p = 0.026$; $cN_g = 40^\circ$; $2V = +53\frac{1}{2}^\circ$ (обе оси)

Повидимому, он относится к тем же смешанного диоксид-клиноэпстатит-геденбергитового состава пироксенам, которые встречались нам и выше.

Кварца очень немного, и он наблюдался в виде единичных зерен только в роговообманковом риолите.

Основная масса. В роговообманковом риолите, как мы указывали, основная масса представляет чистое бесцветное стекло с характерными перлитовыми трещинками отдельности. В стекле при больших увеличениях можно заметить беспорядочно ориентированные потоки кристаллитов, принадлежащих почти исключительно к типу лонгулитов. Стекло имеет показатель преломления 1.473 ± 0.003 в участках с небольшим содержанием кристаллитов и 1.487 ± 0.002 в местах, где много кристаллитов. По диаграмме W. George (1924) содержание SiO_2 в первых участках должно достигать примерно 80%, а во вторых — 76—77%.

Кроме кристаллитов, в стекле этих лав в небольшом количестве встречаются еще бурые сферолиты, прикрепленные обычно к отдельным фенокристаллам или сросткам их. Кристаллическое вещество в сферолитах, по видимому, еще плохо индивидуализировано, так как анизотропные свойства сферолитов почти незаметны.

В биотитовых риолитах стекло уже относительно хорошо раскристаллизовано. В проходящем свете оно имеет грязнобурый цвет от переполнивших его мелких (до 0.1 мм) бурых сферолитов и эмбрионов их. Промежутки между сферолитами представляют или поры, или тонкий фельзитовый агрегат щелочного полевого шпата и кварца (?) (игольчатого). В порах и кое-где у поверхности фенокристаллов иногда встречаются участки кристобалита (бесцветный, низкопреломляющий, ясная шагрень, очень слабое двупреломление и черепчатое строение агрегата как в проходящем свете, так и в скрещенных николях).

В биотитовых риолитах в отдельных местах основной массы (не в порах) встречаются очень редкие неправильные зернышки оригинального голубого минерала. Оптические свойства его оказались такими:

$$N_g = 1.550 \pm 0.002; N_m = 1.545 \pm 0.002; 2V = -0^\circ \text{ или небольшой};$$

$$N_g - N_p = 0.005 - 0.006.$$

Плеохроизм: N_g — бесцветный; N_m, N_p — ультрамариново-голубой (с легкой примесью фиолетового тона).

Таблица 28

Химический состав образцов риолита
(в весовых процентах)

Окислы	1	2	3	4	5
SiO ₂	74.48	71.50	72.74	73.03	74.80
TiO ₂	0.20	0.28	—	0.47	0.10
Al ₂ O ₃	14.19	14.71	15.64	13.42	14.77
Fe ₂ O ₃	1.05	0.94	1.82	1.51	0.59
FeO	0.50	0.89	0.18	1.31	0.08
MnO	0.04	0.06	следы	0.07	нет
MgO	0.42	0.48	0.55	0.58	0.20
CaO	1.05	2.60	1.86	2.18	0.70
BaO	—	—	—	0.04	—
Na ₂ O	3.52	4.18	3.87	4.43	2.45
K ₂ O	3.26	3.16	2.61	2.43	5.99
H ₂ O — 110°	0.80	1.24	—	0.40	0.20
H ₂ O + 110°	0.15	0.40	0.44	0.20	0.20
P ₂ O ₅	0.05	—	—	0.08	—
Cl	—	—	—	0.08	—
F	—	—	—	0.03	—
S	—	—	—	0.01	—
	99.71	100.38	99.71	100.22	100.08

Числовые характеристики по А. Н. Заваридкому

	a	c	b	s	Q
1	11.9	1.2	5.7	81.2	Q = +37.4
2	13.8	2.8	2.9	80.5	Q = +30.6
3	11.8	2.1	6.4	79.7	Q = +33.7
4	13.0	2.2	3.8	81.0	Q = +33.8
5	13.4	0.8	4.6	81.2	Q = +33.8

Дополнительные коэффициенты

	n'	m'	c'	f'	φ	a'
1	62	12	0	22	14	66
2	67	30	9	58	3	0
3	75	14	0	25	22	61
4	74	28	4	68	34	0
5	38	7	0	11	11	82

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	$m\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot qRO_2$	α	β	$R_2O : RO$
1	0.86:1:8.50	4.40	22	2.7:1
2	1.16:1:7.94	3.81	27	1.4:1
3	0.85:1:7.38	3.83	12	1.8:1
4	1.20:1:8.70	4.15	14	1.4:1
5	0.80:1:8.36	4.40	10	5.7:1

1. Биотитовый риолит. Хребет Ивулк. Аналитик В. Е. Кутейников.
2. Биотитовый риолит. Река Банная; гора Япчик. Неопубликованный анализ; коллекция автора. Аналитик А. А. Кузьмина.
3. Биотитовый риолит. Река Паратунка. По К. И. Богдановичу (*Geologische Skizze von Kamtschatka*).
4. Двупироксеновый риолит. Кальдера вулкана Узон. Неопубликованный анализ; коллекция автора. Аналитик Е. А. Сержинская.
5. Биотитовый риолит. Вулкан Шапочка. Неопубликованный анализ; коллекция автора. Аналитик П. В. Фалеев.

Исходя из этого, минерал можно определить скорее всего как кордиерит, тем более, что он нередко встречается в подобного рода лавах.¹ Появление его здесь, повидимому, надо объяснить ассимиляцией изверженного материала, лежавшего на пути риолитовой экструзии.

Грубая эвтакситовая полосчатость риолитов горы Купол, судя по имеющимся у нас шлифам, обусловлена, повидимому, различным содержанием в эвтакситовых полосках сферолитов и различной степенью девитрификации стекла. Но не исключена возможность, в виду существования в темных эвтакситовых полосках сплавленных мелких зерен гиперстена и клинопироксена и трещиноватого кое-где плагиоклаза, что эти полосы представляют вытянутые при выщипании лавы участки, в которых происходила ассимиляция и растворение захваченного поднимающейся лавой андезитового материала способом, каким, как предполагает Fenner (1926), был образован риолитовый купол Новорупта в районе вулкана Катмая на Аляске.

Х и м и ч е с к и й с о с т а в. Анализ одного из образцов (№ 84) риолитовых лав, совместно с неопубликованными анализами других камчатских риолитов, приведен в табл. 28.

Сопоставляя положение фигуративных точек камчатских риолитов на диаграмме средних составов с точками средних риолитов, можно заметить, что камчатские риолиты в общем являются более бедными щелочными и щелочноземельными алюмосиликатами, чем соответствующие средние породы. Из выделенных на диаграмме средних типов одни из камчатских пород близки к лейкориолиту Джохэнсена (или риолиту II Заварицкого), другие — к более основному риолиту (риолит I Заварицкого или риолит II Джохэнсена). В отношении нашей сравниваемой породы можно заметить, что из камчатских риолитов она ближе всего по химическому и минералогическому составу (между прочим, и территориально) к риолиту

¹ Например, такой же синий плеохрозирующий кордиерит был встречен акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в некоторых кавказских лавах (1913).

с р. Паратунки (к дациту Богдановича); известная близость обнаруживается и к риолиту вулкана Шапочки.

Принадлежность нашей породы к риолиту отчетливо видна и из магматической формулы ее.

Андезиты

Андезитом экструзивного (в нашем смысле) происхождения мы предполагаем лавовую породу, выходящую на восточном склоне хребта Ивулк, в соседстве с Налачевскими горячими ключами.

Ниже мы опишем отдельно главную породу этого вулканического тела и встречающиеся в ней гомеогенные включения.

а) Главная порода купола

Макроскопическая характеристика. По внешнему виду это массивная, слегка тонкопористая светлосерая или иногда темного голубоватая или фиолетовая эвпорфировая порода; в порфировых выделениях — стекляннопозрачный полевой шпат, таблички которого достигают по размерам 3—5 мм и часто образуют крупные сростки, черные призмы ортопироксена и неправильные темнозеленоватые зерна клинопироксена. Вкрапленники пироксенов обычно более мелкие и более редки, чем таковые же полевого шпата. Излом породы неправильный, мелкокомковатый, заметно шероховатый наощупь. В одном из образцов попало сравнительно крупное (по площади 10 × 8 мм) включение водянопрозрачного зерна кварца.

Микроскопическое строение. Под микроскопом обычные для андезитов фенокристаллы плагиоклаза, клинопироксена и гиперстена. Основная масса вообще гиалопилитовая, но в некоторых образцах она вместе с тем и микропойкилитовая. В образцах из терминальных пунктов тела купола наблюдаются следы сильного ожига, который весьма резко проявился в отношении гиперстена, вызвав его опадитизацию. Нередко встречаются здесь гломеропорфировые сростки обычного состава: плагиоклаз, пироксены, магнетит, и кое-где — склеивающее их чистое, совершенно бесцветное стекло. Значительно реже встречаются диссоциированные и опадитизированные фенокристаллы амфибола. В одном из образцов попало микроскопическое включение оливина.

Количественный минералогический состав породы (в объемных процентах) в двух разных образцах следующий:

Фенокристаллы:

Плагиоклаз	24.5	27.3
Клинопироксен	4.6	5.2
Ортопироксен	4.6	3.9
Амфибол	0.3	0.7
Магнетит	1.5	1.4
Оливин	—	0.2

Основная масса:

Стекло с микролитами	39.2	61.4
Кварц с микролитами	25.3	—

100.0 100.0

Фенокристаллы. Плагиоклаз в порфировых выделениях представлен толстотабличатыми кристаллами, размеры которых не превышают 2.5—3 мм. Наблюдавшиеся макроскопически крупные вкрапленники в шлифах оказались сростками отдельных кристаллов. Формы последних чаще всего правильные, реже наблюдаются обломанные кристаллы и, очень редко,

оплавленные. В некоторых зерлах заметна сильная трещиноватость. Кристаллы в большинстве случаев чистые и прозрачные; кое-где только бывают загрязнены обильными клочковатыми включениями стекла. Последние, как и в других ранее описанных андезитах и базальтах, располагаются или в ядрах кристаллов, или в наружных зонах их. Кроме стекла, кое-где в виде редкой сыпи попадаются еще тонкие каплевидные включения пироксена. Кристаллы по составу не однородны; кроме прямой и обратной зональности, нередко наблюдается осцилляторная. Наиболее резко неоднородность состава заметна в сечениях по второму пинакoidу; здесь же кое-где заметна и сильная коррозия ядра. По составу плагиоклаз является лабрадором, но колебания в содержании анортитовой молекулы весьма широки: от основного андезита с 45% An до битовнита с 75% An.

Клинопироксен мало чем отличается от ранее описанных моноклинных пироксенов. Он здесь имеет ту же короткопризматическую форму, такие же плохо развитые грани (110), ту же спайность по (110) и реже по (010) и обычные двойники по (100) и реже по (110). Окраска зерен его — такая же

Таблица 29

Состав фенокристаллов плагиоклаза по измерениям координат двойниковой оси

№ обр.	Двойник. ось	BNg	BNm	BNp	2 V	% An	Примечание
8a	[001]	66°	48½°	51°	+79°	47	
	⊥ [001] (010)	74½°	50½°	44°	+82°	51	
8c	[001] (010)	75°	58°	36°	+89°	43	ядро
	[001] (010)	70°	36½°	60°	+76°	65	
8d	⊥ (010)	31½°	59°	82½°	+86°	50	край
	⊥ [001] (010)	69°	36½°	61°	+82°	70	
	⊥ [001] (010)	75½°	57°	37°	+77°	44	

Таблица 30

Состав фенокристаллов плагиоклаза по измерениям углов погасания в сечении ⊥ [100] на федоровском столике

№ обр.	Углы погас.	% An	№ обр.	Углы погас.	% An	№ обр.	Углы погас.	% An
8a	Ядро 37°	69	8c	Ядро 40°	76	8d	Ядро 30°	55
	Край 30°	55		Край 29°	53		Край 36°	67
	Ядро 27°	48		Ядро 35°	65		Ядро 33°	61
	Край 34°	63		Пром. зона 28°	50		Край 38°	71
	Ядро 39°	74		Пром. зона 34°	63		Ядро 38°	71
	Край 32°	58		Край 32°	59		Край 30°	55
	Ядро 32°	58		Ядро 36°	67		Ядро 28°	50
	Край 35°	65		Край 31°	57		Пром. зона 34°	63
	Ядро 35°	65		Ядро 25°	47		Край 28°	50
	Пром. зона 30°	54		Край 34°	63		Ядро 34°	63
	Край 34°	63		Ядро 34°	63		Пром. зона 39°	73
	Ядро 28°	50		Край 30°	54		Пром. зона 34°	63
	Пром. зона 37°	69		Ядро 32°	59		Край 35°	65
	Край 30°	54		Край 35°	65		Ядро 37°	69
28°	50	30°	55	Пром. зона 27°	49			
27°	49	32°	59	Край 32°	59			
31°	57	31°	57	33°	61			
32°	59	29°	53	28°	50			

Таблица 31

Оптические константы клинопироксена

№ обр.	Ng — Np		Nm — Np	2 V	cNg	Ng	Nm	Np
	измер.	вычисл.	измер.					
8a	0.026	—	—	—	41°	—	—	—
	0.028	—	—	—	40°	—	—	—
	—	0.030	0.0053	+51°	42°	—	—	—
	—	—	—	+51°	—	—	—	—
8c	—	—	—	—	—	1.713	—	1.687
	0.029	—	—	—	37°	—	—	—
	—	—	—	+52°	—	—	—	—
8d	0.028	—	—	—	43°	—	—	—
	0.029	—	—	—	42°	—	—	—
	—	0.030	0.0057	+52°	39°	—	—	—
	—	—	—	+52°	—	—	—	—

едва заметная, бледнозеленоватая. То же самое имеет место и в отношении оптических свойств (табл. 31).

Ортопироксен тоже ничем не отличается от ранее описанных гиперстенов. Размеры его здесь достигают 1 мм, но чаще встречаются зерна размером около 0.5—0.7 мм. По количеству во всех образцах его, повидимому, столько же, сколько и клинопироксена.

Представление о составе пироксена можно получить из табл. 32. По показателям преломления его можно считать гиперстеном, содержащим

Таблица 32

Оптические константы ортопироксена

№ обр.	Ng — Np		Ng — Nm	2 V	Ng	Nm	Np	Примечание
	измер.	вычисл.	измер.					
8a	0.011	—	—	—64°	—	—	—	
	0.014	—	—	—	—	—	—	
	0.015	—	—	—	—	—	—	
	—	0.015	0.004	—60°	—	—	—	
	—	—	—	—55°	—	—	—	
	—	—	—	—58°	—	—	—	
	—	—	—	—60°	—	—	—	
	—	—	—	—61°	—	—	—	
	—	—	—	—	1.705	—	1.692	
	—	—	—	—	—	—	—	
8c	0.014	—	—	—	—	—	—	
	—	0.014	0.003	—55°	—	—	—	
	—	—	—	—50°	—	—	—	
	—	—	—	—55°	—	—	—	
	—	—	—	—56°	—	—	—	
	0.014	—	—	—	—	—	—	
	0.012	—	—	—	—	—	—	
8d	—	—	—	—54°	—	—	—	ядро { опацит. край { зерно ядро { опацит. край { зерно сильная дисперсия p > u
	0.014	—	—	—30°	—	—	—	
	—	0.011	0.004	—70°	—	—	—	
	—	—	—	—58°	—	—	—	

примерно 42% FeSiO_3 (по среднему углу оптических осей — 58° содержание FeSiO_3 несколько больше — 50%).

В образцах, происходящих из терминальных участков массива, ортопироксен нередко является опациitized и заметно побуревшим. С первого взгляда зерна его здесь напоминают бурый амфибол, но плеохроизма в них не замечается. Явление, несомненно, связано с ожогом породы в горячем состоянии. Оптические свойства ортопироксена в таких зернах несколько иные, чем в свежих. Здесь часто наблюдается пониженный угол оптических осей (до -20°), появляется угол погасания в $5-7^\circ$, заметно уменьшается двупреломление, и кое-где обнаруживается довольно резкая дисперсия $\rho > \nu$.

Амфибол, как мы уже указывали, большей частью нацело диссоциирован и с периферии опациitized. Продуктами диссоциации амфибола являются пироксен, магнетит и плагиоклаз; резко преобладает первый. Агрегат этих минералов тонкозернистый и более или менее однородный. Формы бывшего амфибола сохранились не везде: агрегаты пироксена, магнетита и плагиоклаза большей частью имеют линзообразные или неправильные очертания. Феокристаллы бывшего амфибола, заключенные в опациитовую корку, сохраняют свои типичные очертания. Безусловным доказательством происхождения таких существенно пироксеново-магнетитовых агрегатов за счет диссоциации амфибола являются остатки сохранившегося среди них свежего амфибола. Измерения констант последнего дали такие результаты:

$N_p - N_p = 0.045$; $cNg = 5^\circ$; $2V = 86^\circ$ (по сетке); отчетливая дисперсия $\rho < \nu$.

Плеохроизм: N_g — темный, красно-бурый; N_m — светлый, коричневатобурый; N_p — светложелтый.

По этим данным амфибол определяется, как несомненная базальтическая роговая обманка.

Оливин был встречен только в одном из образцов рассматриваемых пород. Найденная в одном из шлифов группа мелких зерен этого минерала образует вместе с пироксеном неправильный зернистый сросток и представляет, по видимому, группу реликтового оливина, сохранившуюся от растворения благодаря «бронне» пироксена. Оптические свойства этого оливина оказались такими:

$N_m - N_p = 0.020$; $2V = -88^\circ$ (обе оси), откуда $N_g - N_p = 0.039$.

По составу соответствует, вероятно, такому же, как и в вышеописанных породах, хризолиту с 20—25% фаялитовой молекулы.

Описанные минералы вкрапленников в рассматриваемых породах нередко образуют гломсоропфировые сростки. Цементом последних является чистое, свободное от микролитов стекло. В оптическом отношении минералы, входящие в гломсоропфировые сростки, ничем не отличаются от тех, которые образуют отдельные феокристаллы.

Основная масса. Состоит из микролитов плагиоклаза, пироксенов, магнетита и цементирующих их либо стекла и кварца, либо одного только стекла. Последнее бесцветное и от микропойкилитового кварца отличается своей совершенной изотропностью и показателем преломления ниже канадского балзама. Структура чаще всего гиалопилитовая, по там, где в основной массе развит кварц, структура к тому же еще и микропойкилитовая. Последняя вполне аналогична таковой же в породах андезитово-пирокластической толщи и, по видимому, обусловлена, как и там, растворением ассимилированного кварца. Следует отметить, что здесь микропойкилитовая структура проявляется только в образцах из внутренней части экструзивного тела; в терминальных частях массива породы, по видимому, лишены микропойкилитового кварца.

б) Гомеогенные включения в андезитах

Макроскопическая характеристика. В штуде эти включения напоминают светлосерый однородный тонкозернистый песчаник. Во вмещающем же их андезите они имеют вид шпир, которые, вследствие одинаковости окрасок, на расстоянии плохо заметны. Размеры включений в среднем около 3—5 см, реже до 10—15 см. На плоскостях излома вмещающих пород сечения их имеют округлые очертания.

Микроскопическое строение. Под микроскопом обнаруживается своеобразное строение включений, совершенно не похожее по структуре на вмещающий андезит. Они представляют как бы губчатую массу из лейст плагиоклаза и призмочек пироксена, сильно пропитанную чистым бесцветным стеклом и кристобалитом. Кое-где заметны небольшие микропорфировые вкрапленники зонального плагиоклаза. Местами промежутки между лейстами плагиоклаза остаются свободными от стекла и кристобалита.

Количественный минералогический состав включений в объемных процентах следующий:

Плагиоклаз	49.4
Пироксены	15.4
Стекло и кристобалит	15.4
Рудный минерал	10.2
Поры	9.6

100.0

Лейсты плагиоклаза в среднем имеют размеры 0.25×0.05 мм, табличатые микровкрапленники его более крупны — примерно 0.5×0.7 мм. Для последних весьма характерна равномерная прямая зональность: основное ядро постепенно, без заметных перерывов, сменяется более кислой внешней оболочкой. Такая же зональность, но менее резкая, наблюдается и в лейстах. Все зерна плагиоклаза чистые и прозрачные.

Состав плагиоклаза, как видно из табл. 33, более основной, чем в вмещающем андезите. В общей массе это битовнит, а в ядрах зональных кристаллов даже чистый анортит.

Таблица 33

Состав плагиоклаза

Двойник. ось	BNg	BNm	BNp	$2V$	Угол погасания в сечении $\perp [100]$	% An
$\perp [010]$	46°	58°	60°	—86°	Ядро вкрапленника Лейста	90
$\perp [100]$ (010)	83°	43°	48°	—		85
—	—	—	—	—	} ядро 45° край 38°	100
—	—	—	—	—		71
—	—	—	—	—	40°	76
—	—	—	—	—	43°	86
—	—	—	—	—	3 зерна 44—45°	90—100
—	—	—	—	—	ядро 31°	57
—	—	—	—	—	край 23°	42

Пироксены представлены двумя разновидностями: ромбическим и моноклинным. Резко преобладает первый. Оба имеют форму коротких призм, размеры которых такие же, как и лейст плагиоклаза.

Ортопироксен часто обнаруживает следы ожига, выражающегося в заметном побурении призм его и существовании кое-где вокруг них опацито-

вых каемок. Оптические свойства опадитизированных зерен заметно отличаются от таковых же свежих зерен:

$$Ng - Np = 0.010; 0.011; 2V = -65^\circ; -66^\circ; -71^\circ \text{ (обе оси)}$$

$$Ng = 1.706; Np = 1.692.$$

Очень слабый плеохроизм: Ng — бесцветный, Np — розоватый.

В опадитизированных зернах: $Ng - Np = 0.006$; $2V = -40^\circ$; $cNg = 6^\circ$; ясная дисперсия $\rho > \nu$.

По этим данным можно предполагать, что свежий ортопироксен содержит около 35—40% $FeSiO_3$.

Клинопироксен был встречен в количестве только 2—3 зерен в каждом шлифе. Оптически он также несколько отличается от клинопироксена вмещающегося андезита:

$$Ng - Np = 0.022; 2V = 43^\circ; 2 = -56^\circ \text{ (одна ось); } Ng = 1.714; Np = 1.688.$$

Прибавляя к этим константам более или менее выраженную зеленоватую окраску минерала, можно думать, что он более богат геденбергитовой молекулой, чем клинопироксен из вмещающего андезита.

На ряду с зернами пироксенов, перемежалась с ними, здесь часто встречаются еще пятнистые скопления рудной пыли. Иногда они имеют неопределенные «рыхлые» контуры, но кое-где обнаруживают контуры призматических зерен. Имея в виду существование здесь опадитизированного гиперстена, можно думать, что такие скопления рудного вещества представляют или опадитизированный пацело гиперстеп, или, быть может, даже амфибол.

Кристобалит наблюдается вместе со стеклом в промежутках между лейстами плагиоклаза и зернами пироксена. Он образует типичные тонко-черепчатые агрегаты, видные как в проходящем свете, так и в скрещенных николях. Является бесцветным, имеет отрицательную шагреневую поверхность и пизкос (около 0.004) двупреломление. Показатель преломления его оказался равным 1.484 ± 0.002 .

Стекло или бесцветное в небольших промежутках, или слегка буроватое, где промежутки между минералами широкие. В буроватом стекле кое-где наблюдаются редкие кристаллиты типа лонгулитов. Показатель преломления стекла $N = 1.489$.

Таким образом, из приведенной характеристики включений вытекает, что они по сравнению с вмещающим их андезитом имеют: 1) несколько иной минералогический состав и 2) иную структуру. Близкий к андезиту минералогический состав включений и способ размещения их в андезите заставляют предполагать, что они образовались из андезита. Минералогический и, как увидим ниже, химический состав их дает основание рассматривать их, как просто сегрегации, или, по Lascoix (A. Holmes, 1930), как гомеогенные включения алломорфного типа.

Включения алломорфного и плезиморфного типа наблюдались A. Lascoix в куполах Оверни и в куполах вулкана Пеле, H. Brouwer — в куполе вулкана Руанг и H. Williams — в куполах Северной Калифорнии. Williams полагает, что эти включения весьма характерны для большинства куполов, особенно дацитовых и андезитовых. Условия, почему они здесь могут встречаться в большом количестве, хорошо объясняются Brouwer, который рассматривает их как остатки затвердевшей лавовой коры, существовавшей в кровле жидкой лавовой массы под центром экструзии; открытие эруптивного канала, сопровождавшееся сильными взрывами и последующим быстрым выширанием лавы, способствовало разрушению этой коры и включению остатков ее в массу поднимающейся лавы.

Объяснение, что эти включения происходят из затвердевшей, богатой газами вершинной оболочки лавы, подкрепляется существованием в них

большого количества амфибола, тогда как вмещающие породы часто не содержат его. В наших гомеогенных включениях амфибола хотя и нет, но есть зато кристобалит, также доказывающий образование включений в богатой газами среде.

Химический состав. В табл. 34 приведены анализы андезита (обр. 94а) и его гомеогенного включения (обр. 94б).

Таблица 34

Химический состав андезитов

(в весовых процентах)

Окислы	94а	94б	Примечание																																		
SiO ₂	62.08	57.60	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому																																		
TiO ₂	0.65	0.88																																			
Al ₂ O ₃	16.73	17.13	<table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%;"></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>a</i></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>c</i></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>b</i></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>s</i></td> <td style="width: 10%;"></td> </tr> <tr> <td>94а</td> <td style="text-align: center;">10.7</td> <td style="text-align: center;">5.9</td> <td style="text-align: center;">11.6</td> <td style="text-align: center;">71.8</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td colspan="3" style="text-align: center;"><i>Q</i> = +16.3</td> </tr> <tr> <td>94б</td> <td style="text-align: center;">8.8</td> <td style="text-align: center;">7.5</td> <td style="text-align: center;">15.2</td> <td style="text-align: center;">68.5</td> <td></td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td></td> <td colspan="3" style="text-align: center;"><i>Q</i> = +11.9</td> </tr> </table>						<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>		94а	10.7	5.9	11.6	71.8					<i>Q</i> = +16.3			94б	8.8	7.5	15.2	68.5					<i>Q</i> = +11.9		
	<i>a</i>	<i>c</i>						<i>b</i>	<i>s</i>																												
94а	10.7	5.9	11.6	71.8																																	
			<i>Q</i> = +16.3																																		
94б	8.8	7.5	15.2	68.5																																	
			<i>Q</i> = +11.9																																		
Fe ₂ O ₃	2.65	5.25																																			
FeO	3.30	2.82																																			
MnO	0.08	0.07																																			
MgO	3.03	3.48																																			
CaO	5.66	7.12																																			
Na ₂ O	3.61	2.72	Дополнительные коэффициенты																																		
K ₂ O	1.94	1.67																																			
P ₂ O ₅	—	0.12	<table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 10%;"></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>n'</i></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>m'</i></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>c'</i></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>f'</i></td> <td style="width: 10%; text-align: center;"><i>φ</i></td> </tr> <tr> <td>94а</td> <td style="text-align: center;">74</td> <td style="text-align: center;">44</td> <td style="text-align: center;">9</td> <td style="text-align: center;">46</td> <td style="text-align: center;">19</td> </tr> <tr> <td>94б</td> <td style="text-align: center;">71</td> <td style="text-align: center;">40</td> <td style="text-align: center;">10</td> <td style="text-align: center;">49</td> <td style="text-align: center;">31</td> </tr> </table>						<i>n'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>f'</i>	<i>φ</i>	94а	74	44	9	46	19	94б	71	40	10	49	31												
	<i>n'</i>	<i>m'</i>						<i>c'</i>	<i>f'</i>	<i>φ</i>																											
94а	74	44	9	46	19																																
94б	71	40	10	49	31																																
H ₂ O ⁺	} 0.44	0.81	92а. Авалятик В. Е. Кутейников. 94б. » Е. Н. Егорова.																																		
H ₂ O ⁻		0.74																																			
	100.12	100.86	Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу $mRO \cdot R_2O_3 \cdot qRO_2 \quad \alpha \quad \beta \quad R_2O : RO$																																		
			94а 1.67 : 1 : 5.71 2.45 47 1 : 2.8																																		
			94б 1.55 : 1 : 4.78 2.10 53 1 : 4.0																																		

Из анализов видно, что по сравнению с андезитом включение беднее кремнеземом и щелочами и богаче остальными окислами. Такая особенность состава как раз типична для протовыделений. Ее можно было предвидеть уже из минералогического состава включения.

Андезит купола по составу является заметно более кислым, чем вмещающие его породы из андезитово-пирокластической толщи. К последним в известных пределах более близко гомеогенное включение. Состав андезита, по сравнению с другими породами района, наиболее близок к роговообманковому андезиту Бакенина.

Из типов Озанна андезит купола может быть сопоставлен с андезитом типа Mt. Ingalls (11.2 : 7.5 : 68.9 : 8; *Q* = +9.8), а гомеогенное включение — с авгитово-гиперстеново-роговообманковым андезитом типа Saba (7.8 : 9.1 : 15.7 : 67.4; *Q* = +10.1).

По магматическим формулам порода купола также определяется, как типичный андезит, а гомеогенное включение — как основной андезит, несколько близкий к андезито-базальту.

Породы некков

Макроскопическая характеристика. По внешнему виду это серые массивные несколько тяжелые мелкозернистые породы, с первого взгляда весьма напоминающие микродиориты; излом плоский,

неровный. Образцы из эндоконтактных участков массива представляют тяжелую темнозеленоватую массивную тонкокристаллическую породу, напоминающую роговик; излом ее неровный, занозистый.

Микроскопическое строение. Под микроскопом основная порода массива (обр. 48) имеет лейкократовый облик и состоит, главным образом, из мелких табличатых зерен плагиоклаза, тесно соприкасающихся между собой, и призматических зерен, еще более мелких, орто- и клинопироксена. В ассоциации с последними встречается довольно много зернышек рудного минерала. Кое-где пироксен и рудный минерал образуют плотные, очень тонкозернистые агрегаты, напоминающие агрегат продуктов диссоциации роговой обманки. В небольшом количестве, кроме упомянутых минералов, встречаются еще бледноокрашенная биотитовая слюда

Таблица 35

Состав плагиоклаза по измерениям на Федоровском столике

№ обр.	Двойник. ось	BNg	BNш	BNp	2V	Угол погасания \perp [100]	% An
47	\perp (001)	52°	54°	58°	+78°	—	68
	—	—	—	—	—	Ядро 40°	76
	—	—	—	—	—	Край 32°	59
	—	—	—	—	—	36°	67
	—	—	—	—	—	37°	69
48a	\perp (010)	33°	65°	69°	+80°	—	66
	[001]	61°	77°	32°	+77°	—	70
	—	—	—	—	—	Ядро 39°	73
	—	—	—	—	—	Край 31°	57
	—	—	—	—	—	Ядро 40°	76
—	—	—	—	—	Край 26°	49	

(флогопит?), щелочной полевой шпат и кварц. Оба последних встречаются обычно в небольших промежутках между зернами плагиоклаза. Структуру породы трудно назвать определенным именем, ибо сочетание зерен плагиоклаза и пироксенов здесь не типично ни для долеритовой, ни для габбровой структуры. Пироксен обычно идиоморфнее плагиоклаза, но является более мелким по размерам зерен и скапливается преимущественно в промежутках между зернами плагиоклаза, создавая этим некоторое подобие долеритовой структуры. С другой стороны он образует вместе с рудным минералом скопления, напоминающие диссоциированные кристаллы роговой обманки, которые более идиоморфны, чем плагиоклаз. Если к тому же основываться на встречающихся в интерстициях щелочном полевым шпате и кварце, резко ксеноморфных по отношению к остальным минералам, то структуру можно было бы назвать гипидиоморфнозернистой, близкой к диоритовой.

В отличие от более или менее равномернoзернистой основной породы массива, порода из эндоконтактной зоны (обр. 47) является порфирированной. Ее отличие от главной породы массива, однако, не в этом, а в существовании в ней в качестве вкрапленников оливина. Последнего довольно много здесь. Кроме него, в порфирированных вкрапленниках имеются еще клинопироксен и плагиоклаз. Отличием от главной породы массива является еще то, что здесь отсутствуют интерстициальные кварц, щелочной полевой шпат и бурая светлоокрашенная биотитовидная слюда.

Количество минералов в той и другой породе (в объемных процентах) следующее:

	Обр. 48а (основная порода)	Обр. 47 (эндоконтактовая порода)
Плагиоклаз	66.3	55.3
Пироксен	26.3	29.5
Оливин	—	10.0
Бiotит	1.0	—
Магнетит	6.4	5.2
	100.0	100.0

Плагиоклаз, как мы указывали, образует небольшие табличатые зерна. В основной породе некая размеры их в среднем около 0.1—0.2 мм; порфировидные вкрапления в эндоконтактовой породе имеют размеры около 0.5 мм. Зерна в той и другой породе слегка мутноваты: запылены каким-то ближе неопределимым веществом. Хорошо проявляется зональность; здесь она наблюдается только, как прогрессивная. По составу плагиоклаз является лабрадором.

Зерна ортопироксена очень мелки: в длину не превышают 0.1 мм. Форма обычная — короткопризматическая. Наблюдается ясный плеохроизм по обычной схеме абсорбции. Оптические свойства его таковы:

$$\begin{aligned} \text{Обр. 47. } N_g - N_p &= 0.014; 2V = -60^\circ; -61\frac{1}{2}^\circ; -62^\circ; -66\frac{1}{2}^\circ \text{ (обе оси)} \\ \text{Обр. 48а. } N_g - N_p &= 0.015; 2V = -63^\circ; -65^\circ \text{ (обе оси)} \\ N_m &= 1.702 \pm 0.002. \end{aligned}$$

Эти данные указывают на гиперстен с содержанием примерно 40—42% FeSiO_3 .

За исключением порфировидных вкраплений средний размер зерен клинопироксена примерно такой же, как и гиперстена. Порфировидные вкрапления имеют поперечник около 0.5 мм. По количеству клинопироксен преобладает в эндоконтактовой породе, где гиперстена соответственно мало. Имеет едва заметный зеленоватый оттенок и такие оптические свойства:

$$\begin{aligned} \text{Обр. 47. } N_g - N_p &= 0.028, 0.029; cN_g = 42^\circ; 43^\circ; 2V = +53^\circ; +56^\circ; +58^\circ; +62^\circ \\ \text{(по обоим осям). В краевых частях вкраплений } 2V &= +46\frac{1}{2}^\circ; +48^\circ \text{ (по обоим осям)} \\ \text{Обр. 48. } N_g - N_p &= 0.026; cN_g = 42^\circ; 2V = +52^\circ \text{ (обе оси).} \end{aligned}$$

Таким образом, можно предполагать, что в ядрах вкраплений эндоконтактовой породы клинопироксен приближается к диопсиду, а в основной массе и в главной породе некая он более богат клиноэпстатитовой молекулой.

Оливин образует в среднем такие же крупные вкрапления (в эндоконтактовой породе), как и клинопироксен; очень редко отдельные кристаллы достигают длины около 1 мм. Формы неправильные. Зерна обычно трещиноваты и пропикнуты жилками рудного минерала. Оптические свойства оливина оказались следующими:

$$\begin{aligned} N_g - N_p &= 0.039; 2V = -86^\circ; -88^\circ \text{ (по обоим осям); } N_g = 1.723 \pm 0.002; \\ N_p &= 1.687 \pm 0.003. \end{aligned}$$

Эти константы довольно согласно определяют наш оливин как хризолит с 25% фаялитовой молекулы. Следует отметить, что здесь он является наиболее железистым по сравнению с оливинами из других пород района.

Встречающийся совместно с кварцем в интерстициях щелочной полевой шпат представляет чистый, водянопрозрачный минерал с такими оптическими свойствами:

$$N_m = 1.520 \pm 0.002; 2V \text{ — отрицательный и небольшой.}$$

Свежесть зерен и небольшой угол оптических осей дают основание считать этот полевой шпат сапидином или анортотклазом. К сожалению, точнее установить принадлежность минерала к тому или иному полевому шпату не удалось вследствие ничтожного размера зерен и невозможности определить в них сигнонию (по координатам двойниковой оси).

Включения. В теле основной породы нека были встречены двоякого рода включения. Одни из них представляют меланократовую порфиоровую породу, которая под микроскопом оказалась тождественной плагиоклазовому базальту из андезитово-пирокластической толщи, другие включения являются тоже меланократовыми, но более однородными и зернистыми. Под микроскопом последние оказались тождественными по составу вмещающей породе, но содержащими больше цветных минералов. Любопытно, что в них попадаются редкие скопления тридимита (типичные копьевидные двойники, низкое преломление и двупреломление и т. д.). Такие включения, следуя Lascoix, надо рассматривать, повидимому, как синморфные гомеогенные включения.

Химический состав и определение породы. Из приведенного в табл. 36 химического анализа основной породы нека видно, что состав его несколько своеобразен. Своеобразие заключается в том, что вместо ожидаемого по микроскопическому анализу базальтового состава мы имеем здесь на первый взгляд как будто бы андезито-базальтовый состав.

Особенность породы выявится, если мы всмотримся в числовую характеристику состава его. Из последней видно, что порода весьма богата для андезито-базальта полевошпатовой известью ($c : a > 1$). Не вдаваясь в разбор особенностей таких пород, укажем, что А. Н. Заварицким (1931) с исчерпывающей полнотой была доказана принадлежность их к особой известково-щелочной ветви базальтов, представителей которых особенно много в Японии и на Камчатке.

Таблица 36

Химический состав породы нека (в весовых процентах)

Окислы	Обр. 48а	Примечание				
SiO ₂	54.27	Числовая характеристика по А. Н. Заварицкому				
TiO ₂	0.75					
Al ₂ O ₃	18.94	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	$Q = +4.7$
Fe ₂ O ₃	2.66	8.1	9.1	17.8	65.0	
FeO	5.21	Дополнительные коэффициенты				
MnO	0.13					
MgO	5.24	<i>n'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>f'</i>	φ
CaO	7.80	72	52	4	42	14
Na ₂ O	2.57	Магматическая формула по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу				
K ₂ O	1.50					
P ₂ O ₅	0.18	1.97 $\bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 4.48RO_2$; $\alpha = 1.80$; $\beta = 66$; $R_2O : RO = 1 : 6$				
H ₂ O ⁺	0.74					
H ₂ O ⁻	0.14	Аналитик В. Е. Кутейников				
	100.12					

Таким образом, следуя А. Н. Заварицкому, нашу породу мы определим тоже как базальт, или, принимая во внимание ее гипабиссальное залегание и структуру, как долерит.

Из типов Озанна наша порода ближе всего подходит к гиперстенному базальту *Caro Spegone*, числовая характеристика которого $a : c : b : s = 8.2 : 9.8 : 19.0 : 63.0$; $Q = -0.2$.

Большую близость нашей породы к базальту, чем к андезито-базальту, мы видим и по магматической формуле. Занимая по формуле промежуточное положение между типичными базальтами и андезито-базальтами, порода по величине α все же отвечает кислым разностям базальтов, а по отношению $R_2O : RO$ даже очень близка среднему базальту.

Лавы шлаковых конусов

Продуктами извержения шлаковых конусов, как мы указали в геологическом описании, являются потоки лавы и различные рыхлые образования: бомбы, шлаки, лапилли, песок и т. п. Большинство этих лавовых продуктов имеют состав базальтов, но некоторые (шлаковый конус Горб) являются более кислыми, приближающимися к андезито-базальтам.

Макроскопическое описание. По внешнему виду породы лавовых потоков весьма близки между собой. Большинство из них представляют однообразные темные или, реже, серые массивные порфировые породы, содержащие в темной тонкопористой основной массе видимые макроскопические редкие порфировые выделения желто-зеленого оливина. Порода из лавового потока горы Горб имеет в основном серую окраску, флюидальное сложение и иногда содержит мелкие (до 2 см) включения светлых полнокристаллических пород. Излом описываемых лав — в различной степени совершенства плоскораковинчатый.

Бомбы, лапилли, шлаки и шлаковые породы из верхних и нижних частей потоков имеют или более темную, почти черную окраску, или, наоборот, кирпично-красную. Лапилли, имеющие в среднем размеры около 2—3 см, бывают иногда темнокоричневой окраски. Поры, наблюдающиеся во всех этих породах, обычно не превышают 2—3 мм в поперечнике, и большей частью распределены они в общей массе того или иного лавового образования неравномерно. Бомбы встречались двух типов: типичные базальтовые в виде различно закрученных полос и кусков кирпично-красной лавы и шлаковатые, черные по окраске, похожие на кочпы цветной капусты. Строение бомб в поперечных сечениях типичное для них: внутреннее сильно пористое ядро и менее пористая наружная оболочка. Шлаки представляют неправильной формы куски сильно пористой лавы.

Микроскопическое строение. Под микроскопом материал описываемых пород весьма однообразен. Имеющиеся различия обусловлены, главным образом, различным содержанием пор и распределением их в тех или иных лавовых образованиях и различной степенью окисления последних при высокой температуре.

Породы из внутренних частей потоков являются обычно спорадофировыми. Фенокристаллы представлены почти исключительно оливином; очень редко встречаются клинопироксен и плагиоклаз. Основная масса обычно плотная, близкая к гиалопилитовой или сильно пористая, весьма богатая рудным веществом и содержащая мало микролитов. Породы из верхних и нижних частей потока и рыхлые лавовые образования являются такими же, но они более пористы и шлаковаты и часто богаты свободными окислами железа (красный цвет рудного вещества в отраженном свете); оливин в них сильно разъеден рудным веществом.

Фенокристаллы. Преобладающий минерал порфировых выделений — оливин — представлен кристаллами обычной его формы. Размеры последних от 0.5 до 1 мм. Он всюду свеж и стекляннопрозрачен; характерна постоянная трещиноватость кристаллов. В шлаковатых лавах и шлаках благодаря сильному разъеданию рудным веществом он нередко имеет скелетный вид. Измерение оптических констант его показало, что он является хризолитом, содержащим около 20—25% фаялитовой молекулы:

Обр. 18. $N_g - N_p = 0.038$; $2V = -86^\circ$ (измерения в трех зернах по обеим осям).
 $N_g = 1.714 \pm 0.002$; $N_p = 1.670 \pm 0.002$.
 Обр. 35. $N_g - N_p = 0.037$; $2V = -87^\circ$; -88° (по обеим осям). $N_g = 1.721 \pm 0.002$;
 $N_p = 1.683 \pm 0.002$.
 Обр. 38a. $2V = +88^\circ$.
 Обр. 108f. $N_g - N_p = 0.038$; $2V = -88^\circ$; 90° ; $+88^\circ$ (по обеим осям).

Клинопироксен встречается очень редко и не во всех лавах шлаковых конусов. Имеет вид маленьких (0.1—0.2 мм) неправильных короткопризматических зерен. Нередко образует сростки из 2—3 зерен. Имеет заметный зеленоватый оттенок и такие оптические свойства:

Обр. 38a. $N_g - N_p = 0.027$; $2V = +53^\circ$ (обе оси); $cN_g = 41^\circ$.

Обр. 108f. $N_g - N_p = 0.028$; $2V = +53^\circ$ (оба оси); $cN_g = 40^\circ$.

Повидимому, представляет такой же, какой встречался и раньше, клинопироксен смешанного диоксид-клипоэнстатит-геденбергитового состава.

В образце № 38a, который был взят из заросшей россыпи, похожей на лавовый поток и который, предполагается, представляет тоже лаву шлакового конуса, встречается, кроме указанных минералов, еще ортопироксен. Он имеет вид совершенно бесцветных призматических зерен, очень редко встречающихся в шлифе. Оптические свойства его показывают, что он является весьма магнезиальным гиперстеном, содержащим только около 20% $FeSiO_3$ ($2V = -86^\circ$ по обеим осям). Некоторые зерна его оказались зональными, и в топких краевых частях их угол оптических осей оказался меньшим, чем в ядре ($2V = -60^\circ$), что указывает на возрастание содержания железа в краевых частях зерен гиперстена (до 45% $FeSiO_3$).

Плагиоклаз, развитый, главным образом, в основной массе, имеет форму весьма тонких микролитов, обычно таких, какие бывают в основной массе андезитовых лав, и вследствие этого измерению почти не поддаются. Иногда они имеют более крупные размеры и форму лейст или мелких (до 0.1—0.2) табличатых микровкрапленников. В последних удалось измерить состав минерала. По координатам двойниковой оси и углу погасания в сечении $\perp [100]$ на федоровском столике он оказался следующим:

Обр. 18. Карлсбадский двойник.

$BN_g = 54^\circ$; $BN_m = 88^\circ$; $BN_p = 36^\circ$; 87% An. Угол погасания в зональном зерне в сеч. $\perp [100]$.

Ядро $+45^\circ$ (соотв. 100% An); край $+39^\circ$; 74% An.

Обр. 108f. Карлсбадский двойник.

$BN_g = 56^\circ$; $BN_m = 80^\circ$; $BN_p = 36^\circ$; $2V = -88^\circ (+)$; 74% An.

Альбитовый двойник.

$BN_p = 38^\circ$; $BN_m = 63^\circ$; $BN_p - 66^\circ$; $2V = 90^\circ (+)$; 75% An.

Основная масса. В образцах из внутренних массивных, нешлаковатых и малопористых участков потоков лава имеет структуру, близкую к интерсертальной, т. е. форму агрегата из беспорядочно ориентированных мелких микролитов плагиоклаза, в промежутке между которыми располагаются изометричные гранулы пироксена и магнетита и небольшое количество стекла, бесцветного или слегка буроватого, цементирующего их.

В лавовом потоке шлакового конуса горы Горб основная масса лавы чаще всего имеет пилотакситовую структуру, т. е. микролиты плагиоклаза имеют здесь вид единого ориентированного потока. Последнее объясняется, несомненно, крутизной склона, в отличие от других потоков, по которому вылился данный поток лавы. Реже наблюдается гиалопилитовая структура. В лавовом потоке Веера образцы даже из внутренних частей потока имеют основную массу, богатую тонкими порами и состоящую из богатого рудной пылью черного непрозрачного стекла.

II. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

Химические анализы лав шлаковых конусов Камчатки

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.16	51.17	56.10	50.82	51.51	52.34	57.24
TiO ₂	1.10	0.72	0.85	1.07	0.57	0.95	1.29
Al ₂ O ₃	17.59	16.87	17.72	19.21	14.91	14.57	14.69
Fe ₂ O ₃	2.18	5.41	2.48	5.14	3.02	2.69	3.34
FeO	6.99	4.48	5.24	2.90	6.26	6.09	7.48
MnO	0.18	0.12	0.10	0.14	0.20	0.11	0.13
MgO	7.76	7.62	5.47	7.06	9.37	9.89	3.40
CaO	8.72	8.82	7.12	9.62	10.80	9.76	7.23
Na ₂ O	2.55	2.58	2.83	2.78	2.15	2.54	2.92
K ₂ O	1.00	1.30	1.28	1.18	0.68	0.67	1.28
P ₂ O ₅	0.18	—	0.29	—	—	0.11	0.20
H ₂ O ⁺	0.64	0.62	0.48	0.12	0.32	0.48	0.55
H ₂ O ⁻	0.17	0.20	0.08	0.24	—	0.03	0.14
	100.16	99.91	100.04	100.28	99.74	100.23	99.89

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.16	51.17	56.10	50.82	51.51	52.34	57.24
TiO ₂	1.10	0.72	0.85	1.07	0.57	0.95	1.29
Al ₂ O ₃	17.59	16.87	17.72	19.21	14.91	14.57	14.69
Fe ₂ O ₃	2.18	5.41	2.48	5.14	3.02	2.69	3.34
FeO	6.99	4.48	5.24	2.90	6.26	6.09	7.48
MnO	0.18	0.12	0.10	0.14	0.20	0.11	0.13
MgO	7.76	7.62	5.47	7.06	9.37	9.89	3.40
CaO	8.72	8.82	7.12	9.62	10.80	9.76	7.23
Na ₂ O	2.55	2.58	2.83	2.78	2.15	2.54	2.92
K ₂ O	1.00	1.30	1.28	1.18	0.68	0.67	1.28
P ₂ O ₅	0.18	—	0.29	—	—	0.11	0.20
H ₂ O ⁺	0.64	0.62	0.48	0.12	0.32	0.48	0.55
H ₂ O ⁻	0.17	0.20	0.08	0.24	—	0.03	0.14
	100.16	99.91	100.04	100.28	99.74	100.23	99.89

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.16	51.17	56.10	50.82	51.51	52.34	57.24
TiO ₂	1.10	0.72	0.85	1.07	0.57	0.95	1.29
Al ₂ O ₃	17.59	16.87	17.72	19.21	14.91	14.57	14.69
Fe ₂ O ₃	2.18	5.41	2.48	5.14	3.02	2.69	3.34
FeO	6.99	4.48	5.24	2.90	6.26	6.09	7.48
MnO	0.18	0.12	0.10	0.14	0.20	0.11	0.13
MgO	7.76	7.62	5.47	7.06	9.37	9.89	3.40
CaO	8.72	8.82	7.12	9.62	10.80	9.76	7.23
Na ₂ O	2.55	2.58	2.83	2.78	2.15	2.54	2.92
K ₂ O	1.00	1.30	1.28	1.18	0.68	0.67	1.28
P ₂ O ₅	0.18	—	0.29	—	—	0.11	0.20
H ₂ O ⁺	0.64	0.62	0.48	0.12	0.32	0.48	0.55
H ₂ O ⁻	0.17	0.20	0.08	0.24	—	0.03	0.14
	100.16	99.91	100.04	100.28	99.74	100.23	99.89

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51.16	51.17	56.10	50.82	51.51	52.34	57.24
TiO ₂	1.10	0.72	0.85	1.07	0.57	0.95	1.29
Al ₂ O ₃	17.59	16.87	17.72	19.21	14.91	14.57	14.69
Fe ₂ O ₃	2.18	5.41	2.48	5.14	3.02	2.69	3.34
FeO	6.99	4.48	5.24	2.90	6.26	6.09	7.48
MnO	0.18	0.12	0.10	0.14	0.20	0.11	0.13
MgO	7.76	7.62	5.47	7.06	9.37	9.89	3.40
CaO	8.72	8.82	7.12	9.62	10.80	9.76	7.23
Na ₂ O	2.55	2.58	2.83	2.78	2.15	2.54	2.92
K ₂ O	1.00	1.30	1.28	1.18	0.68	0.67	1.28
P ₂ O ₅	0.18	—	0.29	—	—	0.11	0.20
H ₂ O ⁺	0.64	0.62	0.48	0.12	0.32	0.48	0.55
H ₂ O ⁻	0.17	0.20	0.08	0.24	—	0.03	0.14
	100.16	99.91	100.04	100.28	99.74	100.23	99.89

Примечание

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	a	b	c	s	Q	Q'	Q''
1	7.2	24.5	8.4	59.9	Q = -	3.0	Q = -
2	7.7	25.5	7.6	59.2	Q = -	4.6	Q = -
3	8.4	17.8	8.0	65.8	Q = +	6.8	Q = +
4	8.1	22.6	9.1	60.2	Q = -	4.8	Q = -
5	5.6	30.0	6.9	57.5	Q = -	2.5	Q = -
6	6.3	29.3	6.3	58.1	Q = -	2.7	Q = -
7	8.4	19.2	5.7	66.7	Q = +	10.9	Q = +

Дополнительные коэффициенты

	n'	m'	c'	f'	φ
1	79	55	10	35	8
2	75	52	13	35	18
3	77	53	5	41	13
4	77	55	13	32	20
5	88	52	20	27	8
6	85	56	18	27	8
7	78	30	16	52	15

Магматические формулы по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

	mRO	R ₂ O ₃	qRO ₂	α	β	R ₂ O : RO
1	1.65	1:4.55	1.61	80	1: 8.5	
2	2.83	1:4.26	1.46	90	1: 7.3	
3	2.06	1:4.92	1.94	62	1: 5.5	
4	2.05	1:3.84	1.52	79	1: 7.7	
5	3.38	1:5.25	1.64	83	1:12.5	
6	3.45	1:5.45	1.68	82	1:10.5	
7	2.32	1:5.78	2.17	57	1: 3.6	

4. Базальт. Поток шлакового конуса «под Бакенином». Обр. 18. Аналитик В. Е. Кутейников.

2. Базальт. Поток шлакового конуса Веер. Обр. 108. Аналитик М. В. Фрейде.

3. Гибридизированный базальт (андезито-базальт). Поток шлакового конуса на горе Горб. Обр. 35. Аналитик В. Е. Кутейников.

4. Базальт. Поток шлакового конуса на горе Бархатной (р. Паратунка). Неопубликованный анализ; коллекция автора. Аналитик А. А. Кузьмина.

5. Базальт. Поток шлакового конуса Киргурич (Ключевской вулкан). Аналитик И. Н. Шаврова. Приведен у В. И. Влодавца: «Об одном из современных камчатских базальтов», Труды Петрограф. Инст. Акад. Наук СССР, вып. 6.

6. Базальт. Поток шлакового конуса Туйла. Аналитик Н. В. Левенфиш. Приведен в работе А. Н. Заварицкого: «Северная группа вулканов Камчатки», Акад. Наук СССР. СОПС. Серия Камчатская, вып. 1 (1935).

7. Гибридизированный базальт (андезито-базальт). Эксплозивная воронка в кальдере вулкана Узон. Неопубликованный анализ; коллекция автора. Аналитик Н. В. Левенфиш. Кроме указанного, содержит еще: Cl — 0.05%; F — 0.04%; S — 0.03%.

В к л ю ч е н и я. В образце лавы из шлакового конуса горы Горб были встречены мелкие включения кварцевого диорита — породы, через которую вылилась здесь лава. Макроскопически эти включения имеют вид округлых комочков белесоватых пород, довольно свободно сидящих в шлаковатой лаве. Под микроскопом они состоят из зерен весьма помутнелого и сильно трещиноватого плагиоклаза и расположенных между ними зерен чистого кварца. Цветного минерала совершенно не сохранилось; вместо него наблюдаются рыхлые бурые землистые пятна, не действующие на поляризованный свет; последние иногда имеют реликтовую волокнистую структуру.

Изменение этих включений, по видимому, обусловлено совместным действием высокой температуры жидкой лавы и химическими реакциями горячих газов. Округлая форма включений и их небольшие размеры наводят на мысль, что они представляют только остатки существовавших раньше в лаве более крупных обломков диорита. О растворении чуждого материала говорит также химический состав лавы, который несколько отличается от типичного базальтового состава других лав шлаковых конусов.

Х и м и ч е с к и й с о с т а в. В табл. 37 приведены химические анализы лав шлаковых конусов нашего района и анализы таких же лав из других известных на Камчатке современных шлаковых конусов.

Из трех описанных в настоящей работе лав шлаковых конусов две принадлежат, несомненно, к группе базальта. Их систематическое положение хорошо выявляется и по анализам и по пересчетам. Третий образец лавы по составу заметно отклоняется от типичных базальтов. В нем мы видим ряд особенностей и андезито-базальта и базальта. К первым относятся типичные для андезито-базальта промежуточные между андезитами и базальтами величины феррического коэффициента b и кислотного параметра Q , ко вторым — одинаковое с нашими базальтами содержание щелочного и известково-щелочного алюмосиликатов (параметры a и c) и тот же, что и в базальтах, состав феррических компонентов породы (коэффициенты m' , c' , f' , ϕ). Близость к андезито-базальту хорошо выявляется по магматической формуле.

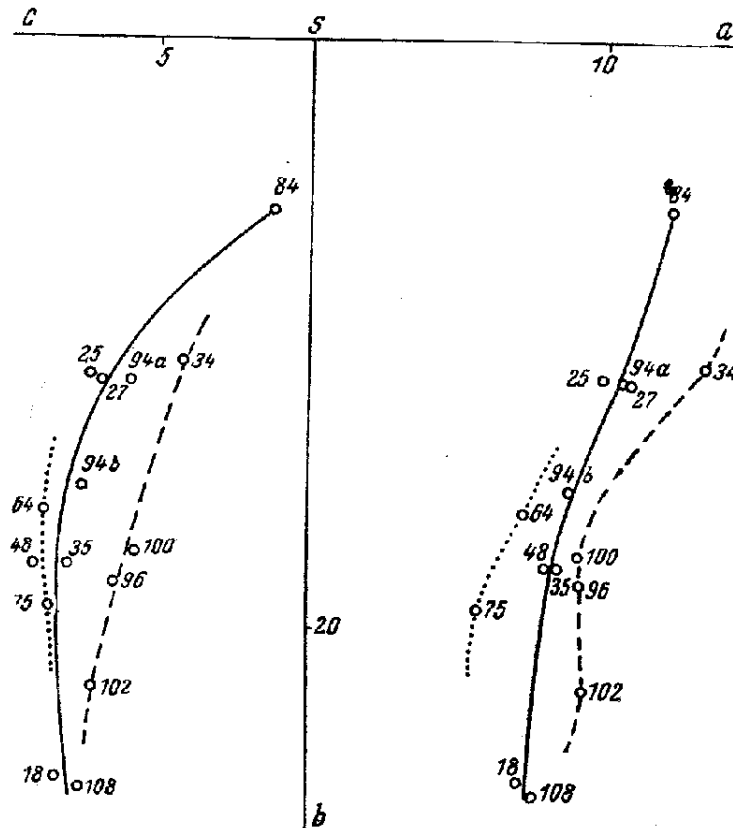
В геологическом описании было показано, что рассматриваемая порода генетически и хронологически представляет образование, тождественное базальтовым лавам других шлаковых конусов района, но, в отличие от них, выходит из тела кварцевого диорита. Очевидная ассимиляция лавой диорита, естественно, отразилась в составе породы. Геологически она представляет тот же базальт, но в данном случае гибридизированный. Название гибридизированный базальт потому более отвечает действительности, чем андезито-базальт.

Сравнивая наши породы с одинаковыми генетически породами других районов Камчатки, мы видим в общем большую близость их друг к другу. Наиболее близкой по составу к нашим негибридизированным лавам является базальт горы Бархатной у Верхне-Паратунских горячих ключей [Б. И. Пийп (1937), стр. 48—49]. Базальт же шлакового конуса горы Горб несколько похож на такой же гибридизированный базальт из кальдеры вулкана Узон. [Б. И. Пийп (1937), стр. 158—159]. Лавы недавно (1932) образовавшиеся у подножия Ключевской сопки шлаковых конусов Киргурич и Туйла по сравнению с нашими лавами представляют более богатый феррическими минералами базальт (высокий коэффициент b).

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД РАЙОНА

Располагая материалом маршрутных наблюдений, большей частью все же случайных и беглых, мы ограничимся здесь попыткой наметить только общие особенности состава трех выделенных нами геологических групп

изверженных пород района. Для этой цели мы воспользуемся имеющимися у нас химическими анализами и изображением их по способу А. Н. Заварицкого (1933).



Фиг. 54. Диаграмма химических составов изверженных пород района. Точечный пунктир — порфирировая толща; черточный пунктир — андезитово-пирокластическая толща; сплошная линия — четвертичные и современные лавы. Номера точек соответствуют номерам анализов образцов

Из рассмотрения составленной таким способом диаграммы можно составить следующие общие впечатления о каждой группе:

1. Породы порфирировой толщи, по видимому (только два анализа), наиболее богаты полевошпатовой известью и наиболее обеднены щелочами.
2. Породы андезитово-пирокластической толщи, наоборот, содержат мало известкового алюмосиликата и более, чем все другие породы района, богаты щелочами.
3. Четвертичные и современные лавы занимают промежуточное в отношении этих особенностей положение.
4. В целом все изверженные породы района являются более богатыми известковым алюмосиликатом и более бедными щелочами, чем соответствующие средние типы, и в этом отношении подтверждают справедливость выдвинутого А. Н. Заварицким положения о богатстве известью вулканических пород Камчатки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г р е ч и ш к и н Л. А. Геологический очерк восточного побережья Камчатки (Усть-Камчатск — Петропавловск). Тр. Нефт. геол.-разв. инст., серия А, вып. 72, стр. 18 (1935).
2. Д в а л и М. Ф. К познанию геологического строения восточного побережья полуострова Камчатки (р. Камчатка — р. Карага). Тр. Нефт. геол.-разв. инст., серия А, вып. 82 (1936).
3. Д и т м а р К. Поездки и пребывание в Камчатке в 1851—1855 гг., ч. I, СПб., Изд. Акад. Наук, 1901, стр. 377, 613—623 и 667.
4. Д ъ я к о в Б. Ф. Геологические исследования на западном берегу полуострова Камчатки (Тигильский район). Тр. Нефт. геол.-разв. инст., серия А, вып. 83, (1936).
5. З а в а р и ц к и й А. Н. Пересчет химических анализов изверженных пород. Горно-геол. изд-во, 1933.
6. З а в а р и ц к и й А. Н. Некоторые вулканические породы окрестностей Ключевской сопки на Камчатке. Зап. Росс. Мин. общ., ч. LX, № 2, (1931).
7. З а в а р и ц к и й А. Н. Северная группа вулканов Камчатки. Изд. Акад. Наук, СОПС, серия Камчатская, вып. 1, стр. 47—49 (1935).
8. К а м е к и К и н о ш и т а. О генезисе месторождений Куромоно. Перевод под ред. А. Н. Заварицкого. Цветметиздат, 1932.
9. К е л л ь Н. Г. Карта вулканов Камчатки. Изд. Географ. общ. и Акад. Наук, 1928.
10. К р а ш е н н и к о в С. Описание земли Камчатки, т. I, стр. 36 (1786).
11. К р и ш т о ф о в и ч А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Ленинград, 1932, стр. 288.
12. К у л а к о в В. С. Паразитные кратеры, возникшие в 1932 г. у подножия Ключевского вулкана. Записки Лен. горн. инст., т. VIII (1934).
13. Л а в а р е н к о Н. И. Кроноцкий район на вост. берегу полуострова Камчатки. Отчет геол.-разв. инст. (1930).
14. Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа, стр. 230 (1913).
15. Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю. Петрографический словарь (1932).
16. Н а л и в к и н Б. В. Геологическое маршрутное пересечение Южной Камчатки (с. Малка — с. Кихчик). Отчет ЦНИГРИ (рукопись).
17. Н о в о г р а б л е н о в П. Т. Камчатская хроника. Изв. Геол.-геогр. общ., т. IX, вып. 2 (1927).
18. Н о в о г р а б л е н о в П. Т. Каталог вулканов Камчатки. Изв. Русск. геогр. общ., т. XIV, вып. 1, стр. 96 (1932).
19. П и й п Б. И. Геологическое исследование Малкинских, Начикинских и Паратунских горячих ключей на Камчатке. Фонды ЦНИГРИ (1935).
20. П и й п Б. И. Термальные ключи Камчатки. Изд. Акад. Наук СССР, СОПС, серия Камчатская, вып. 2 (1937).
21. С о б о л е в В л а д и м и р. Петрология трапхов Сибирской платформы. Тр. Аркт. инст., т. XLIII, стр. 23, 201 (1936).
22. Щ е р б а к о в А. В. Два геологических пересечения полуострова Камчатки. Изд. Акад. Наук СССР, СОПС, серия Камчатская, вып. 5 (1937).
23. C h a r l e s A. A n d e r s o n. The Tuscan formation of Northern California. Univ. Cal. Publ. Bull. Depart. Geol. Sci., vol. 23, № 7 (1933).
24. B o g d a n o w i t s c h K. Geologische Skizze von Kamtschatka. Petermanns Geogr. Mitteil. Jahrg. 1904, SS. 11, 24, 25.
25. B r o u w e r H. A. Crystallization and resorption in the magma of the volcano Ruong. Proc. Kön. Acad. v. Wetensch., vol. 23, pp. 561—569 (1921).
26. C i s s a r z A. and W. R. J o n e s. Germ. English. Geol. Terminology. London, 1931.
27. F e n n e r C. N. The Katmai magmatic province. Journ. Geol., vol. 34, pp. 740—743 (1926).

28. P e r G e i j e r. On poikilitic intergrowths of quartz and alkali feldspar in volcanic rocks. Geol. Fören. Stockholm, Bd. 35, 1913 (1914).
 29. G e o r g e W. O. Journ. f. Geology, vol. 32, № 5 (1924).
 30. H o l m e s A. Petrographie, Methods and Calculations, 1930.
 31. K ö p p e r W. und A. W e g e n e r. Die Klimate der geologischen Vorzeit. Berlin, 1924, SS. 113—115.
 32. L a c r o i x A. Contribution a l'étude des brèches et des conglomérats volcaniques. Bull. Géol. Soc. France, ser. 4, vol. 6 (1906).
 33. L a c r o i x A. La Montagne Pelée après ses Eruptions, 52—58 (1908).
 34. P e r r e t F. A. The Vesuvius eruption of 1906, Carnegie Inst. Wash. Bull. № 339, p. 90 (1924).
 35. K a r l S a p p e r. Vulkankunde. Stuttgart, 1927, SS. 125, 183, 201.
 36. S c h m i d t C. W. Wörterbuch der Geologie, Mineralogie und Palaeontologie. Berlin, Leipzig, 1928.
 37. T h o r o d d s e n T. R. Island-Petrm. Mitt. Ergänzungsband 32, Hf. 152—153, SS. 171—172, SS. 287—318 (1906).
 38. W a s h i n g t o n H. S. Santorini eruption of 1925, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 37, № 2, pp. 373—375.
 39. W e l l i s R. Mineralogical Magazine, vol. 24, № 150, pp. 165—172 (по диаграмме) (1935).
 40. H o w e l W i l l i a m s. The History and Character of Volcanic Domes. Univ. Cal. Publ. Bull. Depart. Geol. Sci., vol. 21, № 5 (1932).
 41. H o w e l W i l l i a m s. Geology of the Lassen Volcanic National Park-Univ. Cal. Publ. Bull. Depart. Geol. Sci., vol. 21, № 8, pp. 310—315 (1932).
 42. W i n c h e l l A. N. Further studies in the pyroxene group. Am. Mineralogist, vol. 20, № 8 (таблица) (1935).
 43. F. v. W o l f f. Der Vulkanismus, Bd. I, S. 421 (1914).
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Общие сведения о районе	4
Географическая характеристика района	6
I. ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА	
Описание нормального разреза	9
Порфирировая толща	10
Андезитово-пирокластическая толща	13
Четвертичные вулканические образования	30
1. Страто-вулканы	31
2. Вулканические купола	41
3. Некки	43
4. Шлаковые конуса	44
Четвертичные осадочные отложения	51
Тектоника	52
Полезные ископаемые	55
Термальные ключи	56
Некоторые моменты предполагаемой геологической истории района	69
II. ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ	
Порфирировая толща	70
Эффузивные порфириты	70
Диорит-порфириты	74
Диориты	75
Андезитово-пирокластическая толща	79
Двупироксеновые андезиты	79
Плагноклазовые базальты	87
Пироксеново-оливиновые базальты	90
Четвертичные лавы	92
Лавы страто-вулканов	92
Риолиты или дациты	92
Андезиты Бакенина	93
Андезиты горы Разваленной	95
Андезиты Дзензурской сопки	95
Базальты Бакенина	96
Химический состав лавовых пород вулканов	97
Лавы вулканических куполов	98
Риолиты	98
Андезиты	102
а) Главная порода купола	102
б) Гомеогенные включения в андезитах	106
Породы некков	108
Лавы шлаковых конусов	112
Некоторые общие особенности состава изверженных пород района	115
Литература	117

Редактор издательства П. С. Котляревская. Подписано в печати 21/II.1941 г. Ризо № 1478—565.
А 34814. Кол. печ. зн. в 1 печ. л. 61300. Объем 7 $\frac{1}{2}$ печ. л. и $\frac{3}{8}$ ц. л. вкл. 10,7 уч.-изд. л.
Тираж 800 экз. Заказ № 1093. Цена книги 8 руб. 60 коп.

Типо-литография Издательства Академии Наук СССР. Ленинград, В. О., 9 линия, 12.

87.40
А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

С О В Е Т Н О И З У Ч Е Н И Ю П Р О И З В О Д И Т Е Л Ь Н Ы Х С И Л

Б. И. ПИИИ

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ
И ПЕТРОГРАФИИ РАЙОНА
РЕК АВАЧИ, РАССОШИНЫ, ГАВАНКИ
И НАЛАЧЕВЫ НА КАМЧАТКЕ

ТРУДЫ КАМЧАТСКОЙ
КОМПЛЕКСНОЙ ЭКСПЕДИЦИИ

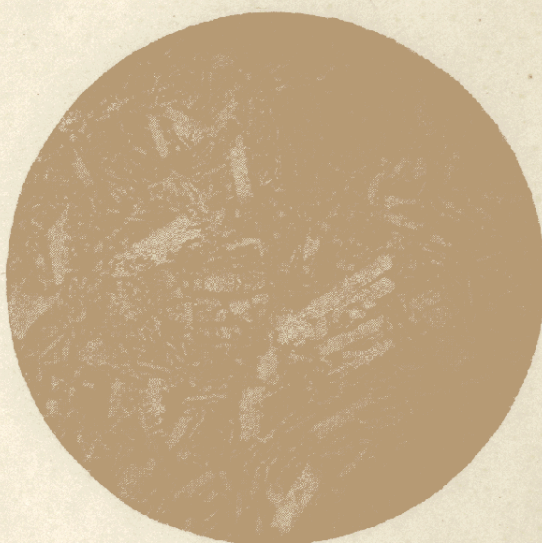
1936—1937 гг.

Выпуск 2

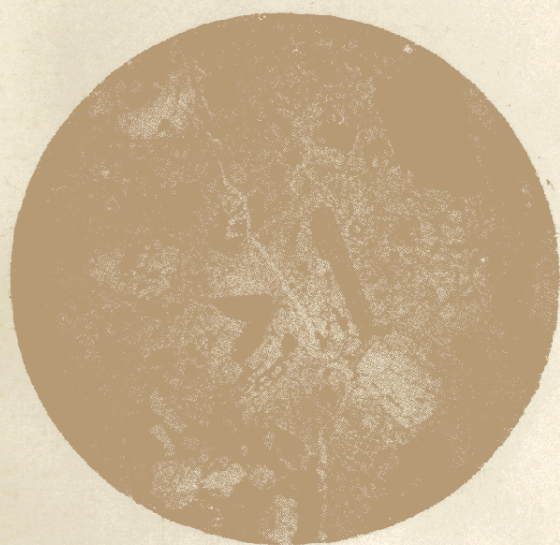
ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР



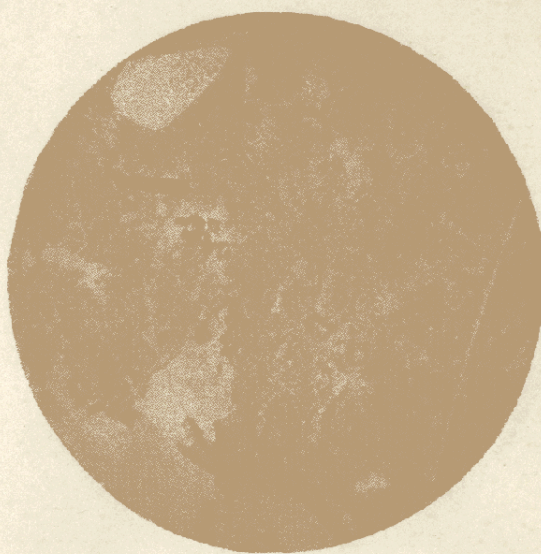
Фиг. 47b. Андезиты вулкана Бакенин
Двушроксеновый андезит (обр. 25). В стекловатой основной массе крупные вкрапленники лабрадора, клинопироксена, гиперстена и магнетита; $\times 17$.



Фиг. 48. Базальт вулкана Бакенин. Видны микрофенокристаллы оливина, пироксена и плагиоклаза в интерсертальной основной массе; $\times 33$.



Фиг. 49a. Риолиты куполов
Роговообманковый риолит с бесцветным перлитовым стеклом и с вкрапленниками андезина, амфибола, гиперстена и магнетита; $\times 17$.



Фиг. 49b. Риолиты куполов
Биотитовый риолит с микроферролитовой основной массой; $\times 17$.

