

А. Н. Заварицкий

Вулкан Авача на Камчатке



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

551.21

А. Н. Заварицкий

Вулкан Авача на Камчатке



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1977

2256

Работа А.Н.Заварицкого – это оригинальное описание деятельности вулкана Авача. Автор подробно проследил вулканические процессы, детально описал отдельные части вулканической группы Авачи, с исчерпывающей полнотой охарактеризовал различные лавовые потоки. Не менее подробно в работе приводится характеристика отдельных минералов: плагиоклаза, гипертена, авгита, магнетита, роговой обманки.

И хотя этот труд остался незавершенным, представленная к печати работа академика А.Н.Заварицкого является уникальной по набору фактического материала и описанию процессов, которые сейчас восстановить нельзя.

Ответственные редакторы

член-корреспондент АН СССР Г.С. ГОРШКОВ,
академик В.С. СОБОЛЕВ

ПРЕДИСЛОВИЕ РЕДАКТОРА

Академик Александр Николаевич Заварицкий, один из крупнейших геологов XX столетия, оставил богатейшее научное наследство, которым может гордиться отечественная наука. Наряду с опубликованными работами, из которых лишь важнейшие были переизданы в четырехтомном собрании его сочинений, к этому наследству относился и ряд неоконченных работ. Большинство этих работ было в той или иной степени доработано его учениками и издано после его кончины. В одних требовались лишь редакторские дополнения, в других, в соответствии с планом, задуманным самим автором, нужно было произвести доработку и написать многие новые главы. Эти работы вышли уже в виде коллективных трудов. Наименее удачными в этом отношении были попытки доработки рукописи, публикуемой в данном издании как незаконченный труд, оставшейся по существу в том виде, как он был составлен автором.

В широком ряду проблем и направлений геологической науки, которой с таким успехом занимался А.Н.Заварицкий, особое место занимала вулканология. Давно занимаясь районами древнего вулканизма, он в 1929 г. "впервые совместно с другими учеными поставил вопрос о необходимости таких исследований и приступил к организации первой вулканологической экспедиции на Камчатку..."¹

В 1931 г. А.Н.Заварицкий с группой сотрудников изучил вулканы Авачинской группы. Это было первое детальное исследование действующих вулканов СССР.

Продолжая исследование по изучению вулканов Камчатки, а затем и Курильских островов, А.Н.Заварицкий приступил к осуществлению плана по написанию монографии, посвященной одному из интереснейших вулканов Камчатки — Аваче. Публикуя отдельные материалы в других изданиях, а именно — в небольшой книжке, вышедшей в 1935 г. (Труды ЦНИГРИ, вып. 35, Л.-М.), а также в упомянутой выше книге о вулканах Камчатки, вышедшей уже после смерти автора, основное значение он придавал составлению капитальной монографии, по существу закончив описательную часть по состоянию вулкана на 1931 г.

¹ Из предисловия Г.С.Горшкова и Б.И.Пийпа к книге А.Н.Заварицкого "Вулканы Камчатки". — Труды лаб. вулканологии АН СССР, вып. 10. М., Изд-во АН СССР, 1955.

В результате последующих извержений 1938 и 1945 гг. на Ава-
че произошли значительные изменения. С одной стороны, это только
увеличило ценность проделанной работы, так как многие наблюдения
теперь уже невозможны. С другой стороны, это вызвало естест-
венное желание учеников Александра Николаевича дополнить моно-
графию новыми данными, а также иллюстрировать ее, чему автор
монографии всегда придавал такое большое значение. Этот труд сна-
чала хотел взять на себя член-корр. АН СССР Борис Иванович Пийп;
большая работа по организации и руководству созданным на Камчат-
ке Институтом вулканологии и над решением практических проблем
использования подземного тепла, а главное преждевременная кон-
чина не позволили ему осуществить свои замыслы.

После смерти Б.И.Пийпа рукопись была передана члену-корр.
АН СССР Герсию Степановичу Горшкову, также директору Инсти-
тута вулканологии, а затем президенту Международной вулканологи-
ческой ассоциации. Он привел в порядок рукопись А.Н.Заваришкого
и составил большой план монографии, органической частью которой
должна была явиться данная работа. Однако и в этом случае пре-
ждевременная кончина не позволила осуществить намеченные планы.

В то же время классическая работа А.Н.Заваришкого должна
стать всеобщим достоянием. Поэтому было решено, что публикация
рукописи в виде незаконченной работы, в которой не даны необхо-
димые дополнения о дальнейшей деятельности вулкана, все же дол-
жна быть осуществлена. Нет сомнения, что предлагаемая книга бу-
дет широко использована как вулканологами, так и самыми широ-
кими кругами петрографов и геологов и такая публикация окажется
самым надежным путем к составлению новой всеобъемлющей моно-
графии о вулкане Авача в Институте вулканологии на Камчатке.

В подготовке рукописи к печати приняли активное участие ст.
научн.сотр. Института вулканологии ДВНЦ АН СССР И.В. Мелекес-
цев и ст.научн.сотр. Комитета по метеоритам АН СССР Л.Г. Кваша.
Редакция выражает им глубокую благодарность.

В.С. Соболев

ВВЕДЕНИЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ВУЛКАНАХ АВАЧИНСКОЙ ГРУППЫ

Вулкан Авача, или Авачинская сопка, является одним из наиболее доступных вулканов Камчатки. Его центр расположен в 40 км к северо-северо-востоку от г. Петропавловска, главного города Камчатки.

Вместе с тем Авача относится к числу наиболее активно действующих вулканов Камчатки. Начиная с 1737 г., когда было отмечено сильное извержение вулкана первым исследователем Камчатки Крашенинниковым, извержения этого вулкана происходили в 1772 (или 1773), в 1779, 1789, 1827 (и м.б. 1826), 1828, 1837 (?), 1855, 1878, 1881, 1894, 1901, 1909, 1926, 1927 и, наконец, в 1938 г. Во время наших исследований летом 1931 г. вулкан находился в состоянии сольфатарной деятельности.

Вулкан Авача достигает 2775 м высоты над уровнем моря, несколько уступая расположенной к северо-западу от него Корякской сопке, высота которой 3460 м. Вулканы поднимаются над увалистой равниной, достигающей высоты 300–400 м и поросшей березовым лесом (*Betula Ergmanni*); при дальнейшем подъеме, на высоте около 600–800 м, лес сменяется трудно проходимыми кустарниковыми зарослями ольховника и выше кедровника; здесь передвигаться можно только по руслам барранкосов, прорезывающих рыхлые вулканические отложения, и эта зона мало доступна для геологических наблюдений. Полоса кустарников кончается на высоте около 1000 м, сменяясь узкой полосой альпийской луговой растительности. На высоте около 1500–1600 м проходит снеговая линия, и выше мы находимся в области лав, рыхлых пирокластических образований, ледников и скоплений снега.

Согласно К.И. Богдановичу, Авачинская и Корякская сопки находятся на южной окраине обширной, достигающей около 30 км в поперечнике, области опускания, на северной окраине которой расположен действующий вулкан (сопка Жупанова) и примыкающие к нему вулканические горы. Действительно, с северного склона Авачи эта область кажется окаймленной вулканическими горами со всех сторон (кроме восточной, открытой к Тихому океану), причем в середине ее возвышаются менее значительные, в той или иной степени размытые вулканические конусы и небольшие кальдеры и расположены Нальчевские термальные источники. Однако впечатление коль-

цевого расположения вулканов обманчиво; вулканы, по-видимому, располагаются по двум линиям западно-северо-западного направления, параллельным, между прочим, береговой линии океана около м.Шипунского. Однако вполне достоверно вопрос о расположении вулканов этой группы мы, кажется, не можем еще считать окончательно разрешенным.

То же древнее основание, на котором возвышаются вулканы, можно видеть у самого г.Петропавловска по берегам Авачинской бухты. Эти образования кратко были описаны прежними исследователями Дитмаром и Богдановичем; я ознакомился с ними только при нескольких беглых экскурсиях около самого города. Они представляют толщу довольно сильно измененных зеленокаменных пород диабазового типа и подчиненных им кремнистых сланцев, сильно смятую в складки северо-восточного направления с небольшими, нарушающими складчатость разрывами. Кроме диабазовых порфиритов и их туфов, участвующих в сложении этой толщи, они прорваны небольшими массивами эмеевиков. Около самого города, на Мишенной горе, на основании, сложенном из зеленокаменных пород, располагается небольшая масса роговообманкового андезита, образующего вершину горы, а в берегах Тарьинской бухты древние породы покрыты базальтами с крупными выделениями плагиоклаза; базальты относятся к тому типу пород, которые К.И.Богданович считает принадлежащими к наиболее ранним из излияний новых вулканических пород Камчатки.

Уже на небольшом удалении от Петропавловска по направлению к вулкану Авача обнажения коренных пород исчезают, и только в начале подъема на вулкан начинают появляться отдельные глыбы новейших вулканических пород. Поэтому невозможно определенно сказать, какие породы слагают непосредственно основание вулкана в его современной форме. Прямые указания мы имеем только в выброшенных из вулкана ксеногенных обломках.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МОРФОЛОГИИ ВУЛКАНОВ

Как уже давно известно, Авача представляет собой вулкан типа Сомма-Везувий. Дитмар, как часть соммы, рассматривает также и потухший вулкан Козельский, тесно примыкающий к Аваче; в том же смысле высказывался и К.И.Богданович. Несомненно, что Козельская сопка представляет собой самостоятельный вулканический центр, одновременный сомме Авачи, но так близко к ней расположенный, что они образуют нераздельную единую вулканическую группу. Наши исследования захватили как собственно Авачинскую, так и Козельскую сопки. Несколько резче Авача обособлена топографически от Коряжской сопки, еще проявляющей некоторую активность, но с геологической точки зрения и этот вулкан находится в самой тесной связи с Авачинским и Козельским вулканами. Коряжская сопка не была затронута нашими исследованиями, мы прошли только у ее подножия.

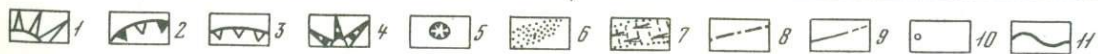
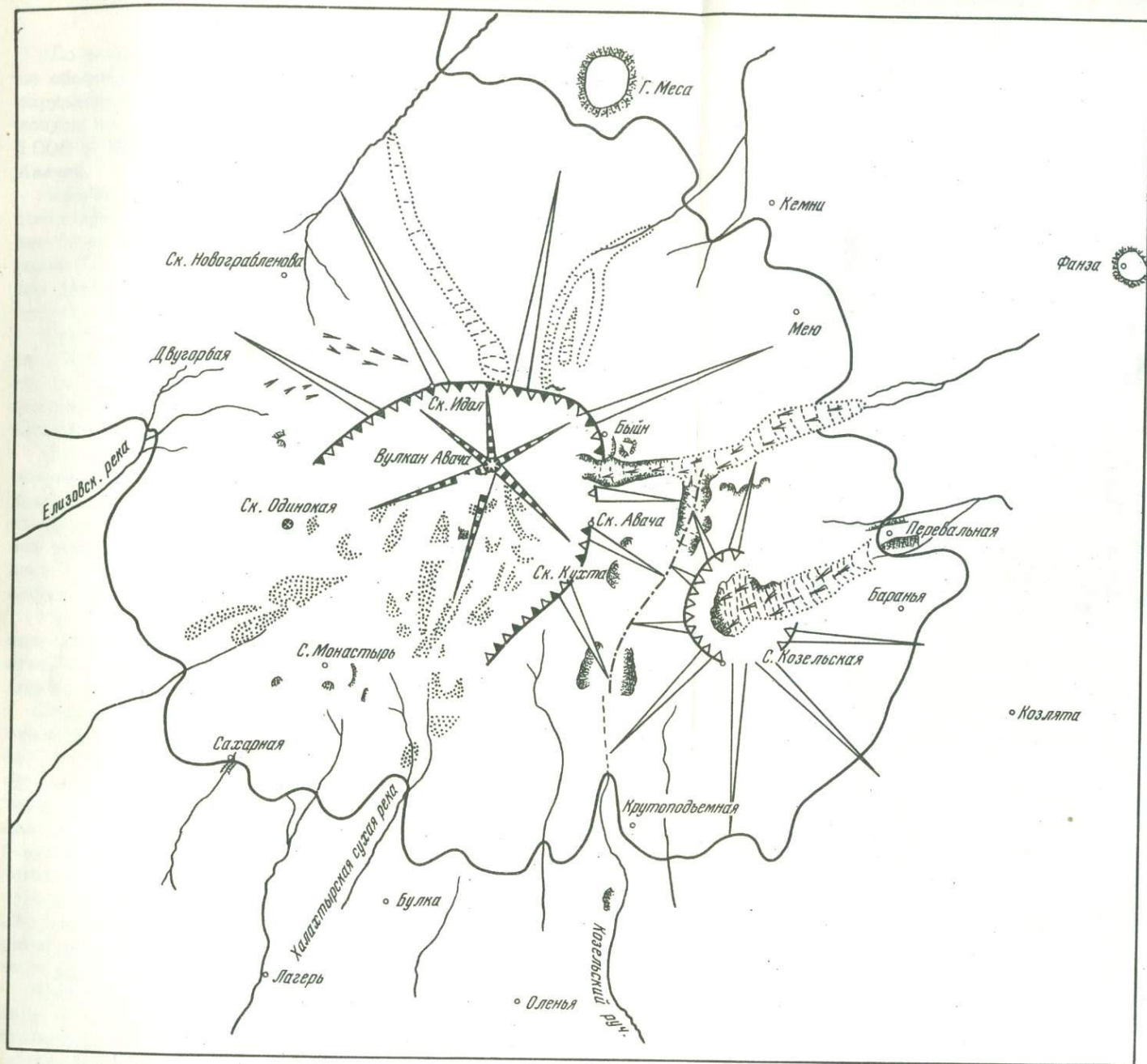


Рис. 1. Схема вулканической группы Авачи

1 - сомма вулканов Авачи и Козельского; 2 - кальдера вулкана Авачи; 3 - кальдера вулкана Козельского; 4 - современный конус вулкана Авачи; 5 - кратер; 6 - лавовые потоки; 7 - ледники; 8 - границы вулканов Авачи и Козельского; 9 - русла сухих рек; 10 - вершины скал; 11 - контуры вулканической группы

До высоты около 1000 м отдельные вулканы этой группы еще не обособляются. Частью перемытые туфовые слоистые отложения, окружающие вулканические конусы, здесь слиты, и только выше эти конусы поднимаются как отдельные вулканические горы. Высота в 1000 м приблизительно отвечает седловине между Корякой и Авачей.

Изогипса 1000 м очерчивает основание вулкана Авачи в виде почти правильного круга диаметром около 10 км. Этот круг дополняется на востоке кругом меньшего диаметра, очерчивающим основание Козельского вулкана, а на юге и юго-западе осложняется рядом фестонов: тут расположены сухие реки — Халактырская, Ботаническая и Елизовская, спускающиеся с вулкана.

Центр круга, очерчивающего основание вулкана Авачи по изогипсе 1000 м, довольно точно отвечает центру кальдеры соммы Авачи, по отношению к которому действующий конус смещен к северо-северо-востоку. Поперечник кальдеры соммы Авачи около 4 км, кальдера открывается на юго-запад.

Центр Козельского вулкана расположен в направлении приблизительно восточно-юго-восточном 115° от центра соммы Авачи и находится на расстоянии 5 км от него. Основание Козельского вулкана близко совпадает с окружностью по изогипсе 1000 м, проведенной вокруг центра соммы Авачи. Диаметр этого основания составляет 7 км, а диаметр Козельской кальдеры, открытой на северо-восток, достигает 1,5 км.

Мы видим, таким образом, что сомма Авачинского вулкана и Козельский вулкан сливаются в значительной части в одно целое, и этим нарушается правильная коническая форма соммы Авачи, так хорошо выраженная у соседнего вулкана Коряки.

Дальнейшее усложнение морфологии соммы Авачи представляет отрог ее, охватывающий возвышенности, известные под именем "Сарай" (юго-западная часть отрога) и "Монастырь" (ближайшая к вулкану северо-восточная часть). Этот отрог имеет в плане очертания сектора или скорее трапеции, прислоненной узким концом к склону Авачи, плоская его вершина достигает высоты около 1600 м, боковые склоны круты, а внешний склон более пологий; правильность формы нарушена ущельями, глубоко врезавшимися в массив отрога. Отрог ограничивается с наружной стороны изогипсой 1000 м. Как мы увидим, возвышенности Монастырь и Сарай представляют собой часть соммы, ограниченную радиальными разломами и подвергшуюся нарушению первоначального залегания.

Край кальдеры соммы Авачи косо срезан, понижаясь к юго-западу, в сторону возвышенностей Монастырь и Сарай и открываясь здесь по сектору почти в 120° . Восточная часть соммы достигает высоты 2375 м, на северо-востоке от действующего конуса она около 2250 м, тогда как в обе стороны отсюда (на запад и юг) она снижается до высоты около 1700–1800 м. Эксцентрически расположенный действующий конус Авачи поднимается над северо-восточным краем соммы почти на 500 м.



Рис. 2. Схема кратера Авачи

1 — устье фумарол; 2 — участки, где фумаролы просачиваются через грунт без ясных устьев; 3 — основные обрывы

Некоторое усложнение в морфологию вулканов вносят скалистые холмы из массивных андезитов, располагающиеся у подножия вулканов на высоте 900–1000 м. В строении Козельского вулкана эти экструзивные массы принимают, как мы увидим дальше, существенное участие.

Корякская сопка с основанием по изогипсе 1000 м имеет диаметр около 12 км, центр этого круга совпадает с вершиной правильного изборозжденного барранкосами конуса. Корякский вулкан расположен в направлении СЗ 390° от центра соммы Авачи на расстоянии 11 км от него. Таким образом, окружности оснований этих вулканических конусов почти касаются одна другой. Склоны Корякского вулкана, соммы Авачи и Козельского вулкана прорезаны более или менее правильными барранкосами, отчасти занятыми небольшими ледниками и частью снежниками, стаивающими только на небольшой промежуток времени в конце лета. Судя по развитию этих барранкосов, степень эрозии соммы Авачи, Козельской и Корякской сопки одинакова, и им можно приписывать в общем один возраст. Но морфологический тип этих трех вулканов различный. Авача, как уже было сказано, относится к типу Соммы-Везувия; Козельскую сопку, взятую отдельно, надо было бы отнести к типу простой кальдеры или типу Ruminahui-Posochoa по Штубелю, Корякская сопка при-

надлежит к типу правильного конуса Pachachata Штюбеля. Однако едва ли можно рассматривать Козельскую сопку и Авачу отдельно, их тесная связь напоминает Штюбелевский тип Pichincha с той разницей, что в одной из кальдер дальнейшее развитие привело к образованию горы типа Соммы-Везувия.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Прежде чем остановиться на деталях строения Авачи, следует коснуться соотношений центров вулканических извержений, которые выясняются уже из рассмотрения вышеозначенных основных элементов морфологии вулканов. Мы видим, что центры извержений Корякского вулкана, соммы Авачи и Козельского вулкана лежат на изогнутой или слегка изломанной линии северо-западного простирания. Совершенно естественно видеть в ней линию разлома (независимо от толкования природы этого нарушения: в связи с краевой линией области опускания к северу от вулканов или в связи с одним из поперечных разломов, в свою очередь связанных со складчатостью). На восточном продолжении линии Авача — Козельский вулкан, у подножия Козельской сопки, располагаются андезитовые холмы "Козлята", уже по внешним очертаниям очень похожие на купола выпячивания, а на западном продолжении той же линии, между Авачей и Корякой, выступает скала Двугорбая, тоже, по-видимому, представляющая отдельную экстрезивную массу андезита.

Эта линия разлома, по которой возникли вулканы Авачинский, Корякский и Козельский, — очевидно, древнейшая, наметившаяся до образования возникших на ней вулканов.

Другие, более поздние, разломы ограничивают с обеих сторон возвышенности Монастырь и Сарай. В этом отроге Авачи прекрасно обнажена слоистая толща лав и аггломератов и отлично видно падение этой толщи внутрь, к центру вулкана, т.е. в сторону, обратную их первоначальному падению, которое также хорошо можно наблюдать по другую сторону Халактырской сухой реки, отделяющей возвышенности Монастырь и Сарай от восточной части соммы Авачи. Совершенно очевидно, что возвышенности Монастырь и Сарай ограничены с обеих сторон разломами более поздними, чем образование соммы Авачи, т.к. эти возвышенности представляют собой нарушенную часть соммы. Направление разломов определяется не очень точно — по направлению сухих рек, образовавшихся вдоль них, и по направлению потоков лав, спускавшихся с действующих конусов; все же почти несомненно, что оба разлома проходят через центр соммы Авачи. Если продолжить линию разлома в этом направлении, то мы заметим ряд характерных особенностей восточной "Халактырской" линии этих радиальных нарушений. Как раз по этой линии оказывается смещенным к северу действующий конус Авачи, приблизительно на этой же линии у южного подножия Авачи располагается андезитовый экстрезивный купол — холм Булка, а к югу от

последнего — своеобразная кольцевая горка Ванна с диаметром около 750 м, сложенная из пирокластического материала и очень напоминающая кольцевой вал маара. На северном склоне соммы Авачи та же линия разлома отмечена большой дайкой андезита и некими по простиранию этой дайки. Таким образом, эта линия обнаруживает значительное постоянство; ее простирание приблизительно ССВ 15°.

Образование разломов, ограничивающих возвышенности Монастырь и Сарай, как уже говорилось, произошло после образования соммы Авачи, но до отложения рыхлого пирокластического материала, образующего внешнее покрывало ("мантию") вулкана и характеризующегося значительным содержанием пемзы. Пемзовые и туфовые слои залегают горизонтально на наклоненных дислоцированных лавовых потоках и аггломератовых слоях возвышенности Монастырь, там, где эта возвышенность примыкает к конусу Авачи, и в свою очередь эти горизонтальные слои перекрываются здесь лавовыми потоками современного конуса. Таким образом, время образования разломов вполне определено, и оно может отвечать моменту образования кальдеры соммы.

Совершенно гипотетически, исходя из расположения экструзивных андезитовых масс, можно допустить существование еще одного разлома, параллельного Халактырскому (северо-северо-восточное простирание) и проходящего между соммой Авачи и Козельским вулканом.

Таким образом, кажется весьма правдоподобным, что главные элементы морфологии нашей группы вулканов (их форма и пространственное соотношение) определяются расположением разломов, по которым магма проложила себе путь на поверхность.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГРУППЫ АВАЧИ

Различие между южным и северным склонами вулканической группы Авачи очень резкое. Отчасти тут играют роль особенности морфологии вулкана (сомма открыта в южную сторону и поверхность южного склона осложнена разломами), отчасти сказывается различие в растительности. Но самая существенная особенность заключается в развитии на северном склоне рыхлых накоплений лапиллей. Они покрывают монотонной темно-серой пеленой склоны и подножия вулканов, скрывая мелкие неровности рельефа подобно сугробам снега. Из-под этого покрова проглядывают полузасыпанные скалы отпрепарированной эрозией дайки и плоские вершины куполов массивных экструзий андезитов. Только в верхней части склона, в стенках баранкосов и в обрывах трогов, можно видеть строение соммы Авачи и Козельского вулкана.

Накопления лапиллей являются продуктами последних извержений Авачи. На расстоянии около 10 км к северу от кратера вулкана размеры лапиллей около 2–4 см, довольно редко попадаются шлако-

вые бомбы размером до кулака и больше. Между слоями лапиллей, толщиной приблизительно в дециметр или полтора, можно видеть следы растительных остатков, отмечающих появление травянистой растительности на свежем покрове рыхлых вулканических образований. Через пять лет после извержения Авачи, бывшего в 1926 и 1927 гг., мы видели, как лапиллевый покров только слегка начинает задерновываться и эта зелень издали похожа на осенние всходы озими на темном вспаханном поле. Ближе к вулкану, в начале крутых склонов, лапилли сменяются уже более крупными обломками, главным образом небольшими сильно пористыми шлаковыми бомбами, более или менее неправильно округлой формы. Интересно отметить, что смена более мелкого материала более крупными обломками может быть замечена не только при приближении к центру извержения; именно в северо-восточном направлении от этого центра более крупные шлаковые бомбы тянутся полосой гораздо дальше, чем в других направлениях.

Такой лапиллевый покров, образующий настоящие "лапиллевые поля", охватывает склоны вулкана к северу, к западу и к востоку от центра современных извержений и отсутствует только с южной стороны. Вместо него здесь на склонах вулкана мы видим или потоки лавы на действующем конусе и у его подножия, или осыпи и скалистые обнажения на склонах соммы Авачи и Козельской сопки, или рыхлый материал в сухих реках, несомненно, подвергшийся перемещению вниз со склонов вулкана. Только уже в области лавовых потоков современного конуса и непосредственно на его склонах накопления шлаков и отчасти лапиллей напоминают то, что мы видим на северном склоне.

Насколько характерными для северного склона Авачи являются лапиллевые поля, настолько же своеобразной чертой южного склона являются сухие реки, в особенности Халактырская сухая река, спускающаяся из аэрио между действующим конусом и восточной частью соммы. Спускаясь сначала с севера на юг, Халактырская сухая река в 12 км от кратера вулкана поворачивает на восток. В этом месте выпуклый край ее изгиба во время наших работ 1931 года был ограничен валом в несколько метров высотой, напоминающим на первый взгляд моренный вал. Ниже описан вид сухой реки, как мы ее наблюдали в 1931 году (во время извержения 1938 г. мощный грязевой поток разлился через этот вал, нарушив весь облик прежней сухой реки). В указанном месте к сухой реке выходила тропа, ведущая на вулкан из города, и впервые перед путником, поднявшимся на вал, открывалась своеобразная картина сухой реки. Впереди тянулась серая безжизненная полоса рыхлых вулканических отложений шириной более полукилометра, подобная руслу высохшей реки, в узких промоинах протекал небольшой ручей, прихотливо меняющий свое русло. Было начало лета, надолго сохраняющиеся в условиях камчатского климата снежники пятнами и полосами лежали в промоинах и у берегов сухой реки. Материал, заполняющий сухую реку, поражал своей несортированностью — от пелитового пепла

и вулканического песка до бомб средней величины и глыб в 1–2 м и более; все это в беспорядке загромождало сухое ложе, и только ручьи и вешние воды частично перемывали и сортировали этот рыхлый материал.

Те же несортированные пирокластические отложения из песка, бомб и глыб лавы, беспорядочно перемешанные между собой, мы наблюдали по обрывистым правым берегам сухой реки высотой от 5 до 20 м. Преимущественно в обрывах левых бортов выступали резко отличные от них желтовато-серые слоистые пепловые накопления, особенно развитые в нижней части вулкана, где эти слоистые пеплы и вулканические пески образуют внешнюю мантию, облегающую вулканическое сооружение. Эти отложения можно наблюдать в ряде барранкосов с южной и юго-восточной сторон вулкана; они же видны и кое-где в обрывах барранкосов северного склона под слоем перекрывающего их лапиллевого покрова.

Поднимаясь по Халактырской сухой реке к подножию современного конуса, можно наблюдать, как она постепенно суживается, по берегам ее появляются террасы, видна, в частности, ясно выраженная терраса, с которой связаны характерные слои пемзовых накоплений. Далее по пути следования в русле увеличивается количество снежников, и наконец на высоте около 1500 м начинается ледник соммы Авачи, засыпанный сверху лапиллями и другим пирокластическим материалом.

Расположенные западнее Елизовская и Ботаническая сухие реки на нижних своих отрезках напоминают Халактырскую сухую реку, но значительно менее мощные, выше они переходят в сравнительно узкие барранкосовидные овраги, по дну которых бегут ручьи, а в обрывистых стенках видны разрезы пепловых и иных пирокластических отложений. Сухими реками называют и другие, относительно более широкие, барранкосы, расположенные к востоку от Халактырской сухой реки; русла их, усеянные несортированным пирокластическим материалом, имеют аналогичный вид, напоминающий высохшее ложе реки.

Лишенные всякой растительности полосы сухих рек, особенно широкого русла Халактырской сухой реки, представляют поразительный контраст с разделяющими эти полосы частями нижнего склона вулкана, заросшими внизу до высоты 600–700 м густым березовым лесом с буйной травянистой растительностью, а выше – совершенно непроходимыми ольховниками и кедровниками. Как уже было отмечено раньше, вулканические конусы соммы Авачи и Козельской сопки ясно обособляются лишь до изогипсы 1000 м, а ниже, т.е. приблизительно ниже верхней границы зоны кустарниковой растительности, вулканы сливаются в одно общее основание.

Сомма Авачи и Козельская сопка, как мы видели, представляют собой одновременные вулканические образования. Мы рассмотрим их по отдельности прежде, а затем перейдем к описанию действующего конуса Авачи. Я уже упоминал об основной особенности строения соммы Авачи – она разбивается радиальными сбросами на две

неровные части: основную часть соммы, с одной стороны, и представленный возвышенностями Монастырь и Сарай, нарушенный в своем первоначальном залегании обломок или сектор слоистого, сложенного из лав и пирокластических продуктов конуса соммы, — с другой. Сектор возвышенностей Монастырь и Сарай, обращенный на юго-запад, ограничен, как мы видели уже, радиальными разломами, расходящимися под углом около 50° , сохранившаяся часть кольца соммы обнимает около 270° .

ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ

Часть вулканической толщи соммы, образующая возвышенности Монастырь и Сарай, является наиболее доступной для изучения ее состава и строения. Северо-западный крутой склон этого отрога Авачи, прямолинейный и ровный, дает в особенности отчетливую картину слоистого строения соммы. Склон сложен перемежающимися многочисленными потоками лав и толщами вулканических аггломератов; серые лавы выступают карнизами в средней части потоков, между красными и буро-красными толщами разделяющих их вулканических аггломератов. Последние обыкновенно прикрыты осыпями, и строение лавовых потоков гораздо легче наблюдать, чем строение разделяющих их толщ. Лавы представлены андезитами, несколько различающимися по составу в разных частях склона.

Восточный склон отрога, образованного возвышенностями Монастырь и Сарай, не так прост, как северо-западный, он расчленен довольно сильно врезавшейся долиной верховьев Сарайного ручья¹. Эрозия в пределах долины вскрывает интересные детали строения вулканической толщи. Двигаясь вверх по Сарайному ручью, еще в зоне развития растительности, в бортах оврага сначала можно видеть обнажения той же слоистой туфовой толщи, которую мы наблюдали по берегам Халактырской сухой реки. Выше зоны развития растительности на высоте около 1000 м ручей врезывается в толщу лав и аггломератов, сначала обнаруживающих то же строение, которое мы отмечали на северо-западном склоне возвышенностей Сарай и Монастырь. В самых верховьях ручья в обрыве возвышенности Монастырь интересны обнажения, где среди пирокластического материала можно видеть в поперечном разрезе серию потоков лав, располагающихся на нескольких горизонтах. Потоки (в разрезах) имеют очертания плосковыпуклых кверху чечевиц, напоминающих маленькие лакколиты. Однако наличие аггломератовых подстилок под этими телами, а также переход слагающей их центральной часть плотной лавы у верхней своей поверхности в красную пористую аггломератоподобную корку, иногда принимающую обличье настоящей глыбовой лавы, — заставляют рассматривать выходы этих

¹ Ущелье, образованное верховьями Сарайного ручья, разделяет возвышенности Сарай и Монастырь.

тел как обнажения поперечных разрезов потоков, а не разрезы лакколлитов, на которые они столь похожи с первого взгляда. Закрывающая эти андезитовые потоки толща представляет собой вулканические аггломераты, переслаивающиеся, как можно видеть в нижней части обрыва, также с более тонкими туфовыми слоями. Кроме того, туфы и брекчии и в верхней части обрыва, и в нижней образуют как бы небольшие останцы, несогласно прилегающие к слоистой лавово-пирокластической толще.

Наконец, в этих же обнажениях можно видеть дайки андезита и меньшие по мощности, более поздние, дайки базальта, пересекающие всю эту серию. Плоская вершина возвышенностей Монастырь и Сарай прикрыта слоем лапиллей современных извержений Авачи, а на перемычке, соединяющей этот отрог с современным конусом, мы находим довольно мощные горизонтальнослоистые отложения пирокластического материала, среди которого много кусков пемзы. Как уже указывалось выше, эти горизонтальные слои несогласно налегают на дислоцированную толщу возвышенности Монастырь и, следовательно, образовались после разломов и этих нарушений залегания. В свою очередь пемзовые отложения перекрываются одним из древнейших лавовых потоков современного конуса Авачи. Таким образом, время их образования в истории возникновения Авачи вполне определяется.

СОММА АВАЧИ

В восточной части соммы ее строение хорошо обнаруживается в обрыве с внутренней стороны кольца соммы. Здесь наблюдаются следующие особенности по сравнению с тем, что мы видели в разрезах возвышенностей Сарай и Монастырь. Здесь залегает чечевицеобразное тело до 50 м мощностью, резко выделяющееся среди слоистой толщи гораздо менее мощных андезитовых лавовых потоков и аггломератов. Это тело сложено более светлым розовым андезитом, напоминающим массовые андезиты экстрезии холма Булка и других холмов на периферии Авачи, о которых будет сказано в дальнейшем.

Самые верхние потоки соммы Авачи в ее восточной части представлены базальтовыми породами и чередуются с аггломератами, состоящими из кусков пористой разновидности той же породы. Внешний склон соммы в этой части Авачи покрыт главным образом смесью этих темных базальтовых шлаков и лапиллей, а также шлаков современных извержений. Базальтовые дайки пересекают толщу лав и аггломератов так же, как это мы видели на возвышенностях Монастырь и Сарай.

Пространство между соммой и действующим конусом Авачи занято ледником, засыпанным сверху вулканическими выбросами последних извержений. С северо-восточной стороны лед и затем фирн заполняют промежуток между конусом и соммой до самого верха сом-

мы и андезитовые скалы ее гребня еле поднимаются над поверхностью фирнового поля. От этого поля по северо-восточному наружному склону соммы спускается несколько ледников, частью образующих ледопады. В стенках трогов этих ледников можно отчетливо видеть ту же самую картину строения соммы, которую мы уже видели в других частях этого вулканического образования: перемежающиеся лавы и пирокластические аггломераты, а также дайки базальта, реже андезита, прорезающие такую вулканическую серию. Потоки базальтов, являющиеся самыми молодыми и соответствующими, очевидно, столь распространенным дайкам этой породы, сохранились далеко не со всех сторон соммы. Особенно хорошие обнажения их образуют скалы в верхней части склона соммы Авачи, воздымающиеся по левую сторону Каскадного ледника, который спускается почти в широтном направлении на восток от конуса Авачи. Части склонов соммы Авачи между ледниками засыпаны новейшим пирокластическим материалом. Лапилли и шлаки покрывают нетолстым слоем также почти всю площадь ледников, и лишь по характерной бугристой поверхности и по зияющим трещинам можно судить о распространении льда. Упомянем еще о замечательном обнажении в верхнем отрезке Большого северного ледника. В обрыве ледника справа прекрасно виден разрез пересекающихся темно-серых андезитовых лав и красных аггломератов. Эта свита пересечена дайкой андезита, выступающей над обнажением в виде грандиозного пика. Менее мощные дайки базальта проходят несколько выше по склону и в поперечном направлении.

Западная часть соммы Авачи к северо-западу и западу от действующего конуса сильно засыпана лапиллями и шлаками последних извержений, и среди этого покрова можно видеть только отдельные изолированные выходы лав. Несколько южнее, около скалы Одинокой, слоистое строение соммы Авачи видно лучше. Сама скала Одинокая представляет собой массу роговообманкового андезита светло-серого цвета, протыкающую вулканическую толщу соммы. Форма этого тела остроконическая или почти цилиндрическая с эллиптическим основанием; по окраинам оно сопровождается брекчией, в составе которой принимают участие как куски того же роговообманкового андезита, так и вмещающие андезит (?). Любопытны встречающиеся нередко в роговообманковых андезитах скалы Одинокой включения диоритового состава. Экструзия роговообманковых андезитов скалы Одинокой представляет в малом масштабе то, что в гораздо больших размерах мы наблюдали особенно отчетливо в строении Козельской сопки.

Северный склон соммы Авачи прорезан двумя большими ледниками. К восточному из них относятся три отдельных ледника, которые разобщены скалами и сливаются ниже, на высоте около 1250 м. Выше этого слияния ледники слабо прикрыты рыхлым материалом — леплом и песком, сносимым с вулкана; нередко на поверхности ледника обломки лав, скатившихся с бортов. В многочисленных трещинах, которыми пересечены ледники, видно переслаивание льда и сло-

ев лапиллей. Первый слой наблюдается на глубине 1 м, второй — на глубине 3,5 м, достигая 15 см мощности. Кроме слоев лапиллей имеются также более тонкие прослои пепла. На стенках трогов всех этих ледников обнаруживается слоистое строение соммы из перемежающихся потоков андезитовых лав и слоев агглюмератов. Эта слоистая толща и тут прорезана дайками андезитов и базальтов. Прекрасно видны они, например, на верхних отрезках Большого северо-западного ледника. То же слоистое строение с пересекающими такую толщу дайками базальтов можно видеть и в стенках ледникового ущелья, врезавшегося в восточный склон соммы. Нижняя половина северного склона, как уже упоминалось, обильно засыпана лапиллями последних извержений и представляет настоящие лапиллевые поля, прорезанные барранкосами. Отдельные скалистые и обрывистые холмы на склоне представляют экструзивные купола. Они сложены резко отличающимися от лавовых потоков светлыми серыми и розовыми трахитовидными роговообманковыми андезитами и обнаруживают целый ряд признаков, свойственных куполам. К числу куполовидных экструзий относится, вероятно, и столовая горка Меса у северного подножия соммы Авачи.

На значительном протяжении северный склон соммы пересечен мощной дайкой андезита, хорошо обнажающейся в прорезывающем склон барранкосе. Эта дайка по положению отвечает, по-видимому, продолжению трещины, ограничивающей с востока возвышенности Монастырь и Сарай.

КОЗЕЛЬСКАЯ СОПКА

Козельская сопка, как уже было сказано, представляет образование, возникшее одновременно с соммой Авачи. Я коснусь этого вулкана совсем кратко, прежде чем перейти к характеристике действующего конуса Авачи.

Козельская сопка, как мы видим, представляет небольшую кальдеру, открытую на северо-восток и достигающую в диаметре 1,5 км. Внутренность ее заполнена фирновым полем, разорванным грандиозными зияющими трещинами. Возможно, что ледниковая деятельность сыграла некоторую роль в формировании самой кальдеры. На внутренних стенках кальдеры выступают такие же потоки лав и слои агглюмератов, какие участвуют в строении соммы Авачи, причем в нижней части стены кальдеры с западной стороны под этой слоистой толщей видны более мощные массы более светлых андезитов. Два ледника спускаются от питающего их поля, которое занимает кальдеру Козельской сопки: один — на восток, другой — сначала на север, а затем также поворачивает к востоку. В разрезах, вскрываемых этими ледниками, а также переметным ледником между Авачей и Козельской сопкой, можно видеть строение Козельской сопки. Кроме такой же слоистой лавово-агглюмератовой толщи, которая составляет главным образом сомму Авачи, в строении Козельского вулкана принимают участие мощные массы светлых роговообманковых ан-

дезитов, подобные тем, какие мы видели в скале Одинокой. В западном обрыве переметного ледника на высоте 1500—1700 м особенно грандиозно поднимается скала этих светло-серых пород среди слоистой толщи вулканических пород кальдеры Козельского вулкана. Подобные же массы, но меньших размеров, встречаем между двумя ледниками, спускающимися из кальдеры Козельской сопки. Наконец, холмы на северной стороне этой сопки, достигающие высоты до 250—300 м, сложены также из массивных роговообманковых андезитов.

Мы не будем останавливаться здесь на отношении этих пород к потокам гиперстеновых андезитов, переслаивающихся с аггломератами. Это требует более детального петрографического изучения материала из контактов, с одной стороны, и сравнительного изучения природы пород в разных изверженных телах — с другой. Отметим лишь, что в некоторых случаях, вероятно, мы имеем внедрение роговообманковых андезитов в толщу ранее образовавшихся вулканических пород, лав и аггломератов, но пока трудно сказать, можно ли распространять это представление на все или даже на большинство тел роговообманкового андезита.

КУПОЛА

2256
Значение куполовидных экструзий в строении вулканов выяснилось вообще в сравнительно недавнее время. Мы видели, что и в строении Авачи им также принадлежит не последнее место, в особенности в тесно связанном с Авачей Козельском вулкане. Форма этих массивных экструзий на Аваче довольно разнообразна. Невольно обращает на себя внимание путешественника, достигшего подножия Авачи, небольшой куполовидный холм Булка с восточной стороны Халактырской сухой реки. Он представляет собой в миниатюре купол, подобный некоторым куполам Пюи. Скала Одинокая на берегу Ботанической сухой реки на юго-западном склоне Авачи как бы протыкает слоистую толщу лав и пирокластического материала. Она выделяется своим более светлым серым цветом. Между Авачей и Корякой поднимается небольшой холм с двумя скалистыми острыми вершинами — скала Двугорбая, образованная тоже сплошной массой роговообманкового андезита. У северного подножия Авачи обращает на себя внимание столообразная гора, которой мы дали название Меса, также сложенная из массивных серых андезитов и похожая несколько на известный японский купол Тарумаи, но еще более плоская, имеющая обрывистые стенки, разбитые вертикальными трещинами на столбчатые отдельности, заметные издали. Еще больше похожа на Тарумаи гора Фанза, находящаяся уже в удалении к северо-востоку от вулкана и, может быть, с ним не связанная.

На северном склоне соммы из-под отложений лапиллевого поля, занимающего этот склон, выступают несколько холмов большей частью конической формы, сложенных сплошными массами светло-серого и розового роговообманкового андезита. Они также, вероятно,

являются массивными экструзиями. Подобные же экструзивные массы находятся и на северо-восточном склоне (Мею и др.).

Еще большее развитие они имеют в вулканической постройке Козельской сопки. Представляющие как бы отроги Козельского вулкана конические и более неправильные купола светлого, красноватого и серого роговообманкового андезита являются, вероятно, несколькими тесно связанными между собой экструзиями. В трудно доступном ледниковом устье, разделяющем Козельскую сопку и Авачу, выступает грандиозная вертикальная скала светло-серого андезита, являющегося наиболее кислой породой в нашей вулканической группе; очевидно, это есть не что иное, как экструзивный бисмалит (plug), пробивающий слоистое тело Козельской сопки. Подобные же экструзивные массы видны в устье ледника, выходящего из кальдеры Козельского вулкана. Очень похожи на экструзивные массы горы Перевальная и Баранья. Наконец, три рядом стоящих красивых холма Козлята нельзя иначе объяснить как в связи с отдельной массивной экструзией. Менее ясен куполовидный характер в залегании мощных масс андезита горы Крутоподъемной; но массивность пород и их мощность, измеряемая десятками метров, не позволяют сравнивать эти массы с теми андезитовыми потоками, какие мы видим в строении соммы Авачи и кальдеры Козельского вулкана.

Ниже будет сказано вкратце о петрографии куполовидных интрузий Авачи. Здесь достаточно отметить преобладание в них роговообманковых андезитов с характерным грахитовидным обликом и часто с гомогенными включениями диоритового состава.

Формы и размеры куполов, участвующих в строении вулканической группы Авачи и Козельской сопки, разнообразны, но общим признаком всех этих образований является большая мощность андезитовых масс, далеко превосходящая мощность потоков, и обрывистость стенок в нижней своей части, в большей или меньшей степени засыпанных осыпями из крупных глыб. Иногда порода разбита вертикальными трещинами отдельности, иногда распадается на огромные параллелепипедальные глыбы. Местами по краям или в середине массы порода принимает структуру брекчии. Флюиальность наблюдается редко, и полосы флюиальности располагаются почти вертикально или с очень крутым падением.

СОВРЕМЕННЫЙ КОНУС И КРАТЕР АВАЧИ

Как было уже сказано, современный конус Авачи расположен эксцентрично по отношению к сомме, приближаясь к ее северо-восточному краю. С этой стороны пространство между конусом и соммой заполнено фирновым полем и представляет террасообразную площадку шириной около 0,5 км на высоте 2550–2300 м. В противоположную сторону образования конуса непрерывно спускаются до возвышенностей Монастырь и Сарай, т.е. до высоты около 1500 м, а по сухим рекам древние потоки лавы действующего конуса стекают до высоты 950 м. Рыхлые пирокластические продукты современных

извержений более или менее обильно засыпают весь вулкан, особенно на северной его стороне.

Конус Авачи отличается правильной формой, лишь неглубокие баранкосы видны на юго-восточном и южном склонах. Поверхность конуса покрыта главным образом шлаками и лапиллями то серого, то ярко-красного цвета, полосами спускающимися по склону. На южном и юго-западном склонах к рыхлым продуктам извержения присоединяются потоки лав. Их верхняя поверхность в большинстве случаев тоже засыпана рыхлыми продуктами, и на склонах конуса небольшими обрывами выступают или окончания, или края потоков. Некоторые потоки появляются, быть может, из засыпающих их сверху рыхлых отложений только в нижней, более пологой, части конуса. Другие, тоже появляющиеся внизу конуса, вероятно, на самом деле оторвались от кратера и, скатившись по кругому склону, разлились в более пологой его части. Трудно сказать, имеются ли на Аваче потоки, вылившиеся из устьев на склоне конуса. Вершина конуса при нашем исследовании в 1931 г. была косо срезана краем кратера. Это особенно ясно было видно, если смотреть на Авачу с юго-восточной стороны, юго-западный край кратера ниже, чем северо-восточный. Под самой вершиной с западной стороны выделялось светлое желтовато-белое пятно, где часто издали были заметны струи пара фумарол. Это светлое пятно представляло поле сильного изменения пород под действием фумарол и отложения фумарольных инкрустаций, главным образом сернокислых солей и серы.

РЫХЛЫЕ ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Переходя к составу и строению конуса, следует прежде всего охарактеризовать те рыхлые продукты извержений, которые являются, пожалуй, преобладающим материалом конуса. Мы видим здесь главным образом лапилли и шлаки, обычно в форме настоящих шлаковых бомб (Mercalli), частью встречаются взрывчатые обломки; более тонкий материал псаммитового и пелитового характера легко сносится со склонов, и только на самой вершине по краям кратера мы наблюдаем небольшое количество вулканического песка, который трудно разделить от продуктов разложения более крупного материала.

Лапилли, как известно, представляют кусочки размером от мелкого ореха до кулака. По составу на Аваче различаются три типа: 1) пористые андезитовые лапилли (шлакового строения) темного, серого или зеленовато-серого цвета; 2) такие же лапилли ярко-красного цвета; 3) плотные угловатые кусочки светло-серого или беловатого цвета, отвечающие по составу взрывчатым обломкам, о которых мы скажем ниже.

Большее разнообразие признаков можно видеть в еще более крупных продуктах извержения: бомбах и взрывчатых обломках, которые уже по своему виду возбуждают интерес; как известно, этот интерес увеличивается тем, что различные типы обломков связываются с разными типами извержений.

Разнообразные типы бомб можно изучить на склонах конуса и в особенности на засыпанной пирокластическим материалом поверхности ледника между действующим конусом и соммой Авачи.

Здесь можно видеть такие типы этого рода выбросов.

1. Наиболее распространенным типом являются куски шлаков и шлаковые бомбы. Я считаю желательным различать эти два рода выбросов: внешняя форма и внутреннее строение шлаковых бомб тесно связаны между собой. Они обычно округлой формы, иногда с поверхностью, напоминающей цветную капусту; порода, образующая бомбу, всегда сильно пористая, нередко внутри — центральная полость. В кусках шлаков нет связи формы с внутренним строением. Термину "шлак" мы будем придавать петрографический смысл, обозначая им сильно пористую темную вулканическую породу. Цвет шлаковых бомб и кусков шлаков снаружи зеленовато- или желтовато-серый, внутри они более темные или в полостях ржавые — окисленные.

2. К типичным сильно пористым шлаковым бомбам тесно примыкают менее пористые бомбы с особенно отчетливой поверхностью типа "цветной капусты". Главным образом из шлаковых бомб состоят спускающиеся с конуса потоки оседей выброшенных из вулкана продуктов. Очень может быть, что эти скагывающиеся с конуса массы раскаленных бомб во время извержения 1926 г. принимались за потоки лавы. Размеры бомб чаще всего до величины человеческой головы, но в некоторых случаях до метра и больше.

3. Бомбы с поверхностью типа "хлебной корки" сравнительно редки. Эти бомбы почти всегда из светло-серого андезита полиэдрической формы. Корка плотная, а внутренность пемзовидная. Толщина корки очень различная и не связана с размером бомб. Иногда трещины располагаются концентрически. Размеры этих бомб от нескольких сантиметров до полуметра.

4. Эксплозионные бомбы Авачи довольно разнообразны. Наиболее распространенными являются куски светло-серого андезита, похожего на андезит оболочки бомб типа "хлебной корки". Куски пемзы такой, какая образует ядро этих бомб, или куски темного зеленовато-серого стекловатого андезита — встречаются реже. Для эксплозионных обломков светлого андезита характерен излом по радиально расходящимся из центра трещинам, которые у поверхности принимают своеобразный гофрированный вид. Иногда такой же излом наблюдается и в голых краях бомб (тип "хлебной корки") с пемзовидной сердцевиной. Гофрированные края трещин на наружной поверхности обломка дают своеобразный рисунок трещиноватости, грубо напоминающий сугуры черепных костей. Очень интересно явление разрыва таких эксплозионных обломков: нередко куски их находятся на почве правильно расположенными в виде кругов, причем периферические элементы расплавленного теперь на части обломка обращены наружу. Очевидно, это следствие некоторого довольно слабого эксплозионного эффекта.

5. Кроме обломков андезитовых пород в выбросах Авачи попадают иногда и чуждые обломки пород, гомеогенные или гетерогенные. Это породы двоякого рода: а) куски оливиновой породы, изредка диоритов или перидотитов (верлифов), иногда куски оливиновой породы, вплавленные в андезит, при этом случается, что оливиновая порода окружена роговообманковой коркой реакции; б) куски измененных пород зеленокаменных или даже осадочных (кремнистого сланца и т.п.), превращенные в роговообманковые метаморфические породы. Куски таких пород особенно часто попадают на вершине соммы Авачи, на перешейке между возвышенностью Монастырь и конусом, отчасти также на северном склоне соммы.

ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ

Что касается лавовых потоков современного конуса, то прежде всего надо отметить неравномерное распределение потоков последних излияний. Они располагаются на южном и юго-восточном склонах, тогда как северная половина конуса покрыта исключительно пирокластическим материалом — лапиллями и шлаками.

Более древние потоки опускаются в юго-западном направлении, к верховьям Боганической сухой реки, более новые — в южном направлении, к верховьям Халактырской сухой реки. Я не буду здесь подробно останавливаться на характеристике каждого порока, что сделаю дальше, а только отмечу некоторые их черты. Все лавы современного конуса относятся к авгитово-гиперстеновым андезитам. В некоторых из древних потоков можно в конце их видеть необычное внутреннее строение. Центральная часть представлена плотным серым андезитом с крупной плоскораковистой отдельностью. Книзу иверху этот андезит становится пористым, принимает красно-бурю и даже красную окраску и иногда более или менее постепенно переходит вниз потока в аггломератовую лаву с грубоморщинистой поверхностью. В верхней части потока зона пористого и красноватого андезита больше, и порода переходит здесь с поверхности в глыбовую лаву. Подобное строение в особенности хорошо можно видеть в потоке, непосредственно подстилающем лаву 1827 г. в вершинах Халактырской сухой реки.

Поток 1827 г. можно узнать по рисункам Постельса, наблюдавшего его вскоре после извержения. Этот поток отличается от всех остальных шлаковыми выпячиваниями и конусами, придающими его поверхности, образованной глыбовой лавой, своеобразный вид. На рисунке Постельса под каждым из таких конусов (по-видимому, значительно идеализированным на изображении) показаны струйки дымящихся фумарол.

В большинстве потоков сверху обнаруживается типичная глыбовая лава. Она представлена отдельными глыбами разнообразной величины, нагроможденными одна на другую; в глыбах с поверхности встречаем образования двоякого рода. В одном случае это более или менее округлые буро-красные куски спекшегося аггломерата

(агглютината) размером в сантиметры или немногие дециметры. В других случаях наблюдаем образования второго типа — шероховатые, как бы отслаивающиеся по трещинам “корочки хлеба”, слегка загигающиеся и направленные обычно в одну сторону (“завершенная” или “щербатая” поверхность); покраснение лавы в них очень слабое или отсутствует. Этот тип более распространен. Иногда оба типа присутствуют совместно не только в одном потоке, но даже на одной глыбе.

Кроме потоков, демонстрирующих типичную глыбовую лаву (более или менее засыпанную позднейшими рыхлыми продуктами), имеются два своеобразных потока, заслуживающих особого упоминания. Они образованы позднее 1827 г. Характерна желобообразная форма этих потоков. Боковые валы, достигающие высоты 10–15 м, с наружной стороны сложены глыбовой лавой обычного вида, с внутренней стороны под ней видна масса лавы со своеобразной текстурой. Это очень пористая, легко разрушающаяся лава, она как бы состоит из спекшихся маленьких округлых агрегатов андезита, напоминая по виду пизолитовый или мелко-лапиллевыи туф. Местами имеются фенокристаллы плагиоклаза, в других магмах они отсутствуют. Иногда попадаются угловатые включения более плотного андезита. Такая лава с “мелкоагломератовой” текстурой на отдельных участках, при более плотном слиянии образующих ее элементов, переходит в обычную вышеописанную лаву глыбовых потоков. С внутренней стороны соммы в желобообразных потоках указанная своеобразная “мелкоагломератовая” лава образует вертикальные обрывы и разбита вертикальными трещинами отдельности; на стенках обрывов кое-где замечены горизонтальные борозды скольжения в направлении движения потока.

Один из желобообразных потоков в своей нижней фронтальной части заканчивается языком, сложенным из обычной глыбовой лавы и спускающимся несколькими террасообразными уступами. В 1931 г. на конце этого языка наблюдалось своеобразное лавовое выпячивание (скала Будда). Второй желобообразный поток, менее крупный и расположенный восточнее (может быть, поток 1909 г.), не только заканчивается языком глыбовой лавы, но и перекрывается подобной же лавой, как бы представляя несколько налегающих один на другой потоков.

Как уже упоминалось, поверхность потоков в значительной степени засыпана рыхлыми продуктами позднейших извержений. В более древних потоках, кроме того, отдельные глыбы лавы подверглись некоторому разрушению. В этом отношении показательными являются древние потоки современного конуса, спускающиеся к Ботанической сухой реке. Мало защищенные от действия северного ветра глыбы лавы с наветренной стороны сильно обточены, сглажены и потеряли характерный вид поверхности. Вулканический песок и лапилли заполняют промежутки между глыбами, изолированно торчатими среди ровной поверхности рыхлого материала; в нижней части потоков на рыхлом материале уже развиваются лужайки альпийской растительности.

ОСНОВАНИЕ ВУЛКАНА. ПУТЬ К ВУЛКАНУ. ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ

ОСНОВАНИЕ ВУЛКАНА

Основание, над которым возвышается вулканическая постройка Авачи, в ближайших окрестностях вулкана скрыто от наблюдения под массами выброшенных из него пирокластических продуктов. О составе пород, слагающих это основание, можно судить по выброшенным из вулкана метаморфизованным обломкам, в которых можно узнать породы древней вулканической толщи, относимой в последнее время большинством исследователей Камчатки к мезозойским образованиям. Именно эти породы обнаружены около города Петропавловска, где они отмечались многими исследователями.

Поэтому представим здесь несколько кратких замечаний об обнажениях, описанных в городе Петропавловске.

Никольская гора, вытянутая в меридиональном направлении и отделяющая долинку, где расположен г. Петропавловск, от Авачинской бухты, сложена из глинистых и кремнистых сланцев, обычно полосчатых. Эта полосчатость зависит от разницы в окраске слоев и от степени силицификации. Преобладают серовато-зеленые цвета, на фоне которых выделяются более светлые полосы. Среди этой пестрой, но в сущности однообразной толщи выделяются прослой гнейсовидных пород: 1) резко очерченные небольшие пласты мощностью около 1 м, зеленовато-желтовато-белого цвета; характерно проявление в них белого кварца, большей частью в виде линзочек, поперечных жил и неправильных выделений; 2) глинистые сланцы темные, с фиолетовым оттенком, с шелковистым филитовым блеском; 3) массивная зеленокаменная порода, явно кластической структуры, по виду гупф.

В этом обнажении мы, по всей вероятности, имеем дело как с проявлениями вторичного окремнения, так и с первичными кремнистыми отложениями вроде радиоляритов.

Толща сильно дислоцирована, смята в складки, перебита сбросами, по-видимому, с небольшим перемещением.

Идя по берегу Авачинской бухты, с западной стороны Никольской горы, можно хорошо проследить несколько складок с амплитудой порядка десятка метров, опрокинутых в северо-восточную сторону. По отдельным измерениям пластов трудно здесь составить представление об общем простирании этой складчатости. Оно кажется северо-западным. Наклон оси наиболее ясной складки на юго-юго-вос-

ток. В одной из этих складок замечена пережатость среднего крыла. Следует еще отметить, что некоторые слои, сильно окремненные, почти превращены в мелкозернистую кварцевую массу, что в одном месте среди красно-бурых сланцев на плоскостях сланцеватости и прожилками выделяются небольшие скопления марганцовистых минералов.

Ту же зеленокаменную вулканическую толщу можно видеть к северу от Мишенной горы, где она выступает на холме в урочище под названием "Зеркальце".

На этих же зеленокаменных породах и частью сланцах расположена экструзивная масса роговообманкового андезита горы Мишенной.

МИШЕННАЯ ГОРА

В обнажениях Мишенной горы по берегу Авачинской бухты выступает толща глинистых, частью кремнистых, сланцев и зеленокаменных туфогенных пород. Той свиты полосатых зеленых сланцев, которые мы видели на Никольской горе, здесь мы не встречаем. Наиболее к ним близки литологически кремнистые сланцы, встреченные в юго-западной части Мишенной горы и выступающие здесь неширокой полосой. Преобладают зеленокаменные породы, а глинистые сланцы залегают среди них мощными прослоями. Наиболее интересно обнажение, где наблюдается налегание андезита на глинистые сланцы. Сплошной андезит подстилается вулканическим аггломератом, с большим количеством гонко измельченного цемента и с выделяющимися в этой массе крупными угловатыми обломками роговообманкового андезита. Андезит, налегающий на такую обломочную массу, не вызывает в ней никаких изменений; нижняя поверхность андезита слегка бугриста. Дальше на северо-запад преобладают зеленокаменные туфогенные сланцы, характер залегания которых остается невыясненным. Среди них встречаются прослои кремнистых сланцев с падением на запад, но далее, не доходя до селения Сероглазки, зеленокаменные породы опять сменяются роговообманковыми (и, может быть, гиперстеновыми) андезитами, отношение которых к остальным выходам андезитов неясно, так как они выступают в виде отдельных глыб. Обращает на себя внимание развитие в отдельных глыбах плитняковой отдельности. Так же, как и в первом обнажении, распространены включения.

При подъеме на Мишенную гору с южной стороны в нескольких местах встречаются обильные высыпки угловатого щебня зеленокаменных пород. Здесь можно обнаружить несколько петрографических разновидностей. Кроме совершенно афанитовых типов встречаются и такие, в которых можно заметить реликты диабазовой или порфировой структуры. На перегибе склона зеленокаменные породы исчезают, сменяясь роговообманковыми андезитами, образующими вершину горы. Лучшее обнажение этих пород находится в северо-восточной части вершины, где угловатые и плитообразные глыбы образуют каменную россыпь. Выветрелые поверхности андезита очень

светлые, беловатые, с резко выделяющимися фенокристаллами черной роговой обманки. Нередко попадаются небольшие угловато-округлые включения более темной разновидности андезита, отличающегося большим количеством роговой обманки в более мелких кристаллах и, по-видимому, большей кристалличностью. Стоя на вершине горы, можно видеть отдельные глыбы андезита, разбросанные в долине у северного ее подножия.

В верхней части склона Мишенной горы на тропинке обращает на себя внимание вулканический песок, который, как полагают, представляет собой пепел извержения 1907 г.

ПУТЬ К АВАЧЕ

Путь к вулкану Авача от Петропавловска первые 6 километров идет по дороге на с. Елизово. На холмах у самого города (например, на холме Петровском, расположенном в нижней части гор Никольской и Мишенной) обнажаются, как мы видели, зеленокаменные породы. При подъеме по западному склону Мишенной горы, до высоты 200 м, кое-где на дороге попадаются плиточки сланца. Выше, на почве встречаются только куски роговообманкового андезита и, перевалив за Мишенную гору, мы уже нигде не встречали осадочных пород.

За Мишенной горой сначала дорога идет по ровному месту с характерными маленькими впадинами и бугорками, на которых видны глыбы роговообманкового андезита, а из-под дерна выступает вулканический песок. Затем мелкобугристая поверхность переходит в более ясно выраженные продольные увалы высотой до 400 м. Здесь среди березового леса отдельными пятнами попадаются сухие тундры, затем ягодная тундра и участки, заросшие кедровником.

Обнажений здесь нигде нет, а вместо глыб роговообманкового андезита, встречающихся у города, появляются более темные андезиты или базальты. Огромная глыба такой породы, объемом около 10 м^3 , встречена километрах в 15-ти от города. В седловине между последним увалом и подъемом к вулкану, в сухой тундре и особенно на обнаженных участках так называемого "лабиринта", можно видеть, что почва сложена рыхлым вулканическим материалом. "Лабиринт" представляет неглубокое плоское ложе шириной около 40 м, промытое временными потоками в рыхлом вулканическом материале. Здесь обнажается вулканический песок, обломки размера лапиллей и иногда более крупные обломки размером до человеческой головы.

Глыбы лавы (базальта), встречающиеся по дороге на Авачу, интересны тем, что в них цветной минерал, как это видно под микроскопом, представлен оливином. Мелкие (0,5 мм, изредка до 1 мм) фенокристаллы плаггиоклаза составляют около 25% состава. Оливин, как правило, еще мельче и представлен характерными формами. Любопытны плаггиоклазовые выделения с сильно оплавленными ядрами. Основная масса гиалопилитовая с короткими микролитами (почти интерсертальная).

Подъем к вулкану идет вверх по "лабиринту", русло которого все суживается и переходит затем в узкую промоину глубиной метров до 3-4. Всюду здесь видны куски андезита. Затем тропка переваливает еще через ряд промоин, далее начинается подъем на нагромождения вулканических обломков разнообразной величины, беспорядочно перемешанных с песком; нагромождения представляют собой вал, окаймляющий с правой стороны Халактырскую сухую реку.

ХАЛАКТЫРСКАЯ СУХАЯ РЕКА

Сухая река имеет ширину до 300-500 м около нашего лагеря, ниже расширяется и у того места, где мы на нее выходим из "лабиринта", достигает ширины 600-700 м.

Вся она покрыта вулканическим материалом разнообразной величины, но по мере продвижения вниз по руслу количество крупных глыб уменьшается. В русле материал более отсортирован текущими потоками и ими переотложен (местами выступают слои с преобладанием глыб и тонкого вулканического песка), а в указанном выше нагромождении (которое поднимается на 25 м над руслом и на 10-15 м над противоположным берегом) материал неотсортированный.

В составе обломочного вулканического материала Халактырской сухой реки преобладают: глыбы и куски темно-серого плотного андезита с ровной поверхностью; глыбы и куски зеленоватого андезита с трещиноватой поверхностью в виде "хлебной корки", в этих зеленоватых андезитах нередки включения белых обломков. Кроме того, распространены красные куски, нередко шлаковатого сложения и лапилли. Менее распространены белые куски двух видов: 1) пемзовидные и 2) плотные с эвпорфировыми выделениями авгита и плагиоклазов. Еще реже встречаются обломки плотных зеленоватых андезитов. Единично встречаются обломки, разложенные, каолинизированные и, может быть, алунитизированные, пропитанные серой, наконец, куски с желтыми и белыми налетами вроде инкрустаций. Сухой вулканический песок, залегающий в русле реки, обычно светло-серый, а во влажном виде черный (например, песок, лежащий на снежных пирамидках).

В берегах сухой реки против лагеря и частью выше его выступают слоистые пепловые образования, похожие на суглинки, они, по-видимому, залегают вплотную к вулканическому материалу ложа сухой реки.

Ниже приводится описание обнажения рыхлого вулканического материала на правом берегу сухой реки несколько выше лагеря, где сверху вниз выходят:

Мощность, см

- | | |
|---|-------|
| 1. Растительный слой на рыхлом вулканическом материале | |
| 2. Рыхлый вулканический материал | 20-30 |
| 3. Погребенный растительный слой из остатков древесины, листья и стеблей травянистых растений | до 10 |

4. Рыхлый вулканический материал из песка и мелких лапиллей	
5. Растительный слой.	< 10
6. Вулканический материал того же характера, иногда с более крупными лапиллями	15
7. Глинистый слой с растительными остатками.	25
8. Слои из мелких лапиллей	
9. Глинистый слой с небольшим количеством растительных остатков	
10. Лапиллевый слой (размер лапиллей меньше 1 см)	3
11. Грубый песок.	≈ 10
12. Глинистый слой.	10
13. Крупный песок и лапилли.	40
14. Глинистый слой.	20-30

Ниже под осыпью залегают накопления неотсортированного вулканического материала, по-видимому, одинакового с тем, что составляет русло сухой реки.

Ниже лагеря на правой стороне реки идет плоская терраса, слабо заросшая по поверхности. В обрыве ее хорошо прослеживается строение тех пирокластических отложений, которые образуют собственно сухую реку. Это — несортированная смесь обломочного материала самой разнообразной величины: от тонкого песка до глыб размером в метр и даже больше. Такой же пестрый по размерам материал находим и в русле сухой реки.

В обнажении № 1 рыхлого вулканического материала в левом борту сухой реки, против лагеря, сверху вниз, выходят:

	Мощность, см
1. Дерн с примесью пепла	3
2. Погребенный тонкий растительный слой	3-9
3. Прослой грубообломочного вулканического материала	< 10
4. Пепел "суглинистого" вида с растительными остатками	≈ 10
5. Красно-бурый слой, богатый полуразложившимся растительным веществом	35
6. Слои грубого песка и лапиллей	
7. Красно-бурый слой.	≈ 10
8. Слои мелких лапиллей	≈ 7
9. Грубый песок.	6
10. Отделен от предыдущего тонким буроватым слоем.	
11. Желтый пепел "суглинистого" вида, сверху бурокрасный.	25-30
12. Слои грубого песка и лапиллей	25
13. Бурый прослой в пепле "суглинистого" вида	
14. Пепел "суглинистого" вида	
15. Грубый песок	

16. Лапиллевый слой. Лапилли до 1 см и более в по- перечнике.	5-6
17. Пепел "суглинистого" вида.	15
18. Лапиллевый слой.	до 10
19. Тонкий пепел "суглинистого" вида.	30
20. Грубый вулканический песок.	до 10
21. Пепел "суглинистого" вида.	25
22. Лапилли	
23. Тонкий пепел "суглинистого" вида с прослоем ввер- ху тонкого песка	
24. Тонкий пепел.	40

Ниже залегает грубый лапиллевый материал, частично скрытый под осыпью.

На глубине 5 м от поверхности, в осыпи под тонким песком слоя 23, встречены обломки известкового туфа с отпечатками листьев, принадлежащих современным видам ольхи и березы.

Склон откоса усеян перемьтыми лапиллями и глыбами объемом до 1 м³. Этот берег выше противоположного на 30 м.

В 200 м выше лагеря в правом берегу сухой реки видно флексуобразное изгибание слоев пепла, образующих здесь террасу.

На ровных местах вне сухой реки можно видеть пологовыпуклые кучки лапиллей, вероятно, отложенные ледничком; более крупные лапилли расположены по краям кучек, более мелкие — посредине. Кучки несколько вытянуты в направлении ската.

В русле сухой реки на участках, изобилующих лапиллями, наблюдаются псевдокарстовые явления: воронки и бессточные впадины, вытянутые по течению, — в них отлагается тонкий ил.

Прочие обнажения сухой реки расположены на левом ее берегу.

Обнажение № 2 находится ниже лагеря вблизи поворота сухой реки к востоку. Это осыпи, состоящие из желтого и серого вулканического песка с большим количеством обломков различных размеров. Породы — андезит разного вида, а также брекчии. Выходов слоистых пород не обнаружено.

Обнажение № 3 находится напротив вершины возвышенности Сарай. Состоит из осыпей песка желтого и серого — наверху довольно плотного, в виде небольших слоев. В песке находятся довольно тонкие прослой железистого конгломератовидного рыхлого материала, которые в некоторых местах выступают в виде корок. Общая мощность этих прослоев около 1 м. Внизу обнажения, с правой стороны, кроме песка имеется конгломератовидный плотный материал.

ХОЛМ БУЛКА

"Булка" представляет хорошо оформленный холм, достигающий 950 м абс. высоты. Верхняя часть его склонов (от вершины и вниз на 150-200 м) сложена из андезитов, сверху — образующих ряд

скалистых выходов, а внизу — дающих россыпи неправильно-полиэдрических угловатых глыб. Уступы на склонах и площадка на вершине усыпаны лапиллями. Верхняя часть крутая, почти со всех сторон обрывистая (кроме юго-восточной стороны).

Лава холма Булка своеобразна: у поверхности бурая с красноватым оттенком и шероховатой на ощупь основной массой, сравнительно небогатая фенокристаллами плагиоклаза. Под микроскопом видно, что основная масса породы состоит из буроватого прозрачного стекла и длинных крупных микролитов плагиоклаза призматической формы. По-видимому, плагиоклаз этот кислее, чем обычно в лавах Авачи. Фенокристаллы мелкие; иногда структура породы почти сериально-порфирировая. Выделения представлены лабрадором, но есть более основные (угол погасания до 45° в сечении $[100]$). Цветного минерала в выделениях нет; в основной массе имеются только редкие и мелкие призмочки авгита буроватой окраски. Поверхность глыб отдельности бывает 2 типов: или ровная поверхность полиэдрических глыб или "корявая" форма отдельности, неправильно выгнутая, пластовидная, отчасти соответствующая форме отдельности поверхностных слоев лавовых масс. В последнем случае порода в изломе несколько пориста и пористость обнаруживает флюидальное сложение с крутым падением большей частью на юг.

По некоторым обнажениям на вершине создается впечатление, что плотный сорт лавы переходит наружу в корявый и слегка пористый: вероятно, тут мы имеем дело с конусом выпячивания, ибо нет никаких следов соединения лавы с вулканом.

Небольшой холмик слева от сухой реки и к запад-северо-западу от холма Булка на вершине обильно покрыт лапиллями и кусочками шлака, а в северной его части, обращенной к сухой реке, фиксируется скалистый выступ того же андезита, что и на холме Булка, с неправильно-полиэдрической отдельностью. Скалы эти выступают среди зарослей ольховника.

На юго-запад от холма Булка, у его подножия, поднимается невысокий (метров 30) конический холмик с эллиптическим основанием, вытянутым в широтном направлении. Холм этот тоже сложен из андезитов гша тех, что выходят на холме Булка (разности с "корявой" поверхностью). Он окружен кольцевым валом высотой 15 м и диаметром до 250 м. По этому валу видны такие же шлаки и лапилли, как и всюду по окружности. В восточной и южной частях холмика попадают глыбы тоже андезита, как на холме Булка

КОЛЬЦЕВОЙ ХОЛМ ВАННА

В 1 км к юго-юго-западу от холма Булка находится холм Ванна. Основу его составляет кольцеобразный вал асимметричного поперечного профиля (внутренние стенки круче наружных). Высота вала на большей его части 70 м, на западном отрезке почти в 2 раза больше. Диаметр вала поверху до 500 м, диаметр внутренней впадины около 200 м. В северной своей части вал в двух местах не-

сколько размыт, отчего очертания его приняли подковообразную форму. Ровное дно впадины засыпано лапиллями и кусками серого андезита. Они также выступают из-под дерна в нижней части склона вала.

Андезиты холма Ванна содержат выделения плагиоклаза и пироксена в бедной стеклом основной массе, структуру последней можно лишь с трудом назвать гиалопилитовой, так как микролиты, очень мелкие, короткие и не создают картины войлока. Плагиоклаз фенокристаллов содержит резко выраженные узкие зоны и ядро, продырявленное стеклом. Пироксен в фенокристаллах представлен гиперстеном и авгитом. Отмечены обрастания первого вторым. Любопытно, что авгит плеохроирует так же, как и гиперстен. В одном из образцов в основной массе, более типичной гиалопилитовой, встречаются сростки магнетита, пироксена и плагиоклаза, которые могут быть псевдоморфозами по роговой обманке.

Ясно, что андезиты холмов Ванна и Булка различаются между собой.

В русле глубокого ручья, расположенного между холмами Булка и Ванна — с одной стороны, и сухой рекой — с другой, параллельно последней, много кусков беловатой и желтоватой пемзы. Накопления их видны также и в промоинах в склонах барранкоса, по которому течет ручей. Эта пемза несомненно андезитовая. Под микроскопом в прозрачном, слегка желтоватом, сильно пористом стекле видны четкие, но мелкие выделения плагиоклаза и плеохроирующего в зеленых тонах пироксена. Стекло замечательно своей микроперлитовой структурой. Интересно расположение трещин в виде как бы капелек, радиально располагающихся около выделений.

ПОДЪЕМ НА ЮЖНУЮ ЧАСТЬ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ

Для изучения строения соммы Авачи наиболее доступна та часть ее, которую мы рассматриваем как часть, опущенную вдоль радиальных сбросов. Замечательно, что в этой части падение слоев лавы и пирокластического материала обратно нормальному, т.е. направлено к центру вулкана. Эта часть вулкана образует своеобразный отрог соммы, известный под названием возвышенностей Сарай и Монастырь. Один из путей к подножию этого отрога от места нашего лагеря представляет долина Сарайного ручья (наш лагерь располагался в месте впадения этого ручья в ложе сухой реки). Около 3,5 км вверх по долине ручья путь идет по заросшим растительностью пирокластическим отложениям, образующим наружную "мантию" соммы. Выше, на южном и юго-восточном отроге возвышенности Монастырь, у верхней границы зоны кустарниковой растительности, начинают появляться скалистые выходы лав.

Скалы на юго-восточном отроге возвышенности Монастырь сложены из зеленовато-серых лав с неправильно полиэдрической огдельностью.

На склоне возвышенности Сарай из-под осыпей кое-где выступают грубообломочные туфы с простиранием СЗ 295° и падением к СВ под углом 25-30°.

Порода лавового потока, взятая на восточном берегу Сарайного ручья (близ гребня западного отрога возвышенности Монастырь), представляет собой под микроскопом авгитово-гиперстеновый андезит с крупными, но немногочисленными кристаллами авгита, более мелкими выделениями гиперстена и многочисленными, но мелкими, выделениями плагиоклаза. Основная масса неясно гиалопилитовая (того типа, как в упомянутых андезитах из холма Ванна). Цветные минералы образуют сростки.

На рассматриваемом склоне возвышенности Сарай коренные породы выступают лишь в виде отдельных скал и выходов среди оспей, и в их взаимоотношениях разобраться невозможно. Можно лишь заметить, что некоторые выступы андезитов представляются выходами каких-то интрузивных масс или жил.

В шлифе из бомбы, заключенной в туфах на склоне возвышенности Монастырь (где расположены "лакколиты", см. ниже), мы обнаружили гиперстеновый андезит с диссоциированной опациitizedированной роговой обманкой. Фенокристаллы плагиоклаза разнообразной величины - до совсем мелких (серийно-порфировой структуры); стекла много, оно буроватое, мелкие и немногочисленные микрослиты.

Для этих андезитовых жил (?) на северо-восточном отроге возвышенности Сарай характерна специфическая микроструктура основной массы. В ней относительно много стекла и очень мелкие и вытянутые микролиты полевого шпата. Цветные минералы - гиперстен и авгит.

Андезит в краевой части интрузии (жилы) более темный и плотный, отличается другой микроструктурой. Стекла в нем больше, стекло сильно окрашенное, и в нем мелкие и удлиненные микролиты полевого шпата, располагающиеся потоками.

Картина взаимоотношений пород на восточном берегу Сарайного ручья, как уже говорилось, недостаточно ясная. Она значительно прояснилась, когда мы перешли на противоположный берег ручья. Осмотренные на этом берегу выходы андезитов представляются вздутым лакколитоподобным телом среди пирокластического материала. Другое подобное же тело меньших размеров расположено ниже метров на 30-40 по склону, оно едва выглядывает из-под осыпи; у него, однако, удалось обнаружить лежащий бок, сложенный туфами с кусочками лапиллей. Поверхность контакта несколько неровная, бугристая, и в андезите заметна флюидальность, параллельная контакту. Возможно, что с этими лакколитоподобными телами связаны небольшие жилы, присутствием которых объясняются некоторые выходы глыб андезита, но из-за осыпи установить такие жилы не удалось.

В развилке ручья, разделяющего возвышенности Сарай и Монастырь, в виде скалистого выхода выступают своеобразные зеленоватые вулканические брекчии. Другой еще более значительный выход

находится внизу склона возвышенности Сарай, в развилке напротив этого обнажения.

В кусках брекчий, обнажающихся в развилке ущелья между возвышенностями Сарай и Монастырь, мы наблюдали оливковые базальты или андезито-базальты. Это порфиновые породы с многочисленными фенокристаллами основного плагиоклаза, с выделениями авгита и гиперстена и более или менее многочисленными (в разных шлифах неодинаково) выделениями оливина, превращающегося в волокнистое грязно-зеленое вещество. Стекло темное, просвечивающее бурьм или совсем непрозрачное.

В другом выходе брекчии в зеленовато-желтом цементе ее, заключены куски угловатых обломков андезитов, темных андезито-базальтов и красноватых андезитовых шлаков. По структуре брекчия напоминает отложения осейпей. Подобные брекчии наблюдаются и в развилке между отрожками, но там они имеют несколько иной вид, более разрушены, и здесь в нескольких местах среди них встречены продукты действия фумарол или термальных растворов — алунит (?), опал и др. Среди таких брекчий выступают обнажения, вероятно, интрузивного андезита, обнаруживающего следы подобных же изменений. Некоторое представление о залегании брекчий дает выход по западному берегу ручья (обращенному к возвышенности Сарай), где видно налегание мелкой вулканической брекчии.

Некоторые шлифы из цемента брекчии на первый взгляд под микроскопом можно принять за шлифы андезита с порфировой структурой. Выделения плагиоклаза, пироксена (авгита и гиперстена) как в обычных андезитах, но попадают угловатые обломочки андезита. Внимательное рассмотрение основной массы обнаруживает своеобразное комковатое (конкреционное) строение, облекание отдельных зерен корочками. Эти корочки обнаруживают двупреломление — поперечную волокнистость с отрицательным удлинением.

Несколько ниже развилки, на склоне возвышенности Сарай, изпод осейпей выступают части лавовых потоков, представленные породами типа среднего между глыбовой и волнистой лавой и находящиеся в странном нарушенном положении, почти поставленные на голову. В шлифах эта лава представляет собой типичный авгитово-гиперстеновый андезит. Гиперстен преобладает над авгитом, и он виден в сравнительно крупных призмах с отчетливым плеохроизмом. Основная масса — типичная тонкая гиалофилитовая с очень тонкими вытянутыми микролитами и с очень небольшим количеством стекла.

Указанное нарушение, вероятно, надо объяснить сбросом, заметным на противоположной стороне — на отроге возвышенности Монастырь.

Сброс этот проходит метрах в 500 ниже вулканических брекчий, упомянутых выше. Если смотреть с противоположного берега ручья, то с левой стороны сброса видно почти горизонтальное расположение лав на красной пирокластической гонше. Выше по всей верхней части склона видны выходы массивных серых андезитовых лав, полуприкрытых осеями. Образцы этих пород были взяты по гребню

склона. Правее видна гораздо более наклонная перемежаемость лав и пирокластических пород, а далее, по-видимому, за линией сброса, наблюдается опять слабо наклонная толща, в которой также можно заметить следы небольших сбросов.

РАЗРЕЗ ПО ЮЖНОМУ ОТРОГУ ВОЗВЫШЕННОСТИ САРАЙ И ПО САРАЙНОМУ РУЧЬЮ

Образцы лав из потоков, последовательно налегающих один на другой в обнажении по гребню отрога возвышенности Сарай, в восходящем порядке, под микроскопом обнаруживают между собой некоторые различия, хотя в структурном отношении обладают большим сходством. Все эти лавы богаты (до 50% состава) некрупными (обычно 1–2 мм) фенокристаллами плагиоклаза, несколько варьирующими по величине, и более крупными кристаллами авгита. К авгиту присоединяются гиперстен и оливин. По-видимому, в первых образцах имеется повышенное содержание оливина. В этих образцах оливин попадает окруженным кристаллами гиперстена, которые образуют в свою очередь венчиком более мелких зернышек авгита или непосредственно авгит окружает пироксен. В этих образцах микролитов в основной массе очень мало; стекло темное, непрозрачное. В образцах более высоких потоков оливина в выделениях нет, гиперстен в более крупных зернах, основной массы несколько больше, и она состоит главным образом из микролитов плагиоклаза, сравнительно крупных и коротких, и из бурого стекла. По общему габитусу порода кажется заметно кислее.

Спускаясь ниже по долине ручья, мы наблюдаем все более и более глубокие толщи вулканического материала возвышенности Сарай, падающие здесь к северу.

В обнажении около предполагаемого сброса можно хорошо видеть, что перемежаемость красных и серых масс представляет из себя чередование массивных слабо пористых светло-серых лав с кирпично-красными аггломератовыми тонкопористыми лавами, состоящими из угловато-округлых кусков размером до дециметра, редко больше, то довольно слабо сцементированных, то крепко связанных между собой. На контактах между серыми и красными лавами наблюдаются постепенные переходы как вверх, так и вниз; переходы выражаются в появлении у серых лав пористых буроватых огорочек, которые постепенно трансформируются в красные аггломератовые лавы.

В отдельных глыбах андезита можно видеть чередование тонких серых и красных слоев, мощностью всего до дециметра и даже меньше. Слои неправильные, с неровными краями, выклинивающиеся, в красных слоях заметно аггломератовое сложение.

Метрах в 150 ниже указанного сброса, у поворота ручья, выходы видны по обеим сторонам долины. В обнажении по левому борту долины видно переслаивание серых лав с красными аггломератами. В обнажении по правому борту аггломератовых слоев незамет-

но, отчасти потому, что этот борт направлен по падению и выходы таких слоев задернованы; поверхность потоков имеет здесь волнистый вид. Залегание лав определено в нескольких местах. В правом борту простирание северо-северо-восточное до меридионального, падение восточное под $\angle 30-20^{\circ}$.

Означенные лавы под микроскопом оказываются авгитово-гиперстеновым андезитом или андезитом-базальтом с небольшим количеством основной массы. Основная масса с незначительным количеством стекла, из довольно крупных и коротких микролитов полевого шпата с примесью пироксена, магнетита. В выделениях преобладает плагиоклаз; подчиненное количество гиперстена и еще меньше авгита, но некоторые его кристаллы очень крупные (больше 0,5 см). Внутри одного такого кристалла замечены вроски оливина, редкого в породе. Фенокристаллы плагиоклаза составляют более 50% всей массы породы.

Мощность потоков меняется от 1-2 м (по левому берегу ручья до 10 м).

За поворотом Сарайного ручья обнажения хуже, чем на правом склоне, где видно налегание лавовых потоков одного над другим, иногда переслаивание с аггломератами. Простирание северо-северо-восточное (почти меридиональное), падение на восток под углом $30-35^{\circ}$. В большинстве потоков порода представлена темно-серым пористым андезитом; встречен также поток желтовато-серого плотного андезита, он подстилается тонким слоем аггломерата, а покрывается брекчией из угловатых кусков, иногда очень крупных. Под тонким слоем аггломерата, подстилающего этот андезит, — поток темной пористой лавы (андезита) мощностью от 2 до 3 м. Склон горы косо срезает всю эту толщу в сторону падения, и более рыхлые вулканические аггломераты задернованы, тогда как лавы с их угловато-полиэдрической отдельностью, часто поперечной, выступают в виде скалистых выступов.

Эти лавы под микроскопом все представляются андезитами или андезитом-базальтами с гиперстеном, авгитом и оливином. Оливин кажется иногда буроватым. Во вкраплениях значительно преобладает плагиоклаз. Цветные минералы нередко образуют зональные обрастания. Оливин обрастает гиперстеном и авгитом; гиперстен-авгитом, иногда в параллельном обрастании. В образцах из шлаковых лав аггломератов основная масса — почти непрозрачное стекло; в массивных лавах — основная масса раскристаллизована и переполнена мелкими и короткими микролитами плагиоклаза, зернышками пироксена и магнетита. В числе обломков в аггломератах, переслаивающихся с лавами, встречена порода с почти совершенно опацигизированным цветным минералом и с основной массой, сильно промьеленной магнетитом.

Дальше, вниз по Сарайскому ручью обнажения исчезают, склоны задернованы и ниже начинается зона растительности, где уже ничего не видно.

Таким образом, вдоль Сарайного ручья до зоны растительности обнажена одна довольно однородная толща лав и менее мощные слои

агломератов. Лавы более светлые и плотные в верхней части и более пористые и темные в нижней, иногда среди них встречаются более темные плотные, на вид более основные разновидности. Толща эта наклонена к востоку и, по-видимому, разбита упомянутыми выше сбросами.

ВЕРХОВЬЯ САРАЙНОГО РУЧЬЯ И ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ ВОЗВЫШЕННОСТИ САРАЙ

В верховьях Сарайного ручья на левом берегу, немного выше сужения лога или так называемых "ворот", на высоте 1075 м выступает гиперстеново-авгитовый андезит с мелкими вкраплениями плагиоклаза, авгита и реже гиперстена и магнетита в обильной стекловатой, но помутневшей основной массе; помутнение это очень типично.

На подъеме вверх по гребню, идущему от Сарайного лога к вершине возвышенности Сарай, примерно до высоты 1350 м, обнажена толща темных андезитовых лав, иногда чередующихся с тонкими прослоями красных аггломератов и более мощными брекчиевидными прослоями темных пористых андезитов. До высоты 1350 м можно насчитать около 18 потоков. Среди всей этой толщи выделяются два мощных потока серых андезитов.

С высоты 1350 м начинаются более плотные серые андезиты (или андезито-базальты), относительно богатые оливином; они обнажаются в виде высоких скал, в которых видно, что аггломераты залегают мощными линзами в самом лавовом потоке. Здесь же заметно, что аггломератовые линзы переходят в андезиты. В поперечном разрезе потоков тут можно видеть, что они неправильно изгибаются по падению.

Немного выше этого обнажения можно замерить простирание потоков; оно примерно равно СВ $10-30^{\circ}$, и лавы падают к ВЮВ под углом в среднем около 30° . Общая мощность потоков метров 50.

Над этой толщей и вплоть до вершины залегают перемежающиеся потоки серых плотных андезитов и темных пористых с характерной округлой отдельностью, иногда развитой так, что вся масса лавы распадается на отдельные глыбы. Цементы между глыбами почти не видно. О продолжении сброса, заметного на прогивоположном берегу Сарайного ручья, здесь сказать что-либо определенное нельзя. Склон крутой, местами достигает 40° , в верхней части склона встречаются обрывы.

Микроскопический просмотр образцов лав, взятых последовательно при подъеме по указанному гребню, показывает, что в нижней части толщи (до высоты 1360 м) мы имеем гиперстеново-авгитовые андезиты, в которых количество гиперстена и авгита переменчиво. В нижней части только гиперстен, выше авгит. Стекла также неодинаковое количество. Полевой шпат в двух или трех генерациях, из которых последняя представлена очень мелкими микролитами, или последних нет.

Серые андезиты, встреченные среди этой голши, специфичны. В одном из образцов порода относительно кислая, кроме авгита и гиперстена (более крупных, образующих сростки) в нем встречаются остатки роговой обманки, более или менее опацигизированной. В другом образце несколько своеобразна основная масса с обильным развитием плагиоклаза второй генерации и малым количеством стекла.

ЮЖНЫЙ СКЛОН ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

По южному склону этой возвышенности можно наблюдать очень интересный разрез соммы, в котором хорошо видно участие в строении соммы небольших интрузивных тел: дайки лакколитоподобных интрузий, согласно инъектирующих в голшу соммы. Мы видим в обнажении такие инъекции главным образом слева (к западу) от мощной дайки прорезающей всю голшу по склону. Кроме этой мощной дайки, здесь имеются и более тонкие жилы, в числе которых надо упомянуть и апофизу от мощной дайки. В то же время некоторые из тонких даек резко отличаются от большой дайки более основным базальтовым составом.

Обнажение на южном склоне возвышенности Монастырь было осмотрено довольно подробно.

В пределах обнажения справа от наиболее значительной андезитовой дайки, на высоте 1180 м, выходит мощная масса серого андезита, похожая в разрезе на те "лакколитообразные" андезитовые тела, которые уже издали видны влево от жилы.

Осмотрен лежачий бок андезитовой массы. Она подстилается красными аггломератами пористой лавы, переходящими ниже в черные, состоящие из более крупных кусков и глыб угловато-округлой формы. Сам серый андезит на контакте с аггломератами становится бурым и пористым. Это гиперстеново-авгитовый андезит со сравнительно небольшим количеством основной массы. Порода в центральной части тела обладает гиалопилитовой микроструктурой основной массы с очень небольшим количеством стекла и очень мелкими микролитами.

В нижней части массы, представляющей собой аггломератовую подстилку, андезит обнаруживает следы окисления: выделение окислов железа в стекле (бедном микролитами), покраснение и опацигизацию микролитов и частью фенокристаллов пироксена. Почти так же андезит образца, отобранного из аггломератов, но там основная масса типично гиалопилитовая с довольно большим количеством бурого стекла.

Наличие аггломератовой подстилки и явлений окисления говорит за то, что мы имеем здесь дело с разрезом лавового потока, а не интрузивной массой.

Ниже сплошной массы серого андезита аггломераты пересекаются жилой темно-серого андезита мощностью около 60 см, круто падающей к западу.

Андезит жилы темно-серого цвета отличается от андезита потока тем, что в его основной массе стекла больше; стекло бурое, но прозрачное.

Восточная апофиза большой дайки загибается к северо-востоку, падает к северу и контактирует с агломератовым туфом из кусков разных пород в псаммитовом цементе. Порода из апофизы относительно бедна фенокристаллами (50%). Кроме авгита и гиперстена, в числе вкрапленников цветных минералов – более мелкие призматической зеленой роговой обманки с тонкими опалитовыми каемками; обращает на себя внимание окраска минерала. В образце из самого контакта существенных отличий не заметно. Как и в центральной части, присутствуют фенокристаллы гиперстена и авгита, роговая обманка – того же типа.

В обломках андезита, находящихся в агломеративно-туфовой голше, пересекаемой апофизами, мы имеем также авгитово-гиперстеновые андезиты. В красных шлаковых разновидностях – обычные явления окисления и обжига. В других образцах – типично виалопилитовая основная масса со стеклом; в таком образце попало крупное включение роговой обманки, в главной своей массе перерождающейся в агрегат плаггиоклаза, авгита и магнетита. В одном из образцов в основной массе – небольшое количество кварца в интерстициях.

В месте ответвления апофизы от главной жилы хорошо можно наблюдать самую поверхность контакта, около которой андезит, слагающий апофизу, темный, стекловатый; примерно в метре от контакта порода становится светло-серой и лучше раскристаллизованной.

Под микроскопом серая порода из средней части представляет собой авгитово-гиперстеновый андезит с гиалопилитовой бедной стеклом основной массой; в выделениях плаггиоклаза, авгит, гиперстен и магнетит; роговая обманка отсутствует. В темном андезите у зальбанда жилы основная масса имеет вид помутневшего стекла; она несколько беднее фенокристаллами, микролиты чрезвычайно тонки. Особенно интересно, что здесь среди фенокристаллов присутствует роговая обманка зеленая; крупные кристаллы обнаруживают разложение в пироксен, плаггиоклаз и магнетит по обычному типу, более мелкие иногда совсем не загрохнуты разложением.

ДАЙКИ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Главная жила. Мощности жилы 8–10 м. Отдельность в середине жилы грубо параллелепипедальная, с краев почти призматическая. На высоте 1150 м, пересекая жилу, можно было видеть, как, начиная со середины жилы, раскристаллизованный светло-серый андезит, в котором иногда встречаются включения, к краевой своей части переходит в слабопористый, слегка зеленоватый, далее в плотный, более темно-серый, наконец, в почти совершенно темный.

Андезит из средней части дайки светло-серый, плотный со светло-серыми же фенокристаллами полевого шпата и темными — пироксена; размеры вкрапленников того и другого одинаковы, примерно до 3 мм. Под микроскопом порода довольно любопытна строением основной массы с крупными (0,1–0,2 мм в длину) плагиоклазами второй генерации и с относительно большим количеством кристобалита и тридимита, вместе со стеклом заполняющего промежутки. Во вкрапленниках плагиоклаз зональный (с рекурренцией), гиперстен, немного авгита, магнетит и отдельные остатки роговой обманки, снаружи превращающейся в агрегат плагиоклаза, магнетита и пироксена. В другом образце та же картина; разница в большем количестве цветного минерала с преобладанием авгита. В образце из краевой части мы имеем авгитово-гиперстеновый андезит с такими же относительно крупными плагиоклазами второй генерации в непрозрачном или слабо просвечивающем стекле. Кристобалит попадает в виде остатков, выкристаллизовавшихся в пустотах и только кое-где уцелевших при изготовлении шлифа.

С левой стороны дайки на высоте 1200 м к ней подходит пластообразное тело (поток?) серого андезита, ясно обнаруживающего в лежащем боку красновато-пористые аггломератовые лавы, с которыми плотный андезит как будто связан переходом; андезит принимает здесь слабо-красноватую окраску, в нем появляются трещины и он получает как бы комковатое сложение; к низу пористость увеличивается и породы переходят в настоящий лавовый аггломерат. По соседству прекрасно обнажена краевая часть (стенка) секущей жилы, в которой ясно заметны отпечатки глыб и кое-где торчат впаянные темные обломки и куски аггломератов.

Порода, образующая это пластообразное тело, — серый андезит гиперстеново-авгитовый с очень тонкой гиалопилитовой, бедной стеклом основной массой и с обилием мелких (до 10 мм) фенокристаллов плагиоклаза; авгит преобладает над гиперстеном. В переходной к нижнему аггломерату части — обычные явления покраснения стекла и опацизации гиперстена, а также его покраснение; стекла несколько больше, характер микролитов такой же.

Красноватый лавовый аггломерат имеет мощность около 5 м с одинаковыми по составу обломками, ниже его залегает аггломератовый туф с различными по составу обломками. Некоторые различны плотные, зеленовато-серые, порфирировидные или базальтовидные с красноватой коркой выветривания. Под микроскопом это авгитово-гиперстеновый андезит с плотной, неясно гиалопилитовой, почти без стекла, основной массой; иногда между полевошпатовыми микролитами как будто проглядывает кварц или местами тридимит. Последний можно рассмотреть только в одном образце и то с трудом ($N < N$ бальзама, но на фенокристаллах полевого шпата олигоклазогая зона отличается таким же N). Другие обломки светло-серые, тонкопористые, под микроскопом фиксируется также гиперстеновый андезит, отличающийся большим количеством стекла в основной массе, фенокристаллы менее резко зональны. Наконец, красноватые пористые

андезиты уже приближаются к шлакам с бурым, окрашенным окисью железа стеклом и с опацизацией гиперстена.

Типичный образец туфа с этого склона возвышенности Монастырь представляет кристаллический туф с относительно редкими обломками гиалопилитовой основной массы; довольно много обломков стекла. По минералогическому составу туф отвечает гиперстеновому андезиту. В числе обломков в туфе кроме изверженных пород встречается метаморфизованная слоистая порода, похожая по внешнему виду на кремнистый сланец или алеврит. Под микроскопом она похожа на тонкозернистый ороговикованный песчаник.

Базальтовая жила. Метров 60 на запад от главной андезитовой дайки проходит базальтовая жила мощностью метра 1,5, с простиранием СВ 40° и почти вертикальным падением. Она идет по всему склону, прорезая как слоистую аггломератовую толщу, так и массы плотного андезита; взяты образцы из зоны контакта с аггломератовой толщей, а также из зоны контакта с плотным андезитом.

Базальт этой жилы серый, в центральной его части с крупными неправильными порами; ближе к краям поры мельче и у самого контакта — порода темная плотная. Невооруженным глазом различимы медкие кристаллы плагиоклаза и реже — цветного минерала. Под микроскопом серый базальт из середины дайки и из пункта, расположенного в 0,5 м от контакта, почти одинаков (хотя последний отличается пониженной пористостью). В первом образце видны фенокристаллы плагиоклаза, авгита и оливина, сильно замещающегося идингситом, а основная масса интерсертальная, переходящая в пилотакситовую. В втором плотном базальте из самого контакта основная масса — стекло, почти совершенно непрозрачное, с небольшим количеством мелких микролитов плагиоклаза и с выделениями плагиоклаза, авгита и оливина. Характерны сростки авгита, иногда в них есть и оливин. Порода в последнем образце вообще менее разложена, чем в образце из центральной части дайки.

РАЗРЕЗЫ ПОТОКОВ НА СКЛОНЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Наиболее характерную особенность описываемого склона возвышенности Монастырь являют собой выступающие здесь скалистые обнажения линзовидной формы, внешне соответствующие разрезам небольших лакколитов или поперечным разрезам лавовых потоков. Здесь наблюдается целый ряд тел, которым нами приданы буквенные обозначения. Ниже приводятся наблюдения над залеганием и составом этих андезитовых тел.

К западу от описанной выше базальтовой жилы, под телом А, видна мощная слоистая пирокластическая толща; из этой толщи взят образец зеленого андезита. Этот андезит под микроскопом имеет вид мелкопорфировой и притом сериально-порфировой породы с авгитом и с многочисленными выделениями диссоциированной роговой

обманки. Основная масса кажется несколько запыленной. Зеленая окраска зависит от развития густоокрашенного в шлифе хлоритообразного минерала с оптически положительным удлинением и невысоким двупреломлением. Минерал частью замещает фемические составные части (главным образом фенокристаллы), частью инкрустирует преимущественно кристаллы полевого шпата.

В теле А, состоящем из авгитово-гиперстенового андезита или андезито-базальта обычного типа с очень тонкой гялопилитовой структурой основной массы, видно обычное строение; лежащий бок тела сложен аггломератом мощностью около метра. В образце из верхней части тела основная масса богата стеклом бурым, почти непрозрачным, с мельчайшими микролитами. В выделениях, кроме плагиоклаза, — авгит, гиперстен и оливин. Последний обрастает венцом кристаллов авгита, гиперстен нередко сростается группами.

В висячем боку тела А — переходная зона мощнее, до 2 м. Накрывающих слоев непосредственно не видно.

Между телами горизонтов А, В, С и Е отчетливо видна слоистая пирокластическая толща, с почти широтным простиранием и северным падением под углом около 10° . Слоистость прослеживается благодаря различиям в окраске и в тонкости материала. Сортировка рыхлого материала относительная: встречаются глыбы иногда в несколько метров в поперечнике.

Шлаковые куски в пирокластической толще темные, очень пористые. Под микроскопом в исследованном образце в пористом буром стекле, содержащем ничтожные количества микролитов, заключены довольно значительные выделения гиперстена, авгита и магнетита, иногда образующие сростки; оливина не заметно.

Осмотр потоков горизонта А-С обнаруживает следующие их особенности: у всех потоков наблюдается тонкая переходная зона в лежащем боку и под ней залегает шлаковый лавовый аггломерат. Вверху этих изверженных тел пористая лава мощнее, но ясной поверхности ее не удалось наблюдать. Прекрасно обнажен нижний контакт в теле одного из потоков, поток располагается на шлаковом конгломерате и поверхность андезита имеет морщинистый вид (при этом морщины вытянуты в меридиональном направлении, т.е. по направлению движения потока), андезит иногда приобретает кластический характер. У своей нижней поверхности андезит имеет красноватую окраску и несколько более порист, но это окраска продолжается на несколько дециметров и затем незаметно исчезает. В обломках аггломератового слоя потока В любопытно находение в андезите бывших фенокристаллов роговой обманки. Некоторые из них превратились в зернистые псевдоморфозы, состоящие из плагиоклаза, пироксена и магнетита, но попало также очень интересное роговообманковое ядро в фенокристалле пироксена. Наружные грани последнего превосходны. Роговообманковое ядро занимает значительную часть фенокристалла; плеохроизм от зеленого до бурого. Основная масса в этом андезите с большим количеством бурого стекла и относительно крупными плагиоклазовыми микролитами. Общий тип гялопилитовый.

В залегающем непосредственно выше тонкопористом андезите, уже несомненно представляющем неразрывную часть потока, порода имеет сходный состав, только микролитов в стекле несколько больше и роговой обманки нет, появляются остатки оливина. Еще дальше внутрь изверженной массы андезит приобретает типично гиалопилитовую основную массу, но с еще большим количеством стекла. В центральной части структура меняется еще дальше: здесь порода темная, плотная, имеет базальтоидный облик. Микроструктура основной массы принимает вид гиалопилитовой, бедной стеклом; в выделениях плагиоклаз, гиперстен, авгит, магнетит и иногда зернистые псевдоморфозы по роговой обманке из плагиоклаза, магнетита и пироксена. Авгита в породе значительно меньше, чем гиперстена.

В разрезе потока С интересно концентрическое строение, причем ядро обнаруживает отдельность, приближающуюся к шаровой, а периферическое части более угловаты. В этом теле андезита также заметна более мощная пористая зона вверху, чем внизу.

Результаты микроскопического изучения образцов из разных частей потока С можно резюмировать таким образом. Пористые андезиты, как в верхней части потока, так и ниже центрального ядра, имеют почти идентичный состав. Они богаты бурым стеклом в основной массе и мелкими зернышками рудного минерала. От этого основная масса кажется темной, мало прозрачной; микролиты в ней мелкие, вытянутые, игольчатого габитуса. Эти краевые части потока все же несколько отличаются от шлаков аггломератов, подстилающих и перекрывающих поток. Последние, кроме красноватой окраски отличаются под микроскопом тем, что бурого стекла в них еще больше, а микролиты, хотя и менее многочисленны, но несколько крупнее. Андезит центрального ядра, обнаруживающий шаровую отдельность и мегаскопически относительно темный, серый, под микроскопом ясно отличается от пористых андезитов верхней и нижней части. Основная масса здесь бедна стеклом и скорее может быть определена как тонкая интерсертальная, чем гиалопилитовая. Фенокристаллов больше и как будто увеличивается относительное число вкрапленников авгита. С минералогической точки зрения разновидности относятся к одному и тому же типу гиперстеново-авгитового андезита, причем гиперстена в выделениях несколько меньше, чем авгита.

Между телами С и D на высоте 1370 м залегают небольшой слой из крупных глыб лавы, в лежачем боку которой наблюдаются мелкие кусочки зеленого андезита.

Из-под осыпи между телами D и С выглядывают черные шлаковатые слои, а между ними беловатые и красноватые туфовые прослойки.

В образце такого туфа, брекчиевидного со включениями лапиллей, мы имеем осколки плагиоклаза, гиперстена, авгита в аморфном цементе. Попалась также псевдоморфоза по роговой обманке обычного типа. Очевидно, туф принадлежит гиперстеновому андезиту.

Одно из самых интересных тел — тело D — выступает на склоне углом и благодаря этому еще резче подчеркивается его концентрическое

кое строение в сечении. В центральной части тела можно отметить такие особенности. Тело налегает на вулканический аггломерат, состоящий из кусков красного плотного андезита и темных пористых кусков темного, заключенных в обильном туфовом материале, рыхлом цементе. Ниже, из-под осыпей, выступают пирокластические образования, о которых уже сказано.

Нижняя поверхность тела андезита имеет такой же вид, как в теле С, и направление борозд также меридиональное или близкое к нему. Непосредственно от контакта на метр в глубину тела протягиваются неправильные поперечные трещины отдельности. Далее в глубину тела отдельность становится правильной, толстоплитчатой и в центральной части остроугольно-полиэдрической. Эта разница хорошо видна издали и придает андезитовому телу скорлуповатое строение. Затем отдельность опять принимает плитообразный вид, а в довольно мощной верхней части тела порода становится тонкопористой и красноватой. В самой центральной части тела не удалось взять образец, он взят несколько левее.

Микроскопическое изучение образцов андезита из разных частей этого тела обнаруживает следующие особенности, начиная сверху.

У всякого бока наблюдается авгитово-гиперстеновый андезит сериально-порфиновый с многочисленными, но мелкими (около 1 мм) фенокристаллами. Стекловатая основная масса пропитана окислами железа, гиперстен частично опациitized. Попались сростки относительно крупных выделений гиперстена, авгита и магнетита и диссоциированных выделений роговой обманки. В центральной части ядра характер порфировой структуры в общем такой же, но основная масса значительно лучше раскристаллизована и образована мелкими микролитами плаггиоклаза, пироксена и магнетита, между которыми содержится лишь ничтожное количество стекла. В минералогическом отношении этот андезит отличается относительно обильными, нацело опациitized фенокристаллами роговой обманки. Иногда по периферии ее кристаллов выделяется тонкозернистый агрегат пироксена, очень редко в центральной части кристаллов еще сохранилась бурая роговая обманка. В одном из образцов породы заметна флюидальность. Почти тот же характер порода имеет и ниже центральной части тела, в том месте, где она приобретает плитчатую отдельность. В одном из образцов порода почти неотличима от андезита из центральной части, в другом обращает на себя внимание опациitizedация цветного минерала: более мелкие призмочки гиперстена замещены целиком магнетитом.

Порода аггломератового слоя под потолком очень близка к той, что мы видим вверху его. Пожалуй, только здесь бурого стекла еще больше, местами заметна флюидальная текстура. В числе выделений кроме плаггиоклаза, авгита, гиперстена и магнетита попадают иногда фенокристаллы бурой роговой обманки с опациитовой каймой или зернистые псевдоморфозы обычного типа, более или менее утратившие форму первоначального минерала.

У лежачего бока встречено округлое включение метаморфической меланократовой породы. Под микроскопом порода обнаруживает такой состав: плагиоклаз, зеленый густоокрашенный пироксен (вероятно, геденбергит); неравномерно распределенный призматический минерал с положительным удлинением, с косым угасанием, низкими цветами поляризации и небольшим отрицательным $2V$, спайность его в поперечных разрезах скорее похожа на пироксеновую. Этот минерал по трещинам разлагается на тонковолокнистое буроватое вещество, похожее на волокнистый амфибол, иногда тут же появляется кальцит. Быть может, этот минерал — волластонит.

В верхней своей части андезит тела, по-видимому, приобретает характер глыбовой лавы (широкое развитие осыпей в этой части обнажения затрудняет выяснение этого вопроса).

Над телом D на высоте 1470 м обнажается жила андезито-базальта мощностью около 5 м и с простиранием СВ 60° . Эта жила пересекает массы плотных лав и аггломератов.

На указанной высоте, а также выше лавы и сравнительно грубые аггломераты чередуются между собой, не обнаруживая туфовых прослоев, и поэтому верхняя часть возвышенности Монастырь имеет скалистый характер, подобно верху возвышенности Сарай. Нижележащий склон вплоть до тела D имеет более мягкий характер, покрыт осыпями, из-под которых кое-где проглядывают пирокластические накопления.

Вышеупомянутая андезито-базальтовая жила обнаруживает такое строение. В центральной части она более пористая и обладает согласной плитчатой отдельностью, у краев — более плотная; краевая поверхность контакта неровная, в самой жиле замечаются некоторые метаморфические изменения.

Под микроскопом порода в центральной части жилы представляется мелкопорфировым авгитовым андезитом с ясно выраженной флюидальной текстурой гиалопилитовой основной массы, отличающейся малым количеством стекла и сравнительно крупными размерами микролитов (0,05–0,15 мм в длину). В выделениях преобладает плагиоклаз, затем наблюдается авгит, гиперстен, магнетит. Те же минералы и в основной массе, причем здесь магнетита больше. В разных шлифах структура несколько варьирует в зависимости от разного числа и размеров выделений плагиоклаза и количества стекла бурого, но прозрачного.

У зальбандов жилы имеется закаленная зона. К фенокристаллам плагиоклаза и относительно более редкого пироксена здесь присоединяется оливин, в значительной мере превращенный в волокнистое грязно-зеленое вещество. Основная масса бурая, малопрозрачная, с небольшим числом мелких микролитов плагиоклаза (они здесь раза в два мельче, чем в центральной части жилы). Сама бурая основная масса очень интересна тем, что она демонстрирует ясный пример начавшегося растеклования основного стекла: более просвечивающие участки состоят из почти неразличимых волокон (мо-

жет быть, полевошпатовых), из пылинок магнетита, иголочек пироксена, — но все настолько мелко (значительно меньше толщины шлифа), что неопределимо.

Лава, которая пересекается жилой, представлена авгитово-гиперстеновым андезитом с сериально-порфировой структурой, сравнительно бедным цветными минералами и стеклом.

Между телами D и E андезитовая масса утоняется, как бы пережимается, а может быть, и прерывается. На утоненном продолжении тела D в обнажении видна такая картина. Нижняя часть сложена плотным андезитом с толстоплитчатой отдельностью, а верхняя — пористым с неправильной отдельностью, переходящим в андезит с аггломератовым сложением. Постепенный переход намечается, по видимому, и между обеими основными разновидностями пород.

Тело E обнаруживает ряд тех же особенностей, что и тело D, оно также вздуто и также концентрически слоисто. Подстиляется оно красным вулканическим аггломератом, под которым расположена толща темных пористых аггломератов, а еще ниже — толща пирокластических пород. Ядро, однако, более массивно и облекается породой с более развитой параллелепипедальной отдельностью. Изменения внешнего вида породы стоят в связи с таким же изменением микроструктуры, как и в других телах (потоках). В центре тела по более раскристаллизованным участкам стекла почти нет; обращает на себя внимание то, что плагиоклазы последней генерации не имеют вытянутых форм микролитов — это мелкие короткие столбики. По минералогическому составу порода — авгитово-гиперстеновый андезит, немало совершенно опацитизированных выделений роговой обманки. В шлаковой корке много бурого стекла, пироксен опацитизирован.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Выше описанных обнажений по склону до высоты 1500 м прослеживается слоистая толща возвышенности Монастырь, где в осыпях обнажаются туфы и шлаковые образования. С 1500 м начинается толща, очень похожая на толщу возвышенности Сарай, состоящая из серых андезитов с красными аггломератовыми лавами; так же как на возвышенности Сарай, в этой толще то замечается довольно правильное перепластывание, то наблюдается линзообразное залегание аггломератных лав среди серых андезитов, иногда имеется даже беспорядочное перемешивание. Среди этой толщи переслаивания лав и аггломератов, в верхней части возвышенности Монастырь, на высоте 1550 м, выступают эвпорфировые серые андезиты с выделениями плагиоклаза, с развитой глыбовой отдельностью, образующей мощный поток (до 20 м мощностью). Серые андезиты "сарайной толщи" относительно светлые, плотные, представляют собой авгитово-гиперстеновые андезиты с флюидальной текстурой (размер выделений несколько меньше 1 мм) и с пилотакситовой основной массой. Кроме фенокристаллов плагиоклаза, в породе в несколько меньшем

количестве встречается авгит и гиперстен, видны также редкие выделения оливина с гиперстеновой оболочкой. Более темные пористые андезиты при макроскопическом изучении относятся к двум видам: тонкопористые с пустотами, одетыми покрасневшей коркой; с более крупными порами и с многочисленными более крупными фенокристаллами (до 3 мм) плагиоклаза. Эти два типа различаются и под микроскопом. В первом типе мелкие фенокристаллы плагиоклаза, пироксенов и оливина с гиперстеновыми венцами заключены в темно-бурой, почти непрозрачной стекловатой массе с очень редкими микролитами; в виде отдельных округлых или овальных пятен в этой массе выступают расстеклованные участки, переполненные магнетитовыми зернышками на фоне прозрачных бесцветных минералов; иногда в средней части такого расстеклованного участка – бесцветное прозрачное пятно из минерала с очень низким преломлением и очень слабым двупреломлением. Не тридимит ли? Во втором типе андезита – фенокристаллы плагиоклаза и мелкие выделения пироксенов заключены в стекловатой массе с многочисленными короткопризматическими (0,05 × 0,15 мм) кристалликами плагиоклаза второй генерации. Местами размеры последних увеличиваются, так что структура принимает вид почти сериально-порфировой; магнетит присутствует в зернышках около 0,5 мм в поперечнике.

Привершинная часть возвышенности Монастырь сложена серыми андезитами, дающими на вершине россыпь угловатых глыб. Северный склон возвышенности частью задернован альпийской растительностью. В восточной части склона возвышенности Монастырь (там, где к ней примыкает возвышенность Сарай) обнажаются серо-желтые четкослоистые туфы, слои сильно различаются по количеству обломков и их размерам. Цемент туфа пирокластический, мелкообломочный, довольно много осколков стекла. Простирание туфов почти меридиональное, падение пологое к западу до 10°, туфы почти согласно налегают на слои толщи с андезитовыми потоками. Седловина между возвышенностями Сарай и Монастырь занята россыпью разных обломков и глыб.

С северного конца вершины возвышенности Сарай прекрасно видна жила, которая режет лавы туфа, аггломераты, но и сама она в нескольких местах обнаруживает небольшие смещения.

По склону юго-восточного отрога возвышенности Сарай к Сарайному логу на высоте 1300 м выступают лавовые потоки авгитово-гиперстенового эвпорфинового андезита. Различаются два типа андезитов: 1) серые, плотные и 2) красноватые или, скорее, розоватые, пористые. Серые андезиты очень любопытны с петрографической точки зрения. В фенокристаллах у них плагиоклаз, редкий авгит, гиперстен и оливин. Выделения оливина почти всегда с венцом гиперстеновых зернышек, а фенокристаллы гиперстена иногда с узкой каемочкой параллельно обрастающего их авгита. Основная масса – типичная гиалопилитовая из войлока тонких иголок плагиоклаза, других минералов и, по-видимому, очень небольшого количества стекла. Отдельными пятнами, иногда в виде заполнителя пор, в порядоч-

ном количестве находится тридимит (иногда типичный). В другом шлифе основная масса состоит из более коротких призмочек микролитов, по-видимому, также в ней больше магнетита. В числе выделений — сросток плагиоклаза, гиперстена, авгита и магнетита; не является ли он замещающим роговую обманку? Третий шлиф — авгитово-гиперстеновый андезит, относительно бедный выделениями; авгит и гиперстен образуют сростки, основная масса малопрозрачная и почти не действующая на поляризованный свет.

Красный андезит является авгитово-гиперстеновым андезитом с примесью оливина в выделениях. В основной массе порядочно бурого прозрачного стекла. В порах есть тридимит (?).

ОТРОГ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ ПРОТИВ СКАЛЫ ОДИНОКОЙ

В нижней части этот отрог задернован и более полог, чем в верхней, где он тянется в виде острого гребня.

До высоты 1375 м обнажаются серые андезиты с полиэдрической отдельностью, иногда их потоки достигают 50 м мощности. Не задернован до этой высоты только один агломератовый слой. В мощном 50-метровом потоке встречаются участки обожженной лавы.

В образце лавы, с высоты 1230 м, под микроскопом обращает на себя внимание относительно большое количество фенокристаллов, совершенно опацизированных в центральной части потока. Кроме того, цветной минерал представлен сохранившимся еще гиперстеном и в очень малом количестве — авгитом. Мегаскопически порода нейтрального серого цвета, компактная. В бурой пористой лаве, слагающей наружную верхнюю корку, мы имеем авгитово-гиперстеновый андезит; присутствуют также редкие корродированные и опацизированные только снаружи фенокристаллы оранжево-бурой базальтической роговой обманки. Заметное количество стекла, почти бесцветного, в центральной части его мало.

Выше 1260 м выступает поток мощностью до 25 м с заметной флюидалной полосчатостью в сером андезите. Основная масса лавы в средней части потока — светло-серый эвпорфировый андезит с мелкими фенокристаллами плагиоклаза и более крупными цветного минерала. Под микроскопом мы имеем авгитово-гиперстеновый андезит. Основная масса отличается почти изометрическими очертаниями микролитов, между которыми местами "губчатый" пойкилитовый кварц. Заслуживают быть отмеченными относительно крупные размеры фенокристаллов гиперстена. Стекла в породе не видно.

В красноватых пористых "прослоях", наоборот, много бесцветного стекла, почти совершенно опацизированные мелкие призмы гиперстена; опацитовые каймы на фенокристаллах этого минерала и в меньшей степени такие же каймы на выделениях авгита.

На этот поток непосредственно налегает еще следующий, снизу отделенный агломератовым слоем лавы красноватого оттенка. В

средней части потока — лава серая; пористость в той и другой почти одинаковая и сравнительно не очень сильная. Под микроскопом — это авгитово-гиперстеновый андезит с сериально-порфировой структурой, с изометрическими микролитами, довольно богатый стеклом; гиперстен сильно плеохроичный и авгита в фенокристаллах очень мало.

На высоте 1350 м выступает поток светло-серого слабопористого андезита мощностью около 10 м, прикрытого и агломератовым слоем сильно пористой комковатой породы светло-бурого цвета. Под микроскопом в сером андезите — выделение обильных фенокристаллов плагиоклаза, далее авгит и гиперстен, попадают зернистые псевдоморфозы по роговой обманке (прекрасный венчик авгита снаружи). Оливина в породе не видно. Основная масса гиалопилитовая с небольшим количеством стекла.

В шлаковой корке андезит с бурой стекловатой основной массой, с фенокристаллами плагиоклаза, такими же, как в сером андезите; с фенокристаллами авгита, обращающего на себя внимание относительно густой зеленой окраской, и с редкими и мелкими корродированными выделениями бесцветного оливина.

Светло-серый андезит из центральной части еще более высокого потока (высота 1355 м) по внешнему виду и под микроскопом неотличим от предыдущего, но в одном шлифе попадают редкие выделения оливина, обрастаемые иногда корочкой пироксеновых зернышек. Размеры и форма фенокристаллов плагиоклаза совершенно сходны, стекла в основной массе очень мало, почти нет.

Выше 1375 м начинается толща темно-серых оливин-содержащих андезитов, идущая до высоты 1425 м. Образец этой лавы взят из потока с высоты 1425 м, где начинается пологий, но острый гребень. Макроскопически — это нейтрально-серая или даже темно-серая лава с редкими порами и полостями и с многочисленными, но очень мелкими (меньше 1 мм) выделениями плагиоклаза, изредка с более крупными зернами оливина. Под микроскопом видны мелкие фенокристаллы плагиоклаза неодинаковой величины и еще более мелкие фенокристаллы оливина, обычно с опалитовой каймой в чрезвычайно тонкозернистой (но кажущейся полнокристаллической) массе со структурой, скорее всего приближающейся к интерсертальной, богатой магнетитом и пироксеном.

В шлаковой поверхностной коре этого потока видны фенокристаллы только плагиоклаза и редко — почти совсем разложенного оливина, заключенные в непрозрачной пропитанной окислами железа основной массе. Макроскопически с поверхности куски из этой корки красновато-серые, пористые, внутри становятся серыми, похожими на породу средней части потока.

По-видимому, среди этой толщи присутствуют темные аггломератовые слои (если только они не осыпались сверху). Выше этой высоты идет пологий гребень, близ плоской вершины возвышенности Монастырь в нем виден слой пемзоподобных кусков андезитов, которые, вероятно, являются продуктами выброса при взрыве Авачи.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СКЛОН ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ

В верхней части возвышенности Монастырь с одной стороны обнажен мощный лавовый поток темно-серого андезита или андезитобазальта.

На краю обрыва северного склона возвышенности Монастырь, на высоте 1450 м выступает поток темного, но сильно пористого андезитобазальта с бурой тонкопористой поверхностью. Под микроскопом эта порода содержит в фенокристаллах плагиоклаз, оливин и авгит в буром почти непрозрачном стекле с многими выделениями плагиоклаза второй генерации в крупных короткостолбчатых кристалликах. Попадают выдающиеся своими размерами столбики фенокристаллов авгита, оливин слегка опацифицирован с периферии. Порода верхнего слоя потока отличается несколько меньшим количеством выделений плагиоклаза, но это малозначительно.

Непосредственно на этом потоке располагается поток темной грубошлаковой со сростковидной текстурой лавы с теми же петрографическими особенностями (только здесь немного больше стекла, попадают обрастания оливина авгитом и небольшие гомеогенные включения сростков пироксена и плагиоклаза).

Несколько выше (высота 1500 м) и ближе к вершине возвышенности Монастырь потоки лавы (85 и 86) имеют более светлый цвет, частью красновато-серый. Под микроскопом видно, что стекло у них в значительной мере раскристаллизовано с выделением мельчайших зернышек авгита и лейсточек плагиоклаза, дающих местами тонкую интерсертальную структуру; сохранившееся стекло — бурое, но прозрачное. В остальном эти лавы похожи на предыдущие: то же присутствие оливина в выделениях и такой же короткостолбчатый габитус относительно крупных кристалликов плагиоклаза второй генерации. В разных образцах тонкость расстеклованного базиса неодинаковая.

Перейдя со склона возвышенности Монастырь через небольшой ложок, мы вступаем на крутую задернованную привершинную часть склона возвышенности Сарай. Немного не доходя вершины у гребня, с правой стороны, видим обнажение нескольких потоков андезита, по-видимому, с широтным простиранием и крутым падением к югу (угол $60-65^{\circ}$). Это залегание не вяжется с общим простиранием лавовых потоков возвышенности Монастырь, у которых оно близко к меридиональному ($СВ\ 70^{\circ}$), а падение восточное, под углом 20° .

На обрыве в сторону сопки Коряки между возвышенностями Монастырь и Сарай из выхода лавы с неправильно полиэдрической отдельностью взят образец темной красновато-серой породы, довольно плотной, пятнисто-окрашенной, с многими мелкими выделениями плагиоклаза и более редкими и крупными — авгита. Под микроскопом видно, что характер породы сохраняется тот же, что и в других выходах верхней части возвышенностей Сарай и Монастырь.

На вершине возвышенности Сарай и на спуске к Камбальному ручью, по гребню склона, необычного простираения и падения не замечается (возможно, что бугор, находящийся между вершиной возвышенности Сарай и седловиной, разделяющей возвышенности Монастырь и Сарай, является оползнем).

Верхи склона возвышенности Сарай до высоты 1200–1250 м сложены темно-серыми лавами, содержащими оливин. Среди этой толщи встречаются также аггломератовые слои и темные, пористые андезиты, которые, распадаясь при выветривании на округлые глыбы, создают впечатление глыбовой лавы. Ниже 1300 м начинается, по-видимому, пирокластическая толща с потоками лавы серого андезита.

На спуске по гребню с возвышенности Сарай к скале Сахарная голова уже с высоты 1450 м и ниже начинаются авгитово-гиперстеновые андезиты, не содержащие оливина и, наоборот, содержащие иногда фенокристаллы разложившейся роговой обманки. В более раскристаллизованном типе в основной массе замечен кристобалит. Он в особенности хорошо заметен в кустах белесоватого андезита из слоя мощностью метра в 3, залегающего среди толщи лав и пирокластических продуктов на гребне, на высоте около 1260 м. Только в образцах начиная с высоты 1050 м в авгитово-гиперстеновом андезите вновь появляется оливин с венцом из зернышек гиперстена.

Ряд последовательно расположенных потоков лав был прослежен по обнажениям на треугольном отроге Монастыря в сторону от конца потока ЕС.

Тонкопористая нейтрально-серая лава на вершине этого отрога под микроскопом мелко-порфиновая и богатая фенокристаллами: много гиперстена, разложившего стекла. Иногда поры располагаются флюидальными полосами. В образце у постели потока лава более темная, плотная, с мелкими блестящими выделениями плагиоклаза, под микроскопом обладает более свежим бурым, слабо просвечивающим стеклом. Попадают псевдоморфозы по выделениям роговой обманки.

Среди обломков в пирокластической толще под этим потоком в андезите с гиалопилитовой основной массой довольно много выделений диссоциированной роговой обманки, наряду с пироксеном.

Следующий снизу поток представлен андезитом серого цвета с относительно крупными выделениями авгита, наряду с фенокристаллами плагиоклаза. Микроскопически он характеризуется, кроме того, крупными кристалликами плагиоклаза второй генерации (навитовый тип), стекло в средней части потока почти расстекловано. В более пористых частях (глыбах) верхнего слоя потока темно-серый сильно пористый и комковатый андезит имеет бурую стекловатую основную массу с немногим количеством таких же крупных микролитов, а в переходной зоне, более светлой и частью покрасневшей, обращает на себя внимание выделение окислов железа и опацизация пироксена.

Поток, обнажающийся ниже, в своих разных частях обнаруживает значительные изменения во внешнем виде лавы. В центральной части андезит плотный, светло-серый, обильны фенокристаллы плагиоклаза и более крупные фенокристаллы пироксена. Под микроскопом

основная масса кажется тонкораскристаллизованной и отдельными пятнышками в ней проглядывает кварц интерстиций. Минералогически порода относится к группе гиперстеновых андезитов. В верху лавового потока андезит становится темным и пористым, в основной массе много бурого прозрачного стекла. В самой поверхностной красноватой корке обычно обильное выделение окислов железа и опацизация пироксена. У постели потока, непосредственно на аггломерате, лава имеет пестрый вид, представляя смешение темных серых участков с покрасневшими (размеры пятен до 1 см). Здесь лава представлена андезитом с богатой стеклом гиалопилитовой структурой; бурое стекло неравномерно окрашенное, но прозрачное.

ПРИМЫКАНИЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ К СОВРЕМЕННОМУ КОНУСУ АВАЧИ

В овраге, разделяющем возвышенность Монастырь и современный конус с его лавами, а также на вершине возвышенности Монастырь и на ее склоне, спускающемся в сторону Халактырской сухой реки, можно наблюдать вулканические выбросы, в которых содержится много пемзы. Эта толща, по-видимому, несогласно налегает на толщу возвышенности Монастырь, а с другой стороны (как это видно в упомянутом овраге) — перекрыта лавами, спускающимися с конуса Авачи.

Один из потоков концом языка надвинут на эту толщу. Другой, разместившийся непосредственно левее, несколько не доходит до возвышенности Монастырь и располагается восточнее. В этом потоке лава — темный, слегка пористый пироксеновый андезит; под микроскопом фенокристаллы цветного минерала представлены главным образом сильно плеохроичным гиперстеном, авгита гораздо меньше; плагиоклаз обеднен. Основная масса очень тонкая, гиалопилитовая — стекло с мельчайшими микролитами игольчатого плагиоклаза, пылинками магнетита и другими, почти витрофировая.

Хорошее обнажение, в котором наблюдается наложение лав на пирокластическую толщу, можно видеть внизу склона, где выступают скалы желтых туфобрекчий. В обломках этой брекчии находятся, по-видимому, все породы соммы, разнообразные андезиты, а также и базальты. Выше этих скал туфобрекчий рассматриваемая толща видна только в осыпях, закрывающих склоны. Судя по осыпям, сначала идут отложения из крупных глыб, затем более тонкие осыпи темного цвета, затем опять более крупные, желтый цвет постепенно исчезает, сменяясь беловатым, вследствие преобладания кусков пемзы, часто размельченной в пемзовую труху. Эта белая пемза (или пемзовидный андезит) под микроскопом в разных образцах довольно разнообразна. Мы имеем всегда стекловатую основную массу, тонкопористую, с микропорфировыми, а иногда и эвпорфировыми кристаллами плагиоклаза и цветных минералов. Последние представляют собой или гиперстен или роговую обманку зеленую, без опа-

цитовых окаймлений. Стекло бесцветное и прозрачное. Микролиты редки или их нет. В некоторых образцах пемзы выделения кристаллических элементов почти совершенно отсутствуют. Кроме пемзовидных пород, здесь встречаются куски зеленовато-серого андезита и взрывные обломки, а также бомбы обычного для выбросов Авачи типа.

На северной, дополнительной, вершине возвышенности Монастырь (эта вершина именуется "Монастырь пониже") выступают скалы андезита, вероятно, монастырской толщи, полузасыпанные пемзой. Слои пемзы лежат почти горизонтально.

На восточном склоне возвышенности Монастырь, в районе перемычки, соединяющей конус Авачи с этой возвышенностью, — из-под осыпи пемзовой свиты, в нижней части склона, выглядывают андезиты, тоже, вероятно, толщи Монастыря, а на вершине перемычки хорошо видна слоистость. Более светлые пемзовые слои чередуются с более темными, слои лежат горизонтально. Пироксеновые андезиты темно-серые, пористые, выступают из-под пемзовых накоплений, принадлежащих к тому же типу, что и упомянутые накопления на склоне.

Ближе к главной вершине возвышенности Монастырь, на гребне седловины между Авачей и Монастырем, появляется россыпь глыб андезита, взаимоотношение которых с пемзовой толщей неясно (может быть, пемзовая толща прислонена к ним, может быть, глыбы набросаны сверху).

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Слоистая вулканогенная толща Монастыря представляется здесь с виду очень однообразной, особенно в верхней части: там мы видим переслаивание серых лав с красными аггломератами. Наверху эти породы чередуются непрерывно, ниже промежутки между ними больше, но никаких признаков слоистых образований не видно. Почти у большинства потоков можно видеть верхнюю и нижнюю поверхности потока. В верхней части потоков порода более пористая, переходящая под конец в еще более пористую красную и аггломератовидную. Иногда в потоках можно видеть линзы красных аггломератов.

Низы толщи на возвышенности Монастырь большей частью закрыты осыпями, но в более северной части возвышенности их можно видеть вплоть до Халактырской сухой реки, где они перекрыты потоком, создавшим скалу Будда. Что касается состава лав, то вверху имеются авгитовые или авгитово-гиперстенные, светлые, а внизу выделяются основные, принимающие базальтовидный облик (при этом появляются округло-полиэдрическая скорлуповатая отдельность — "пирожки"). Микроскопическое исследование различающихся по петрографическому облику лав из этого разреза показывает следующее: главные различия отражаются всего заметнее на микро-

структуре основной массы. В светло-серых андезитах из центральной части потоков в верхах разреза очень характерной является типичная гиалопилитовая, бедная стеклом основная масса, действительно представляющая собой в основном войлок мелких микролитов, местами с флюидальным расположением. В более зеленых плотных андезитах из низов толщи, часто напоминающих породы некоторых базальтовых жил (например, со склона под скалами Бьки), основная масса — другого вида, с крупными короткими микролитами в большой массе начавшего раскристаллизовываться (мутного) стекла. В некоторых образцах замечено присутствие оливина, но иногда он отсутствует; наблюдалось зональное параллельное обрастание гиперстена авгитом.

Кроме того, в верхах разреза по внешнему виду выделяются темные, пористые андезиты, которые частью слагают несомненные краевые части потоков с серой центральной частью, а иногда, по-видимому, целиком составляют тело потока; в этих породах основная масса богата стеклом. Наконец, зафиксированы красные аггломераты, отличающиеся мелкой пористостью. Порода довольно оригинального структурного типа встречена в верхней части самого верхнего потока возвышенности Монастырь.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ. ВТОРАЯ БОЛЬШАЯ МОНАСТЫРСКАЯ ЖИЛА

По крутому восточному склону возвышенности Монастырь, большей частью покрытому осыпями и частью задернованному, обнажена в виде отдельных штыкообразных скал вторая большая дайка Монастыря. Простираение ряда этих скал СВ 20–25°, падение крутое. Краевая часть жилы имеет неправильные раздувы, что создает местами ложное представление о падении.

Жила сложена трахитовидным пористым светло-серым андезитом во внутренней части, а у краев более темным, серым, несколько стекловидным, с эвпорфировыми вкрапленниками полевого шпата. На боковой поверхности — тонкие и крупные морщинки и различных размеров углубления. Часто на поверхности наблюдается желтоватая корочка. Мощность жилы около 20 м.

В центральной части жилы структура основной массы под микроскопом типичная гиалопилитовая, довольно тонкая, с вытянутыми микролитами полевого шпата и небольшим количеством стекла. В фенокристаллах обычные плагиоклаз и ясно плеохроичный гиперстен. Обнаружен маленький ксенолит, представляющий собой обломок породы с мелкозернистой основной массой из плагиоклаза и авгита и выделением сильно диссоциированной снаружи роговой обманки.

В 40 см от контакта основная масса становится почти неразличимой и под микроскопом: она кажется мутным стеклом, в котором еле видны мельчайшие иголки полевого шпата. Порода становится несколько пористой. Здесь обнаружены включения (выделения)

крупных, до 2,5 см, кристаллов роговой обманки. У самого контакта пброда становится более темной, серой, плотной, с многочисленными выделениями плагиоклаза. Под микроскопом здесь основная масса – явное бурое стекло с мельчайшими микролитами. Авгита в выделениях мало, несколько больше гиперстена и преобладает плагиоклаз.

На той же высоте по гребню возвышенности Монастырь и выше штычкообразных обнажений этой жилы на склоне обнажено в виде крутых скал караваеобразное тело раздува жилы или лакколита мощностью до 10 м с остроугольной полиэдрической отдельностью глыб.

В нижней части тело подстигается шлакообразными аггломератами типа глыбовой лавы из пористого мелкопорфирового буроватого андезита, довольно светлого. Само тело, сложенное андезитом или андезито-базальтом, в краевой части более плотное; андезит коричневый. Внутри тела как бы линзами залегает андезит другого, зеленовато-серого, цвета и другой, более пористой, структуры. Эти тонкопористые трахитовидные андезиты похожи на породы экструзивных куполообразных масс Авачи. Под микроскопом видно, что они обладают стекловатой (кажущейся помутневшей, быть может от вторичного расстеклования) основной массой, довольно значительно пронизанной магнетитом. Обильны мелкие фенокристаллы плагиоклаза. Цветной минерал – гиперстен, частью опациitized, авгит и остатки роговой обманки. В одних случаях они лишь опациtizируются, в других замещаются зернистым агрегатом плагиоклаза, пироксена и магнетита. Несомненно, петрографические особенности породы указывают на сходство образования такого экструзивного тела с телами, подобными тем, что создали холмы Булка, Кутха и т.д.

В наименее пористом образце красновато-бурого андезита из этого тела в основной массе, состоящей из бесцветного стекла, заметна раскристаллизация в виде мельчайших микролитов полевого шпата, пироксена и рудных пылинков. Наблюдается слабая опациtizация гиперстеновых фенокристаллов; выделения разложившейся роговой обманки редки.

ХОЛМ САХАРНАЯ ГОЛОВА

Холм к юго-западу от возвышенности Сарай, известный под названием "Сахарная голова", уже находится в зоне развития растительности и обнажения здесь плохие. На вершине Сахарной головы – россыпи глыб андезита частью плотного, частью пористого, напоминающие выходы глыбовой лавы. Это – серые андезиты с фенокристаллами плагиоклаза и крупными выделениями авгита и гиперстена. Основная масса с крупными кристаллическими выделениями плагиоклаза второй генерации в почти непрозрачном стекле (структура, весьма близкая к гиалофитовой).

В ущелье к юго-западу от холма Сахарная голова, в ручье Мутном, среди густой растительности последовательно выступают андезиты, туфы и вулканические аггломераты. Хотя элементы залегания этих пород не особенно отчетливы, но, сопоставляя их выходы по берегам этого ручья, можно видеть, что они падают вниз по его течению; отсюда вероятно, что мы имеем здесь ненарушенное залегание соммы.

По своим петрографическим особенностям эти андезиты представляются породами обычного типа, лишь несколько сильнее разложеными, окраска довольно светлая, серая, желтовато-серая и красноватая. Минералогически породы относятся к группе авгитово-гиперстеновых андезитов, в более раскристаллизованных разностях в стекле, возможно, имеется тридимит.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ АВАЧИ

ВНУТРЕННИЙ СКЛОН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СОММЫ

Состав и строение восточной части соммы Авачи можно видеть главным образом на внутреннем склоне соммы. Небольшой перемычкой она соединяется с восточным склоном действующего конуса вулкана и отсюда слегка дугообразно изгибающимся и все время понижающимся гребнем тянется к югу и далее к юго-западу. Сомма сложена главным образом слоистой толщей перемежающихся выбросов лавы и аггломератов, пересеченной тонкими жилами. В средней части этого гребня, на внутреннем его склоне, выступает скала Кутха — мощное тело андезита, также принимающее участие в строении соммы.

Для исследования внутреннего склона соммы на одном из потоков, спускающихся по Халактырской сухой реке, на высоте 1200 м был разбит лагерь и из него был сделан ряд восхождений, пересекающих этот склон в нескольких направлениях. Ниже описаны сделанные при этом наблюдения над обнажениями внутреннего склона.

При подъеме на сомму Кутху по небольшому отрогу, расположенному к востоку от лагеря, было пересечено 5 хорошо заметных на склоне скалистых выступов лавовых потоков соммы.

Первый поток, самый нижний, имеет мощность около 5 м. Серый авгитовый андезит обнаруживает здесь остроугольно-полиэдрическую отдельность, переходящую в плитчатую. Аггломерат, подстилающий поток, имеет видимую мощность около 1 м. Порода этого потока представляет собой серый мелкопорфировый андезито-базальт или оливиновый андезит, уже знакомый нам по обнажениям; расположенным в нижних частях возвышенностей Сарай и Монастырь, с отдельными относительно крупными фенокристаллами оливина. Под микроскопом много фенокристаллов плагиоклаза в очень тонкой интерсертальной основной массе. Затем выделяются фенокристаллы оливина, обычно с опацитовыми каемочками, а также вкрапленниками моноклинного и ромбического пироксена, есть каемки моноклинного на ромбическом. Ромбический пироксен беден железом, почти бесцветен.

Выше, на большом протяжении по отрогу, среди осыпи встречаются отдельные участки, покрытые обломками разрушенных выходов пирокластических слоев. Серый, богатый фенокристаллами полевого шпата пористый андезит из этих выходов под микроскопом оказался авгитово-гиперстеновым андезитом с основной массой, сос-

тоящей из буроватого стекла с довольно крупными короткопризматическими кристаллами плагиоклаза, пироксена и магнетита. Фенокристаллы авгита крупнее гиперстеновых. Попадаются звездчатые сростки гиперстена и плагиоклаза.

Второй лавовый поток имеет мощность около 15–20 м. Андезит здесь такой же серый, с видимыми выделениями авгита и с остроугольно-полиэдрической отдельностью. В основании потока залегает красный и черный аггломерат. Первый непосредственно подходит под основание потока. Средняя часть потока имеет вид светло-серого довольно плотного пироксенового андезита. Под микроскопом видно, что, кроме фенокристаллов пироксенов – авгита и плеохроичного гиперстена, который иногда образует центральные ядра в моноклинном, присутствует также и оливин в более мелких кристаллах, часто обросших венчиками пироксена. Крупных фенокристаллов плагиоклаза немного, и они не резко выделяются среди более мелких, которые, постепенно уменьшаясь, дают целый ряд выделений плагиоклаза разных размеров. Мезостазисом является бурое стекло, присутствующее в очень небольшом количестве.

Аггломерат, сопровождающий поток, состоит из более пористого и более темного андезита с большим количеством бурого просвечивающего стекла, которое в основной массе преобладает. Фенокристаллы – плагиоклаз, авгит, иногда со включениями и параллельно вросшими ядрами гиперстена, и оливин.

Выше по отрогу опять на большом пространстве идет осыпь.

Третий лавовый поток имеет мощность приблизительно 4 м. Серая плотная лава обладает остроугольно- и неправильно-полиэдрической отдельностью. Эта порода нейтрально-серого цвета имеет вид типичного андезито-базальта, со сравнительно обильными довольно крупными фенокристаллами оливина. Под микроскопом видно, что многие из них крупнее фенокристаллов плагиоклаза и что оливин в фенокристаллах преобладает над авгитом. Почти всегда на оливине непрозрачные тонкие каемочки. Основная масса представляет микрозернистую, почти криптозернистую массу из мельчайших зернышек пироксена, магнетита и плагиоклаза, в которую заключены относительно крупные микролиты плагиоклаза, иногда увеличивающиеся в размерах до того, что получается сериально-порфиновый тип.

В верхней части потока, ближе к шлаковой зоне, лава более пористая, несколько более темная, а основная масса ее более тонкая и с меньшим количеством микролитов плагиоклаза.

Следующий поток, отделенный опять небольшим участком осыпи от первого, состоит из плотной лавы, перемежающейся с линзовидными пережимами красного пористого аггломерата. Буро-красный мелкопористый андезит этих аггломератов под микроскопом представляется авгитово-гиперстеновым андезитом, есть обрастания ромбического пироксена моноклинным. Преобладают не крупные фенокристаллы плагиоклаза разной величины (сериально-порфировая структура). Кое-где просвечивают мелкие микролиты плагиоклаза в стекле, кажущемся почти непрозрачным. При больших увеличениях видно,

что стекло густо запылено магнетитом. Мощность потока около 5-6 м. Отдельность остроугольно-полиэдрическая.

Последнее обнажение вскрывает толщу лав и аггломерата, которая в виде обрыва протягивается вдоль вершины гребня соммы. Около 4 лавовых потоков отделяются друг от друга мощными аггломератами. Серый авгитовый андезит имеет большей частью массивно-глыбовую отдельность, иногда толстоплитчатую. Этот серый авгитово-гиперстеновый андезит под микроскопом обнаруживает чрезвычайно тонкозернистое строение основной массы, богатой микролитами пироксена, магнетита и плагиоклаза, почти без стекла. Микролиты так тонки, что трудно отнести эту структуру к какому-либо из установленных типов микроструктур. Из фенокристаллов наиболее крупными являются выделения авгита. В породе попадаются отдельные участки (меньше 1 мм величиной), почему-то более бедные микролитами, и в середине их можно иногда видеть бесцветное прозрачное стекло.

Мелкозернистый буро-красный андезит из аггломератного слоя обнаруживает довольно сильно развитую опалтитизацию пироксена. Фенокристаллы пироксена представлены здесь главным образом гиперстеном.

На гребне соммы встречается большое количество выброшенных из вулкана обломков оливиновых пород и светлых андезитов с крупными выделениями роговой обманки. Гребень соммы, равно как и склон, обращенный к Козельской сопке, покрыт лапиллями.

При спуске с соммы, метров 400-500 ниже скалы Кутхи, по слабовыраженному отрогу склона, сразу же начинается мощная толща лав и аггломерата, обнажающаяся в виде скалистого обрыва. В этой толще можно различить около 7 лавовых потоков, общая мощность которых вместе с аггломератом около 20-25 м. Серый авгитово-оливиновый андезит здесь имеет остроугольно-полиэдрическую отдельность. Порода представляет собой обычный тип оливинсодержащего пироксенового андезита соммы Авачи. Оливина немного, порода мелкопорфировая. Присутствуют как ромбический, так и моноклинный пироксены, попадаются обрастания оливина пироксеном. Основная масса обычная для этого типа пород: в плотной лаве ее микроструктура очень тонкая, гиалопилитовая, переходящая в интерсертальную, различимы мельчайшие микролиты полевого шпата, зернышки пироксена и магнетита. Стекла самое ничтожное количество. Порода из аггломератового участка отличается под микроскопом настолько сильной запыленностью основной массы рудным минералом, что она кажется непрозрачной.

Ниже по склону идет осыпь, составленная главным образом из обломков разрушенных пирокластических слоев. Среди осыпи местами выступают отдельные грядки рыхлых землистых туфов.

Если смотреть изнутри соммы в сторону скалы Кутха, то обнажение представляется в таком виде.

Уже вблизи ледника, занимающего атрио соммы в ее восточной части, на склоне обнажается небольшая толща лав и аггломерата. Три лавовых потока, вместе с аггломератами, имеют мощность

около 20–25 м. Серый эвпорфировый авгитовый андезит обнаруживает здесь плитчатую и остроугольно–полиэдрическую отдельность. Этот авгитово–гиперстеновый андезит несколько своеобразного по внешности вида, с мелкими неправильными порами. Под микроскопом обращает на себя внимание микроструктура основной массы, где в стекле, прозрачном, буроватом, заключены короткопризматические довольно крупные микролиты плагиоклаза, зернышки пироксена и магнетита.

Ниже этого обнажения выделяется небольшой выход (бугор) такого же рыхлого и землистого, что и наверху, туфа.

ВНУТРЕННИЙ СКЛОН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СОММЫ

(продолжение)

Второе восхождение по внутреннему склону восточной части соммы Авачи было сделано несколько севернее скалы Кутха (тогда как в первое восхождение эта скала была осмотрена с противоположной стороны). Поток на склоне соммы Авачи, к северо–востоку от скалы Кутха, имеет довольно ясное простирание СВ 18° , и в месте выхода падение довольно крутое. Поток состоит из зеленовато–серого андезита с округло–полиэдрической и плитчатой отдельностью, мощность андезита около 20 м. Это светло–серая, иногда со слабым зеленоватым оттенком порода с мелкими неправильными порами, свойственными андезитам. Под микроскопом – это пироксеновый андезит, бедный фенокристаллами цветного минерала, с типичной гялопидитовой основной массой. Заметно своеобразное разложение породы, точно пропитывание ее тонкими пленками окислов железа. Наблюдался крупный фенокристалл пироксена, опациitized и превращенный в довольно необычную псевдоморфозу.

Вверх по обнажению этот андезит сменяется серым пористым андезитом с красными полосками, с округло–полиэдрической отдельностью, мощность этого потока около 10 м. Северная часть потока обнажена больше, чем юго–западная.

Поднимаясь по внутреннему склону соммы Авачи, можно проследить еще один мощный (около 30 м) поток на высоте 2120 м. Он обнажается в виде отдельных скал среди осыпей из лапиллей. Подстилает его слой аггломерата видимой мощностью около 1 м. Состоит этот поток из серого андезита с остро–полиэдрической отдельностью; в нижней части он более пористый, а в верхней – более плотный. В шлифах из пористых разностей светло–серого цвета можно видеть, что мы имеем здесь пироксеновые андезиты довольно обычного типа с сериально–порфировой структурой, со слабо раскристаллизованной, содержащей лишь мельчайшие микролиты основной массой. Присутствуют оба пироксена, и из них гиперстен, по–видимому, преобладает, но в фенокристаллах встречается и авгит. В одном из шлифов заметно развитие позднейших окислов железа (опациitized).

Этот поток пересекает жила мощностью 5 м с простиранием СВ 45°. Падение ее крутое. Эта жила сечет поток в левой его части, при подъеме на гребень между вершиной соммы Авачи и скалой Кутха. Жила состоит из серого базальта, с крупными зернами оливина и с плитчатой отдельностью. В верхней части потока среди серого андезита встречается прослой красно-бурого аггломерата мощностью около 1 м. Края жилы имеют тонкую плитчатую отдельность.

Базальт, образующий жилу, представляет серую породу с заметными невооруженным глазом очень мелкими призмочками плагиоклаза и более крупными зелеными фенокристаллами оливина. Под микроскопом мы имеем породу, структура которой изменяется от эвпорфировой в быстрее застывших (краевых) частях жилы до почти долеритовой, но еще порфиroidной благодаря более крупным выделениям оливина, авгита и плагиоклаза в более мелкозернистой полнокристаллической основной массе долеритового облика. Разница между фенокристаллами и неделимыми основной массы не очень резкая, особенно для плагиоклаза, для которого характерно непрерывное изменение размеров. Оливин нередко с венчиками пироксеновых кристалликов. Иногда заметно разложение его с выделением буроватых окислов железа. Порода богата пироксеном, стекла не видно, и структура основной массы имеет вид типичной интерсертальной.

В эвпорфировом типе в выделениях — главным образом плагиоклаза, немного оливина и изредка попадает бледно-окрашенный гиперстен. Основная масса гораздо более тонкая, чем в центральной части, интерсертального типа, с относительно крупными микролитами плагиоклаза и совершенно ничтожным количеством стекла. В породе довольно много магнетита.

Простирание потока, который сечет жила, трудно проследить. Выходов туфов не обнаружено.

Скала Пагода, увенчивающая здесь сомму, представляет собой ряд потоков, состоящих из плотных темно-серых андезитов с острополиэдрической отдельностью. В этой толще андезиты перемежаются с прослоями красных аггломератов мощностью около 1 — 2 м. Общая мощность потоков скалы Пагода около 25 м.

Лавовый поток на склоне соммы Авачи, близ скалы Кутха, образован андезитом. Эта масса андезита обнажается в виде отдельных скалистых выступов. Нижней поверхности потока не видно, а нижняя часть его представлена серым пористым андезитом с плитчатой отдельностью, мощность андезита этого типа около 1 м. Над ним идет розовато-серый андезит мощностью 4 м, плотный, с остроугольно-полиэдрической отдельностью, который сменяется красно-бурым эвпорфировым андезитом с плитчатой отдельностью, мощность этого слоя 2 м. Верхняя поверхность потока образована красно-бурым эвпорфировым андезитом мощностью 1 м. Он обнажается только местами. Общая мощность, которая видна в обнажении, около 8 м.

Нижний, сравнительно темный, серый андезит этого потока, по внешнему виду похожий даже на андезито-базальты, под микроско-

пом оказывается авгитово-гиперстеновым андезитом, оливина не содержащим. Основная масса скорее может быть определена как очень тонкая интерсертальная, чем гиалопилитовая, так как стекла в ней незаметно или его почти нет; в ней рассеяно довольно много зернышек магнетита.

Более светлый, розовато-серый андезит, слагающий следующую часть потока, слабо пористый. Под микроскопом отличается отчетливой сериально-порфировой структурой. Наблюдаются постепенные переходы от наиболее крупных (обычно переполненных включениями стекла) фенокристаллов плагиоклаза до микролитов. Стекла очень мало; замечены таблички кристобалита, правда, сомнительные. Среди фенокристаллов цветных минералов гиперстен преобладает над моноклинным пироксеном.

Верхний, более темный, буро-красный андезит почти неотличим от светлого (под микроскопом), он содержит чуть-чуть побольше стекла, в нем отчетливее выражена опацизация и выделения плагиоклаза меняют в нем свои размеры не столь постепенно.

Выше по падению этого потока, непосредственно на нем, залегает другой лавовый поток. Обнажается он в виде отдельных скалистых выступов. Состоит из толщи темно-серого пористого андезита мощностью около 3 м с остроугольно-полиэдрической отдельностью.

Этот андезит, как показывает микроскопическое исследование, относится к тому же типу, что и ниже расположенные светлые красноватые андезиты; в нем, однако, несколько больше стекла, а микролитов меньше и они мельче. Основная масса пронизана непрозрачными окислами железа. Подстилает его красно-бурый аггломерат мощностью 1 м. Верхняя поверхность местами обнажается и является характерной для лавовых потоков, пористой и глыбовой. Общая мощность этого потока 4 м.

Оба эти потока опять пересекает жила, имеющая простирание СВ 50° , падение ЮВ под углом 80° , мощностью около 4 м. Жила эта является продолжением жилы, отмеченной выше. Она состоит из серого оливинового андезита. Средняя часть жилы имеет остроугольно-полиэдрическую отдельность, к краям плитчатую, а самые края имеют тонкоплитчатую отдельность.

Порода жилы в данном обнажении представляет прекрасный пример жильных базальтов Авачи. В центральной части жилы порода имеет почти полнокристаллическую интерсертальную микродоперитовую основную массу и фенокристаллы оливина, авгита и плагиоклаза, редко магнетита, который более распространен в основной массе. Очень характерно (хотя и редко наблюдаемое) обрастание оливина пироксеном. В средней части жилы серый базальт содержит включения линзовидной формы, размером примерно 1–2 см, состоящие из более темной породы с выделениями красноватого оливина. К краевым частям эти включения увеличиваются в своих размерах, достигая по длине 10 см, в поперечнике 4–5 см. Здесь эти включения, кроме обычной линзовидной формы, имеют иногда вид изогнутых линз (почти червеобразные формы). Краевые части жилы сос-

тоят тоже из темной породы с красноватым оливином, такого же вида, как включения. Включения, однако, не отличаются по микро-структуре от вмещающего базальта. Замечена грануляция фенокристаллов пироксена (но, может быть, это случайность).

Краевая часть жилы резко отличается от центральной части микро-структурой основной массы, типичной тонкой интерсертальной, но здесь также и фенокристаллы как будто несколько мельче, причем на фенокристаллах оливина заметна тонкая опацитовая каемочка, иногда замечается также отчетливая коррозия.

Вниз по простиранию эта дайка пересекает лавовый поток. На высоте 2100 м от дайки ответвляется другая жила с простиранием СВ 20°, с крутым падением к ЮВ. С этим простиранием она тянется метров на 20, притом загибается и приобретает простирание СВ 50°, падение ЮВ под углом 72°. Первая (главная) жила через 10 м после ответвления второй жилы загибается и достигает простирания ССВ 20°. После этого обе жилы соединяются в одну с простиранием СВ 45°. Ответвленная жила состоит из того же базальта, что и первая, только имеет скорлуповато-плитчатую отдельность.

Перед соединением облик породы жилы меняется, базальт становится темно-серым, без всяких включений и имеет скорлуповато-плитчатую отдельность.

Соединившаяся жила состоит из темно-серого базальта со скорлуповато-плитчатой отдельностью в средней части и плитчатой отдельностью в краевых частях.

Внизу под жилой, примыкая к ней, по ручью обнажается красно-бурый аггломерат мощностью около 4 м. Порода этого аггломерата – пироксеновый андезит. Основная масса с крупными микролитами и небольшим количеством стекла. Фенокристаллы – плагиоклаз и пироксен, резко выражена гематизация пироксена, микролиты пироксена целиком замещены гематитом. Наверное, это – часть лавового потока, остальная часть скрыта под снежником и лапиллями.

Поднимаясь вверх по склону к гребню соммы Авачи, недалеко от скалы Кутха прослеживаем толщу андезитов, которая обнажается в виде скальных выступов или скал. Эта толща образована рядом потоков. Нижние потоки состоят из серого плотного андезита с остроугольно-полиэдрической отдельностью. Средние потоки из пористого темно-серого андезита с отдельностью остроугольно-полиэдрической и неправильной.

Верхние потоки состоят до самого гребня из серого плотного авгитового андезита с остроугольно-полиэдрической отдельностью. Мощность этих потоков различная. Нижние из них имеют мощность 3–6 м. Средние 4–10 м. Верхних два: один имеет мощность в 5 м, другой, самый верхний, – около 20 м. Эта толща андезита перемежается красно-бурым и красным аггломератом мощностью в 1–2 м.

В светло-серых плотных или мало пористых андезитах нижних потоков при макроскопическом изучении видны многочисленные относительно крупные фенокристаллы пироксена; под микроскопом

эти породы оказываются пироксеновыми андезитами с выделениями плагиоклаза, авгита и гиперстена в сравнительно грубой интерсертальной основной массе с небольшим количеством буровато-прозрачного стекла. Замечено присутствие кристобалита на стенках пустот. Фенокристаллы нередко образуют сростки. Буро-красные пористые шлаковые корки потолков обладают стекловатой пористой основной массой, сильно прозрачное желтое стекло сохранилось кое-где, обычно оно стало непрозрачным. Микролиты редки, из них пироксен нашло опацифицирован. Фенокристаллы — плагиоклаз, гиперстен, редко авгит.

Темно-серые андезиты средних потоков макроскопически мало отличаются от нижних, они лишь немного темнее, причем в наиболее темных заметна пористость. Под микроскопом можно видеть более заметное отличие по структуре: именно — основная масса здесь несколько более тонкая, гиалопилитового типа, с очень небольшим количеством стекла и с микролитами более вытянутых очертаний. В одном из потоков лавы довольно много оливина, большей частью обросшего венцами пироксена. Вместе с тем встречен зернистый сросток плагиоклаза и авгита, представляющий, может быть, псевдоморфозу по роговой обманке. Другие образцы — гиперстеновый андезит с очень небольшим количеством авгита с фенокристаллами магнетита и гиалопилитовой массой, более типичной. В шлаках пористая стекловатая масса совершенно непрозрачная, пироксен представлен гиперстеном, сильно опацифицированным снаружи.

БАЗАЛЬТОВАЯ ЖИЛА ПО ВНУТРЕННЕМУ СКЛОНУ СОММЫ АВАЧИ

(от высшей точки соммы к современному конусу)

На пути к леднику по полузасыпанному лапиллями внутреннему склону соммы Авачи выделяется невысокая стенка (до 2–3 м высотой). Это *дайка* базальта. В нижней части склона жила перерезает мощный (30–40 м) лавовый поток. Около жилы серый андезит с полиэдрической отдельностью как будто принимает кирпично-красную окраску и приобретает пористость. Светло-серый андезит содержит многочисленные выделения полевого шпата и более редкие, но более крупные выделения пироксена. Под микроскопом — это пироксеновый андезит с преобладанием гиперстена над авгитом в выделениях и с основной массой, значительно раскристаллизованной, интерсертального типа. Красновато-серая корка — грубошероховато-пористая.

Мощность базальтовой жилы здесь, на высоте 2315 м, равна 2–3 м, падение отвесное, простираение около 70° СВ, на контактах жилы с вмещающей породой заметна морщинистость, не очень сильно развитая; наружная корочка в самом контакте кирпичного цвета, тонкая, меньше сантиметра толщиной. Близ контакта базальт с тонкоплитчатой отдельностью с остроугольными краями, цвета темно-коричневого, со стекловатой основной массой из темно-бурого, сла-

бо просвечивающего стекла с фенокристаллами плаггиоклаза, пироксена и оливина. К середине дайки базальт серого цвета с остроугольно-полиэдрической отдельностью и с большим количеством оливина. Здесь порода полнокристаллическая; выделения оливина, иногда крупные, а также плаггиоклаза и авгита — заключены в богатой пироксенном полнокристаллической интерсертальной основной массе. Вверх по жиле заметен контакт базальта с красными аггломератами, здесь резко бросается в глаза сильная морщинистость у краев жилы и в базальте как будто увеличивается количество оливина. Под микроскопом, кроме того, заметно присутствие некоторого количества более крупных фенокристаллов плаггиоклаза, крупные выделения оливина иногда имеют скелетный вид. В краевой части жилы, где развивается тонкоплитчатая отдельность, основная масса становится гиалопилитовой, богатой темным почти непрозрачным стеклом, а у самого контакта более темной, серой — здесь под микроскопом она стекловатая, только с небольшим количеством плаггиоклазовых микропитов. Поднимаясь вверх по жиле, можно заметить, что близ краевой зоны жилы в частично еще не застывшем базальте происходило, по-видимому, перемещение участков жилы, на поверхностях которых заметны шероховатость и полосы скольжения. На высоте 2360 м жила имеет мощность всего около 30 см и как будто здесь выклинивается. Поверхность краевой части жилы здесь сильно морщинистая, корка темная, пористая. Сама жила с раздувами и карманами. В средней части иногда также заметны плоскости скольжения, и базальт обладает неправильно плитчатой отдельностью, имеет более темную окраску.

В осыпи, по-видимому, из вышележащих по отношению к жиле слоев встречаются базальтовые аггломераты с шлаковой наружной поверхностью.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ СОММЫ

Выше по склону встречаются базальтовые глыбы и куски, а на высоте 2390 м, метров 15 не доходя до вершины соммы Авачи, глыбами намечается как бы лавовый базальтовый поток полуметровой мощности, с поверхностью, покрытой округлыми выступами, с тонкими морщинками на них; в нижней части потока глыбы сильно пористые, внутри (что очень характерно для этих базальтов) — порода плотная, темная, оливиновая. И пузыристый, и плотный базальты под микроскопом обнаруживают почти одинакового вида микроструктуру. Основная масса, богатая темным стеклом; гиалопилитовая, в выделениях — оливин, иногда крупный, плаггиоклаз разнообразной величины и пироксен. Пузырьки в породе средней величины (2—7 мм), округлые.

Спускаясь к северу по гребню Авачинской соммы, по отрогу, идущему по направлению к скалам Быки, и по гребню в сторону внутреннего склона, можно видеть скалистые выступы — выходы ан-

дезитов и базальтов. Ниже этих выходов оба склона соммы засыпаны лапиллями. На высоте 2360 м по гребню соммы обнажен мощный лавовый поток серого цвета, немного ниже этого выхода — засыпанный с краев скалистый выход базальта, с полиэдрической отдельностью.

Представляет ли этот выход жилу или поток, сказать трудно. Топографически ниже этого выхода базальта выходят серые андезиты.

Порода в образце с высоты 2360 м имеет вид типичного плотно-го светло-серого андезита с обильными выделениями плагиоклаза и более редкими и более крупными — пироксена. Основная масса под микроскопом — очень тонкая, гиалошлакитовая, с микролитами в несколько раз меньше толщины шлифа. Пироксен в фенокристаллах преимущественно моноклинный, но есть и ясно плеохроичный гиперстен.

Базальт упомянутого выхода по внешнему виду почти такой же, как указанный выше, имеет своеобразную ячеисто-морщинистую поверхность. Под микроскопом он, однако, отличается от вышеупомянутого базальта по микроструктуре: в нем фенокристаллы оливина и авгита и более редкие, чем в том типе, выделения плагиоклаза заключены в очень грубо-гиалошлакитовой основной массе, состоящей из весьма крупных "микролитов" плагиоклаза и авгита в небольшой массе бурого, почти непрозрачного стекла. Благодаря крупному размеру "микролитов" микроструктура приближается к гиалошлакитовой.

Ниже по гребню на высоте 2300 м в виде 20-метрового скалистого выступа обнажен базальтовый поток (или жила?), у которого с южной стороны видна отвесная краевая стенка.

Направление этого грядобразного выхода СВ 100° . С западной стороны этот выход круто обрывается, здесь видно, что мощность этого потока (или жилы) около 10 м. По бокам залегают базальтовые аггломераты, иногда с желтой или коричневой коркой. Сам поток разветвляется. Между этими разветвлениями заключается базальтовый аггломерат. Базальт (может быть, оливинный андезитобазальт) среднезернистый, серого цвета с остроугольно-полиэдрической отдельностью. В шлифе из этой породы мы видим в фенокристаллах, кроме плагиоклаза и авгита, также одновременное присутствие и оливина, и гиперстена; оливин всегда с тонкой опацитовой корочкой. Структура микропорфировая с тонкой неявственно-интерсертальной основной массой, характерной для этих пород. Попадают сростки оливина и пироксена, обрастания первого вторым. В других образцах раскристаллизация основной массы слабее, и в шлаковых корках эта масса представляется черным непрозрачным стеклом с выделениями плагиоклаза (по величине разделяющимися на несколько генераций), оливина (подвергающегося опацигизации) и авгита. Ниже по гребню ряд выходов оливинного базальта или андезито-базальта.

РАЗРЕЗ СОММЫ ПОД СКАЛОЙ КУТХА

В самом низу склона здесь обнажаются два ясно видимых плотных лавовых потока, между которыми залегают пористые темные андезиты. Эти пористые породы при микроскопическом исследовании оказываются авгитово-гиперстеновыми, со стекловатой основной массой из бурого, почти непрозрачного стекла с очень мелкими микролитами, так что эта основная масса – типа переходного к гиалопилитовому.

Находящийся выше на 20 м поток состоит из плотного светло-серого андезита, мощность его 10–12 м. Это также авгитово-гиперстеновый андезит с преобладанием гиперстена над авгитом в выделениях, но основная масса в нем значительно более раскристаллизована, типичная, бедная стеклом, гиалопилитовая. По-видимому, в некоторых порых есть кристобалит (?).

На высоте 1990 м выступает тонкий (около 4 м) поток своеобразного афирового буро-красного андезита. Он интересен и по микроструктуре, обладая тремя ясными генерациями плагиоклаза: 1) фенокристаллы обычного вида, 2) более мелкие призматические выделения, 3) мелкие микролиты; гиперстена и авгита очень мало, а стекло запылено рудным веществом.

Этот поток обладает тонкопористой темно-серой шлаковой коркой. Порода последней состоит из выделений призмочек полевого шпата (по размерам отвечающих второй генерации в плотной части потока), заключенных вместе с небольшим количеством пироксена в буром стекле. Формы этих кристалликов, однако, не так вытянуты и двойниковое строение иначе развито.

Аггломератовый красный слой, подстилающий поток, – очень тонкий.

Третий поток, начинающийся на высоте 2010 м, также внизу имеет красный слой, далее следует лава плотная, а выше идет серия плотных и красных пористых лав, выглядывающих из-под осыпи, так что трудно здесь видеть строение этой слоистой вулканической толщи. Можно только наблюдать, как слои темных пористых лав залегают между красными. Пористые андезиты (как серые, так и красновато-серые) обладают основной массой, состоящей из стекла с тонкими иголками плагиоклазовых микролитов и мелких пылинков рудного минерала, появившихся, очевидно, в связи с окислением. Местами основная масса переходит в типичную гиалопилитовую массу с бурым прозрачным стеклом. Фенокристаллы – плагиоклаз, авгит и гиперстен, последний ясно плеохроичный. Любопытны небольшие остатки бурой роговой обманки с опацитовой каймой, наблюдавшиеся в темном пористом андезите. В более раскристаллизованном андезите основная масса интерсертального типа, богатая мелкими зернышками пироксена с плагиоклазом нескольких генераций (сериально-порфировая), они разложены и замещены рудным веществом; выделения роговой обманки присутствуют и здесь.

Толща продолжается до мощного потока серого андезита, ясно заметного на склоне, этот поток обнаруживает красные аггломераты в основании и красные прослои в середине, но самого контакта не видно под осыпью. Поток лежит в основании скалы Кутха на высоте 2080 м. Этот светло-серый пироксеновый андезит, как показывает микроскопическое исследование, беден фенокристаллами цветных минералов. Последние представлены авгитом, гиперстеном, ясно плеохроичным, и в небольшом количестве оливином, который снаружи разлагается с выделением красновато-бурых окислов железа. Фенокристаллы плагиоклаза разнообразных размеров. Основная масса тонкая интерсергального типа с небольшим количеством буроватого прозрачного стекла.

СКАЛА КУТХА

Она представляет собой вертикальный обрыв красноватого трахитоидного андезита, переходящего местами в тонкопористый. Отдельность — неправильные глыбы, развита также вертикальная отдельность. С противоположной стороны ледника скала Кутха выглядит в виде лакколита, выклинивающегося по бокам. Это сходство еще более усиливается благодаря тому, что залегающие выше андезито-базальтовые потоки кажутся приподнятыми лакколитами Кутхи. Может быть, это так и есть в действительности, но видимое падение около Кутхи зависит и от неровности склона.

Светлые розово-серые андезиты Кутхи обладают грубо-щероховатым изломом; они с обильными выделениями плагиоклаза и с редкими — цветного минерала. Под микроскопом — это гиперстеновый андезит с относительно меньшим, чем обычно, количеством фенокристаллов плагиоклаза. Августовых вкрапленников почти нет. Фенокристаллы гиперстена меньших размеров, чем полевошпатовые, призматической формы, почти все с железистой каемкой окисления с буроватым плеохроизмом. На авгите такой каемки нет. Изредка — остатки красно-бурой роговой обманки с опацитовой каймой. Основная масса богата прозрачным, почти бесцветным стеклом, в котором плавают относительно крупные микролиты плагиоклаза и ставшие непрозрачными призмочки пироксена, вероятно, гиперстена. Общий облик микроструктуры — богатая стеклом, гиалопилитовая. Другой образец, с окраской более буроватой, под микроскопом почти неотличим от описанного; попадает немного больше остатков роговой обманки.

Непосредственно под скалой Кутха залегают 5 слоев, сначала андезитов, а потом более основных андезито-базальтов, обнаруживающих нижние и верхние поверхности потоков. Мощности потоков по 2–3 м. Между ними под осыпями и новейшими выбросами Авачи залегают, вероятно, аггломераты соммы.

Первый поток над скалой Кутха, мощностью около 4 м, состоит из светло-серого андезита с выделениями плагиоклаза и с мелкими порами угловатого вида. Под микроскопом — это типичный гиперсте-

новый андезит, со сравнительно небольшим числом выделений плагиоклаза, с плеохроичным гиперстеном и магнетитом в основной массе тонкой гиалопилитовой структуры, бедной стеклом, переходящей в интерсертальную.

Третий поток над Кутхой, на абс. высоте 2120 м представлен почти такой же породой, основная масса ее не столь тонкая, типически гиалопилитовая.

Еще выше, на высоте 240 м над Кутхой, выступает поток плотного темно-серого базальта или андезито-базальта с видимыми макроскопически выделениями оливина, наряду с фенокристаллами плагиоклаза и авгита. Под микроскопом фенокристаллы плагиоклаза дают серию разных размеров, на втором месте стоят фенокристаллы оливина, хорошо образованные и без всяких ресорбционных каемок. Выделения авгита крупнее, но они редки. Основная масса — чрезвычайно тонкий войлок стекла, пронизанного мельчайшими микролитами (микронолитами) полевого шпата, зернышками пироксена и магнетита. Кристаллических элементов так много, что, может быть, структуру надо отнести к интерсертальной, но микролиты слишком мелки, чтобы видеть ясно взаимные отношения.

Над пятым потоком — между ним и андезитами, обнаженными на вершине соммы, — в осыпи преобладают угловато-округлые куски пузыристого шлака, представляющего, вероятно, агломераты, подобные тем, которые мы видели в скалах Быки. По внешнему виду эти шлаки похожи также на шлаки, встреченные в основании обрыва соммы. Здесь, наверху соммы, основная масса заключает больше микролитов в непрозрачном стекле. Фенокристаллы плагиоклаза, авгита, гиперстена и изредка небольшие выделения оливина. Попадают параллельные обрастания гиперстена авгитом и крестообразные двойники гиперстена.

Наконец, наверху между скалой Кутха и высокими скалами соммы Авачи обнажены серые оливинные базальты или андезито-базальты, обнаруживающие структуру глыбовой лавы. Это плотные серые породы с видимыми невооруженным глазом порфиловыми выделениями плагиоклаза и пироксена. Последний под микроскопом представлен авгитом и гиперстеном. Кроме того, присутствуют небольшие выделения оливина, обычно с очень тонкой опацитовой каемочкой, изредка с венчиками из зерен пироксена. Основная масса бедна стеклом, тонкого интерсертального типа. Обращают на себя внимание отдельные небольшие обособления стекла, бесцветного и прозрачного. В другом образце основная масса принимает скорее гиалопилитовый вид со стеклом, кажущимся помутневшим и буроватым. В этом шлифе попался крупный фенокристалл оливина.

Уклон внешнего склона соммы, по-видимому, совпадает с первичным уклоном лав или близок к нему и равен здесь 25°.

К северу от скалы Кутха на внутренней стороне соммы Авачи также выступают потоки лав. Исследованный образец светло-серого андезита, богатого фенокристаллами полевого шпата, под микрос-

копом представляет обычную картину этого типа авгитово-гиперстенового андезита с гиалопилитовой основной массой из прозрачного стекла и относительно крупных и длинных микролитов плагиоклаза, а также пироксена и магнетита; стекла мало; гиперстен в фенокристаллах отчетливо плеохроичный.

ПЕРЕМЫЧКА МЕЖДУ ДЕЙСТВУЮЩИМ КОНУСОМ И СОММОЙ АВАЧИ

Перемышка между конусом и соммой Авачи представляет собой довольно узкий гребень, спускающийся круто и на юг, и на север. Гребень этот сложен рыхлыми шлаковыми отложениями, и не лишено возможности предположение, что под ним погребен лед. Южный ледник в конце лета, когда стаивают снежники, также сильно засыпан рыхлыми вулканическими продуктами, лед обнаруживается лишь в бортах поперечных V-образных трещин. В верхней части склона поперечных трещин не видно, здесь, наоборот, — продольные трещины, расходящиеся веером, причем отмечающие эти трещины рытвины проникают довольно высоко на внутренний склон соммы. По окраинам ледника типичная бугристая моренная поверхность. Со стороны соммы Авачи к этому леднику спускается довольно ровный склон из шлаковых образований. Со стороны конуса Авачи обильны темные шлаки и бомбы, обычно тоже шлаковые, реже бомбы "с хлебной коркой", и красные шлаки, доходящие до подножия конуса в сравнительно небольшом количестве обломков и сосредоточенные главным образом выше по склону. Северный ледник очень крутой, занимает карообразное углубление, врезавшееся в тело соммы, которое тут от конуса Авачи отделяется сравнительно небольшой площадкой. В этом крутом каре лед ниспадает ледопадом. Фирновое поле находится в седловине, как сказано, частично засыпано рыхлыми продуктами и под ними, вероятно, поднимается часть и на склон конуса. По правому борту всяческого ледника, спускающегося на север, наблюдается почти отвесная стена, над которой в свою очередь возвышаются скалы, обнажающие вверх зеленовато-серые туфы, а под ними — чередование лав с красными аггломератами. Ниже, в стенке, видны потоки лав с подстилающимися красными аггломератами, еще ниже — опять туфы. Несколько жил (некоторые из которых извилистые) прорезают эту свиту.

Среди пирокластического материала, выброшенного вулканом, в седловине между конусом и соммой мы наблюдаем обычные типы бомб:

1) Самый распространенный тип — темные зеленоватые шлаковые бомбы с поверхностью типа "цветной капусты". Внутри нередко обнаруживается пустотелая часть — полосы с ржавым налетом, в более крупных бомбах этого типа внутренняя часть обычно плотная стекловатая.

2) Бомбы, переходящие в типичные шлаки.

3) Типичные бомбы "с хлебной коркой" – с пемзовидным ядром и плотной оболочкой. Попадаются куски глыб пемзы, которые представляют, вероятно, разорванные бомбы этого типа.

а) В некоторых бомбах среди пемзы есть и зеленоватые участки, иногда полоски, иногда обломки. В некоторых глыбах трещины иногда имеют концентрическое строение.

б) Бомбы "с хлебной коркой", но без пемзовидной серединки, представляют сравнительно редкий тип.

4) Ярко-красные куски. Всегда имеют вид взрывных обломков без определенного внутреннего строения.

5) Среди обломков стоит упомянуть: темные круглые валунообразные обломки, на поверхности которых видно действие фумарол: серые плотные угловатые обломки с гофрированными краями.

ВЕРШИНА СОММЫ

При подходе к вершине соммы Авачи на северо-западном склоне выступают обнажения лав, слагающих сомму. Начиная с высоты 2300 м внизу обнажается красная лава, снизу красно-бурая, а затем – серые плотные оливиновые андезиты. В них встречается в виде корочек на кусках зеленый минерал из группы хлорита. Над этими серыми андезитами выделяются темно-серые лавы, по-видимому, тоже основные. Куски таких основных лав примешиваются к шлакам, засыпающим сомму. Исследование под микроскопом образцов, последовательно взятых при подъеме на вершину соммы от ледника, на перевале между действующим конусом Авачи и соммой, дало такую картину смены лав.

Упомянутые буро-красные андезиты с красноватыми фенокристаллами полевого шпата, расположенные на высоте около 2350 м, под микроскопом оказываются авгитово-гиперстеновым андезитом, не содержащим оливина. Авгит и плеохроичный гиперстен только в фенокристаллах, иногда образующих сростки, фенокристаллы плагиоклаза разных размеров, постепенно уменьшаясь до "микролитов", последних немного. Стекло бурое, почти черное, непрозрачное.

В залегающем несколько выше потоке тоже бурого андезита основная масса лучше раскристаллизована, микролитового типа; здесь можно видеть сильно развитую опацификацию пироксена, в виде камочек на фенокристаллах, и полное разложение микролитов цветного минерала. По минералогическому составу это тот же авгитово-гиперстеновый андезит.

Еще выше, как указано, встречаются плотные светло-серые пироксеновые андезиты с оливином. В них мы имеем породу с относительно хорошо раскристаллизованной основной массой интерсерпентальной структуры, с относительно короткими призмочками микролитов плагиоклаза, зернышками пироксена, магнетита и очень небольшим количеством стекла. В числе фенокристаллов, кроме плагиоклаза и пироксенов, присутствует и оливин, но его немного. Ромбический пироксен слабо плеохроичен.

Темно-серые лавы, выступающие еще выше, являются уже базальтами. Эти породы то плотные, то пористые, причем характерна форма пор с плавными округлыми контурами, свойственная базальтам. Под микроскопом видно, что порода — порфириковой структуры с фенокристаллами оливина и плагиоклаза, реже моноклинного пироксена. Плагиоклаз в вытянутых кристаллах несколько меньших размеров, чем фемические фенокристаллы. Основная масса — типичная интерсервальная масса базальтов с большим количеством зернышек пироксена и магнетита, зажатых между микролитами плагиоклаза. Стекла очень немного.

В серых лавах нижнего слоя обращает на себя внимание присутствие пор вверху потока и пустот размерами в несколько сантиметров — внизу потока.

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ ВНЕШНЕГО СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СОММЫ

Ниже по склону и восточнее скал Быки, на высоте около 2000 м, у края кара обнажается базальтоподобная жила, отвесно обрывающаяся у своего восточного края. Мощность жилы 3–4 м. Краевая часть жилы шершавая, с сосками и полусферическими выпячиваниями. У краев порода жилы плотная, коричневато-серая, к середине в ней увеличивается пористость и цвет меняется на зеленоватый.

Под микроскопом серая порода жилы в 25 см от контакта больше похожа на андезит, чем на базальт или андезито-базальт. Небольшие (1,1; 1,2 мм) фенокристаллы плагиоклаза располагаются флюидально; фенокристаллы цветного минерала представлены ясно плеохроичным гиперстеном; имеется немного магнетита, микроскопически крупные фенокристаллы авгита. Основная масса — тонкая гиалопилитовая, бедная стеклом. Краевая часть жилы отличается стекловатой основной массой, в которой заключено только ничтожное количество мелких микролитов полевого шпата. Стекло бурое, густо окрашенное. В фенокристаллах находим, кроме плагиоклаза и гиперстена, более редкие, но более крупные выделения моноклинного пироксена. У края жилы, в виде небольших скал, обнажен лавовый поток мощностью около 5 м.

Нижняя часть (лежащий бок потока) представлена красно-бурым агглюмератом с шероховатой поверхностью, мощность слоя агглюмерата около 1 м. Порода этого агглюмерата — авгитово-гиперстеновый андезит с густо пропыленной непрозрачными окислами железа основной массой (гематитом), ранее, очевидно, стекловатой с очень мелкими и редкими микролитами полевого шпата.

Выше следует темно-серый пироксеновый андезит мощностью 2 м с остроугольно-полиэдрической отдельностью, еще выше он сменяется зеленоватым пироксеновым андезитом со скорлуповатой отдельностью мощностью около 1 м, затем следует зеленоватый пористый пироксеновый андезит с остроугольно-полиэдрической от-

дельностью (мощность около 1 м). Этим заканчивается обнажение потока.

Выше обнажения жилы по направлению к скалам Быки вскрываются несколько лавовых потоков: низы их сложены из красных аггломератов, в краевой части порода плотная, коричневато-черная, в середине залегает зеленоватый андезит, пористый, в кусках красные каемки и характерная скорлуповатая отдельность. Такой зеленовато-серый андезит с относительно крупными фенокристаллами авгита под микроскопом оказывается авгитовым андезитом, содержащим в фенокристаллах плагиоклаз и только моноклинный пироксен. Основная масса — типа гиалопилитовой, переходящей в интерсертальную, тонкого строения и с разложенным стеклом.

ЖИЛА, РАСПОЛОЖЕННАЯ НЕПОСРЕДСТВЕННО К ЮГУ ОТ СКАЛ БЫКИ

Базальтовая жила (мощностью 1,5–2 м северо-западного простирания, крутого юго-восточного падения) пересекает поток лавы мощностью около 2 м и аггломератовый слой. Центральная часть жилы — с параллелепипедальной отдельностью, краевая часть — с плитчатой.

Порода этой жилы — типичный базальт, темно-серый, с мелкими блестящими иголочками плагиоклаза в плотной основной массе. В кусках отдельности развиваются концентрические красные зоны. Под микроскопом в образце из центральной части жилы видно, что порода богата удлиненными призматическими или таблитчатыми фенокристаллами плагиоклаза и содержит много более крупных фенокристаллов оливина и авгита. Оливин разлагается вдоль трещин и с периферии, превращаясь в буро-зеленые агрегаты, вероятно, бовлингита. Основная масса почти полнокристаллическая, интерсертальная тонкого строения, состоит главным образом из плагиоклаза и пироксена; немного магнетита.

В нескольких сантиметрах от контакта видно заметное изменение структуры породы: основная масса здесь тонкая гиалопилитовая, оливковые фенокристаллы обычно мельче, превращены целиком в более светлоокрашенный бовлингит, и с тонкими опацитовыми каемочками. Есть обрастания пироксеном оливина, замещенного бовлингитом.

Тонкопористая бурая порода из самого контакта обладает совершенно стекловато-разложенной и непрозрачной основной массой. Минерал, напоминающий бовлингит, не только замещает оливин, но и выполняет поры. Плагиоклаз совершенно свеж.

В упомянутом потоке лавы видна его морщинистая нижняя поверхность. Поток лавы стратиграфически расположен ниже всех потоков, находящихся под скалами Быки. В стороне от жилы (в 20 м к востоку от нее) в потоке заметно шпировое строение, а именно: зеленоватые эвпорфировые участки заключены в фиолетовой афировой массе, в ней видны кирпичного цвета разводы.

Скалы Быки состоят в верхней своей половине из темных округлых кусков грубого вулканического аггломерата, порода имеет темно-серый цвет; сверху — прослой красных аггломератов и тонкие потоки лав. В нижней своей половине скалы состоят из лавовых потоков (которых насчитывается 6 или 7), чередующихся с красными аггломератами.

Поток в основании скал Быки (с восточного края этих скал) представлен серой лавой, имеющей в середине потока остроугольную оскольчатую отдельность. Внизу потока — более плотный андезит с глыбово-плитчатой отдельностью. Это авгитово-гиперстеновый андезит с типичной тонкой гиалопилитовой основной массой, с морщинистой нижней поверхностью. Под ним залегают аггломераты, на кусках их составляющих — красная верхняя корка, а внутри — пористый серый андезит.

Выше, в потоках, обнажающихся в скалах Быки, замечается как бы зональное строение. В центральной части потоков порода обнаруживает отдельность, приближающуюся к шарообразной (округло-параллелепипедальная), глыбы отдельности с желтой корочкой, к краям потоков порода сменяется более пористой, а внизу и сверху переходит в аггломератовую лаву (5-й поток). Эти плотные зеленовато-серые андезиты из средней части потока, переходящие книзу и вверх в бурые аггломераты, кажутся более основными, чем общий тип андезитов. Однако под микроскопом этого не заметно и мы имеем авгитово-гиперстеновые андезиты с гиалопилитовой основной массой, в общем обычного типа. В краевых (нижних и верхних) частях наблюдается покраснение и опацификация гиперстена.

В одном из потоков, залегающих еще выше, намечается полосатое строение, а именно — видно несколько полос более плотной лавы мощностью 0,4–0,5 м, в средней части с параллелепипедально-округлой отдельностью, чередующихся со шлаковидными прослоями, иногда в центральной части принимающими темное аггломератовое строение. Плотная темная базальтовидная лава со скорлуповатой отдельностью под микроскопом оказывается авгитовым андезитом со сравнительно небольшим числом фенокристаллов пироксена, среди которых преобладает авгит; крайне редко попадает серпентинизированный оливин. Основная масса тонкая, со структурой, переходной между гиалопилитовой и пилотакситовой, состоит из микролитов плагиоклаза, мелких зернышек авгита, магнетита и очень небольшого количества стекла. В шлаковых прослоях раскристаллизация основной массы слабее, микроструктура более подходит под понятие гиалопилитовой или даже разложивно-стекловатой.

Рассматриваемый поток как будто третий поток сверху, хотя это здесь не так ясно, как в других местах. Над самым верхним потоком — слой темного аггломерата, потом красного, затем идет мощная толща темных аггломератов.

Аггломераты верхней половины скал Быки обнаруживают грубую слоистость, выражающуюся в различии размеров обломков и присутствии тонкого псаммитового материала. Прослой эти выклинивают-

ся и иногда их соотношение напоминает перекрещивающуюся слоистость. Местами в этих аггломератах попадаются крупные глыбы серого и серовато-красного андезита или андезито-базальта. В одном из таких кусков наблюдалась структура эксплозионного обломка с гофрированным краем. Куски серого андезита из аггломератов довольно темные и пористые, причем иногда поры не имеют округлых очертаний, преимущественно свойственных основным андезитам Авачи. Под микроскопом в наиболее основном по внешнему виду образце порода имеет облик авигитово-гиперстенового андезита с очень редкими и мелкими выделениями оливина, кроме обычных плагиоклаза и пироксенов. Последние представлены как моноклинными, так и ромбическими, микролиты очень крупные и короткие, и их немного, а стекло бурое, почти непрозрачное. В более кислых, типах оливин совсем отсутствует, пироксен в фенокристаллах только ромбический, стекло девитрифицировано в трудно распознаваемую минералогически тонкую массу. Вместо микролитов предыдущего образца — еще несколько более крупные кристаллики, и местами структура принимает вид сериально-порфировой, иногда основная масса имеет вид неясной грубо-интерсертальной, со вторым поколением микролитов.

Пироксеновые андезиты очень близкого характера образуют потоки, видные в верхней части нижней половины скал Быки.

МОЩНАЯ ЛАККОЛИТОВАЯ ИЛИ ЭКСТРУЗИВНАЯ МАССА НА ВНЕШНЕМ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СОММЫ, В НАЛЫЧЕВСКОМ КАРЕ

В южном борту Налычевского кара обнажена в виде крутых обрывистых скал мощная масса андезита, входящая в состав тела соммы. В верхнем выходе видно, что ее слагает зеленоватый андезит с полиэдрической и параллелепипедальной отдельностью. В глыбах последней при выветривании, достигающем их внутренних частей, образуются куски с округло-полиэдрической отдельностью, с кирпичного цвета каймами. Порода эта представляется под микроскопом авигитово-гиперстеновым андезитом, богатым выделениями, с основной массой — очень тонкой гиалопилитовой, со структурой несколько неясной вследствие некоторого разложения. Замечательно, что в фенокристаллах присутствуют изредка также опацитовые псевдоморфозы по роговой обманке.

В таком андезите или андезито-базальте встречаются включения породы зеленоватого цвета и сравнительно мелкозернистые шпирсы с с эвпорфиловыми выделениями пироксена. Видимо, встречаются также крупные участки, выветривающиеся скорее, чем окружающие. В краевой части этого тела андезиты имеют кирпичного цвета окраску и более пористы.

Нижнее скалистое обнажение на этом же склоне в виде выхода мощной неправильной дайки сложено серым пористым трахитовидным

андезитом с округло-полиэдрической отдельностью. Под микроскопом этот пироксеновый (авгитово-гиперстеновый) андезит отличается сравнительно грубой и типичной гиалопилитовой массой из относительно крупных микролитов плагиоклаза в прозрачном стекле. Псевдоморфоз по роговой обманке не видно. Заметны неправильные пятнышки, имеющие вид разложенной и пронизанной окислами железа основной массы.

С этого выхода можно видеть, как верхнее массивное обнажение сечет базальтовая жила мощностью 4-5 м с падением 45° .

Под микроскопом в образце этой породы видно, что она, не обладая ярковыраженным обликом базальтов (каковой мы наблюдали в других жилах), — все же содержит в основной своей массе много зернышек пироксена, отчего микроструктура принимает облик тонкой интерсертальной, а в виде фенокристаллов в ней попадаются замешенные зеленым змеевиковидным веществом выделения оливина. Гиперстен в фенокристаллах отсутствует. Выше в обнажениях — в образце той же породы, но менее раскристаллизованной, с микроструктурой гиалопилитового типа — наряду с разложенным оливином встречен и свежий, есть обрастания оливина пироксеном.

В верхней части жила становится более отвесной, а ниже разветвляется и заключает в себе линзу вмещающих пород. У контакта жила имеет коричневатую корку. Базальт у контакта темный, плотный, с плитчатой отдельностью. В середине жилы он пористый, желтовато-зеленый, с полиэдрической параллелепипедальной отдельностью. Плитчатая отдельность по краям жилы вытянута согласно с падением и простираемостью жилы, т.е. вдоль нее. Вмещающий дайку андезит в контакте местами принимает серую окраску и местами легко разрушается.

Указанная жила базальта, прорезающая описанное массивное тело, наверху имеет простираемостью ЮВ 135° и прослеживается вверх на протяжении метров 40-50, далее само тело лакколита или экстррузии как будто кончается. Здесь лежит рыхлый материал последних извержений, прикрывающий снег. Жилы здесь также не видно, так же как и далее среди обнаженных по склону гребня лавовых потоков серого андезита; она, вероятно, выклинивается.

Надо отметить, что в андезито-базальтах, кроме большого количества включений зеленокаменных пород, в большом количестве встречаются зеленовато-желтые участки, точно шпирь.

Выше выходов рассматриваемого лакколита или экстррузии обнажены лавовые потоки серых андезитов, и уже над ними, примерно с высоты около 2200 м, появляются слагающие гряды андезито-базальты с оливином. Такой выход в виде гряды с простираемостью около 100° ЮВ нужно скорее всего считать лавовым потоком. Эти оливиновые базальты, или андезито-базальты, напоминают такие породы, слагающие верхи возвышенности Сарай.

Серые породы ниже высоты 2200 м, то более светлые (когда они плотные), то несколько темнее (когда они пористые), — представляют собой пироксеновые андезиты с преобладанием гиперсте-

на над авгитом в фенокристаллах, и с типичной довольно грубой гиалопилитовой основной массой. В одном из шлифов попало выделение оливина, окруженное венцом гиперстеновых зерен и в то же время отделенное от этого венца мирмекитовидной каемкой из магнетита, прорастающей оливин. Как обычно, авгитовые фенокристаллы крупнее гиперстеновых. В другом образце, с более тонкой основной массой, наблюдались совершенно опациitized выделение, по-видимому, роговой обманки, и здесь же превосходные параллельные обрастания гиперстена тончайшей корочкой авгита.

АВАЧИНСКИЙ КАР

По наружному склону соммы Авачи, от его верха до перевала у ледника Козельского, расположен Авачинский кар.

В верхней части кара, в основном засыпанной лапиллями, кое-где имеются выходы андезитовых лав. В середине кара — редкие скалы туфобрекчий, прорезанных базальтовыми жилами; скалы расположены посреди фирновых полей, в той или иной мере засыпанных лапиллями последнего извержения Авачи. Нижние две трети бортов кара заняты туфовыми, туфово-брекчиевыми обрывами и скалами. Куски в брекчиях — пироксеновый андезит довольно разнообразного вида. Обращают на себя внимание куски породы, принимающие снаружи довольно интенсивную зеленую окраску. Под микроскопом можно видеть, что эта окраска зависит от развития зеленого хлоритового минерала с относительно высокими цветами поляризации. Он занимает поры и метасоматически развивается в основной массе. Сама природа — авгитово-гиперстеновый андезит с характерными крупными и короткими микролитами основной массы.

Жилы базальтов хорошо заметны в средней части северного борта.

В южном выходе жила обнажена в виде скалы и имеет простирание СВ 25–30° с крутым восточным падением под углом 75–80°. Далее к северу она прерывается или, возможно, засыпана лапиллями. Далее к восток-северо-востоку через 30 м жила вновь появляется, но здесь она денудирована в уровень с туфами; на небольшом участке она имеет почти широтное простирание, далее загибается, имея простирание СВ 65° при отвесном падении. Дойдя до гребня, идущего от вершины соммы к Козельскому перевалу, она скрывается под толстым слоем лапиллей. В центральной части жилы порода имеет эвпорфировый вид с крупными выделениями авгита в серой, кажущейся тонкокристаллической, основной массе. Под микроскопом эта масса имеет облик гиалофитовой структуры, переходящей в грубоинтерсальную; бурое, почти непрозрачное стекло разлагается, переходя в зеленую тонковолокнистую массу. Такое же, по-видимому, вещество образует псевдоморфозы, может быть, по оливину. В породе местами обособления стекла. Любопытны плитчатые отдельности с морщинистой поверхностью. Краевая зона жилы отличается большим количеством почти непрозрачного бурого стекла, развитие зе-

леного хлоритовидного минерала наблюдается и здесь, оливина свежего не видно. По микроскопическим особенностям порода должна быть отнесена к разновидности, промежуточной по структуре между описанными выше породами центральной и краевой частей жилы.

Ниже по склону гребня метров на 30 опять обнажена базальтовая жила (возможно, это апофиза первой). Она имеет восточное или отвесное падение, мощность 2-3 м.

Еще ниже по гребню и по правую сторону его обнажаются туфобрекчии. Как показывает микроскоп, эти туфы и брекчии надо, скорее всего, отнести к андезитовым пирокластическим породам. Обломки - пироксены (главным образом авгит, но также и гиперстен), плагиоклаз, разложенное стекло или кусочки породы андезитового вида. Новообразования - окислы железа и карбонат (немного). Оливина ни свежего, ни разложенного в числе обломков не видно.

В таких пирокластических породах в одном месте обнажен тонкий (всего около 0,5 м мощностью) поток базальтов, местами как будто он прерывается. Слагающая его порода темная, тяжелая, несколько пористая, зеленеющая от развития хлоритового (?) минерала на стенках пустот и частью в самой массе породы. Под микроскопом видны крупные, а также и более мелкие выделения авгита вместе с более многочисленными фенокристаллами плагиоклаза в основной массе, кажущейся помутневшей и пронизанной многочисленными кристалликами магнетита. Эта масса кажется темной, основной. Попалось маленькое включение оригинальной структуры из длинных лейст плагиоклаза, между которыми зажаты зерна пироксена и участки стекла. Зеленый "хлоритовый" минерал с оптически положительным удлинением выстилает стенки пустот, нарастая перпендикулярно к ним.

Сами туфобрекчии представлены четырьмя следующими типами, различающимися по внешнему виду:

- 1) Брекчии, в которых преобладают угловатые куски до 0,5 м величиной. Рыхлого цементирующего материала мало, часто встречаются крупные глыбы серого андезита.
- 2) Туфобрекчии из кусков средних размеров, угловатых обломков размерами 0,2-0,3 м, типично обилие мелких обломков и особенно тонкого туфового вещества.
- 3) Участки в туфах, иногда выклинивающиеся, небольшой мощности (до 1 м), с большим количеством мелкого вулканического песка и небольшим количеством кусочков андезита размером 0,5-1 см.
- 4) Туфы, образующие очень тонкие линзы в туфобрекчиях третьего типа. Ниже за туфами, в самом конце гребня, выступают глыбы серого андезита, полузасыпанные лапилями и представляющие, вероятно, коренной выход.

Вправо и влево от предыдущих жил и брекчий по усыпанным лапилями склонам видны выходы пироксеновых андезитов со скорлуповатой отдельностью и с эвпорфировой структурой. Верхняя поверх-

ность потока — с коричневато-бурой окраской. Переходя дно кара в диагональном направлении, мы видели частые выходы туфобрекчий, под ними (а может быть, и в них) залегают потоки зеленовато-серых андезитов с порфиристыми выделениями пироксена, с характерной скорлуповатой коркой выветривания на полиэдрических глыбах отдельности. Внутри корки глыбы и куски принимают округло-полиэдрическую отдельность, иногда по краям с красноватой каемкой выветривания. По внешнему виду — это заметно разложенный серый андезит с относительно темной основной массой и многочисленными выделениями плагиоклаза. Под микроскопом он представляет собой авгитово-гиперстеновый андезит, в одном из образцов — с тонкой, но, по-видимому, полнокристаллической основной массой интерсертально-микрозернистого облика, а в другом — с очень небольшим количеством стекла и с микролитами, короткими и широкими.

Выше нижней трети склона, влево от середины кара, туфобрекчи рассечены двумя базальтовыми жилами. Нижняя — мощностью 0,5 м с широтным простиранием и крутым (около 60°) южным падением — имеет, вероятно, апофизы, так как в 3 м от нее к северу виден небольшой остаток лежащего бока апофизы мощностью 20 см. В центральной своей части жила несколько более пористая, эвпорфировой структуры. Под микроскопом — крупные выделения авгита и более мелкие выделения плагиоклаза заключены в темном, почти непрозрачном стекле, содержащем редкие вытянутые микролиты полевого шпата. Поры выстланы зеленоватым хлоритовым минералом, обособляющимся также бесформенными пятнами и в основной массе. Попался только один крупный фенокристалл оливина неправильной обломанной формы. В краевой части жилы микролиты в стекле основной массы почти совершенно отсутствуют, хлоритовые пятнышки мельче. Фенокристаллов авгита меньше, а плагиоклазовые имеют несколько меньшие размеры.

Другая жила базальта с простиранием СЗ 320° — вертикальная, мощностью 0,75–1 м, с округло-полиэдрической отдельностью в середине, имеет сильно пористую часть около 15 см толщиной. Изменение микроструктуры породы, при переходе от центральной части к краям, — того же типа, как в предыдущей жиле. В центральной части жилы основная масса из бурого, почти непрозрачного стекла с крупными микролитами плагиоклаза и зернами авгита. В ней заключены обычного вида фенокристаллы плагиоклаза и авгита, оливина не видно. Довольно обильно развивается хлоритовый минерал, он здесь в довольно крупных пластинках, ясно плеохроичный. В краевой зоне основная масса — стекло. Много округлых пор, выстланных и запыленных хлоритовым минералом. Очень любопытно присутствие (в шлифе из центральной части) минерала с очень высоким рельефом, с ромбическим (угол 60°) сечением перпендикулярно оптической оси, одноосного и положительного. Над туфами жилы не выдаются, а "срезаны" денудацией вровень с ними.

ВНЕШНЯЯ ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ АВАЧИ И ПРИМЫКАЮЩИЙ СКЛОН КОЗЕЛЬСКОЙ СОПКИ

Хороший разрез восточной части соммы можно видеть на северном ее участке до места слияния Каскадного ледника с Большим северным Козельским. К этому месту можно добраться со стороны северного склона Козельской сопки. Обнажения тут мало доступны, но хорошо видны с поверхности ледника. Здесь по левую сторону ледника на крутом склоне соммы выступают 5-6 прослоев глыбовых лав серого андезита, подстилаемых, как обычно, слоями красного аггломерата. Между потоками — осыпи, среди которых проглядывают грубые аггломераты и иногда туфы. Более мощные накопления желтых туфов образуют скалы выше упомянутых лавовых потоков, между ними и скалами Быки. Туфы эти кажутся несогласно примыкающими к упомянутым лавовым потокам. Может быть, здесь имеется нарушение. Среди желтых туфов также залегают прослои лав (до которых добраться оказалось невозможно), кроме того, толща прорезана тонкими базальтовыми жилами широтного направления.

К северу от Каскадного ледника, на противоположном склоне гребня, ограничивающего его слева, лавовая толща засыпана новейшими лапиллями, из-под которых выступает андезитовая жила, образующая своеобразный раздвиг и как будто заканчивающаяся в верхней своей части лакколитообразным телом. По крайней мере так представляется она, если смотреть снизу.

Мыс между Каскадным и северным Козельским ледниками представляет прекрасное обнажение, но почти недоступное. Потоки лав, переслаивающиеся с аггломератами, здесь по различным направлениям прорезаны базальтовыми жилами.

По правую сторону северного Козельского ледника, почти при слиянии его с каскадным, выступает мощная крутая скала, или пик из светло-серого роговообманкового андезита, явно прорезающая слоистую толщу лав и аггломератов, примыкающую с востока. Как можно видеть издали, эта скала имеет в плане более или менее округлые очертания и обнаруживает своеобразную скорлуповатыйшевидную отдельность, причем с периферии видно несколько концентрических слоев, а в центральной части заметно перисто-радиальное строение трещин. Скала заканчивается острыми пиками. Порода этого экструзивного тела, или бисмалита, взятая из глыб осыпи, представляет очень светлый серый андезит с мелкими фенокристаллами плагиоклаза и черными, тоже некрупными, призмочками роговой обманки. По микроскопическим особенностям породу надо отнести к роговообманковому андезиту или андезито-дациту. Из цветных минералов в выделениях только роговая обманка, более или менее опацизированная, в общем разложенная слабо, буро-зеленая, в основной массе мало рельефных зернышек фемического минерала, имеются главным образом микролиты плагиоклаза в прозрачном стекле и округлыми или изометрическими пятнами выступает, по-видимому, глобулярный кварц.

В этих андезитах попались гомеогенные включения, обращающие на себя внимание длинными тонкими иголочками цветного минерала. Под микроскопом эти включения отличаются не только этими длинными иголочками, которые оказываются полурасплавленной роговой обманкой, но и микроструктурой основной массы, для которой характерны крупные длинные полевые шпаты второй генерации, и довольно много бесцветного стекла, так что микроструктура принимает облик своего рода гиалоофитовый.

Подобное же, по-видимому, тело серого андезита, но как будто имеющее дно и поэтому обладающее формой сильно выпяченного лакколита, залегает выше по северному Козельскому леднику. А на противоположной стороне ледника в верхней части соммы видно мощное пластообразное тело подобного по внешнему виду серого андезита. Эти тела мы наблюдали только издали. Добраться до них через ледник не удалось.

Слоистая вулканическая толща к востоку от описанного бисмалита, или экстррузивного пика, в верхней своей части содержит два слоя лав. А в своих низах она сложена мощной толщей черных (базальтовых) аггломератов, издали напоминающих аггломераты скал Быки. Пористая порода этих аггломератов под микроскопом обладает эвпорфировой структурой. Основная масса — бурое малопрозрачное стекло с относительно крупными короткими призмочками полевых шпата второй генерации. В фенокристаллах авгит, реже и в более мелких кристаллах — гиперстен. Оливина не заметно.

В лавах, залегающих выше, мы встретили как пористые, так и плотные серые андезиты. В образце такого плотного мелкопорфирового андезита под микроскопом можно видеть кроме плагиоклазовых фенокристаллов, выделения гиперстена, авгита и характерные сростки пироксеновых кристаллов, окружающих зерна оливина, в которых по периферии появляются мирмекитообразные рудные прорастания. Основная масса имеет вид гиалопилитовой с расстеклованным базисом, пронизанным мельчайшими зернышками.

В километре ниже по течению ледника, как будто из-под этой толщи выступает красноватая коническая вершина ("Красная гора", или "Тиара"), состоящая из целого ряда лавовых скал, чередующихся с осыпями и по своей характерной выпуклой сверху форме напоминающих маленькие лакколиты.

Темно-серый мелкопорфировый, богатый плагиоклазовыми фенокристаллами андезито-базальт, или базальт, образует жилу. Образец, взятый из раздува жилы, представляет собой породу с фенокристаллами плагиоклаза в грубо-гиалопилитовой основной массе, довольно богатой бурым стеклом; кроме плагиоклаза в меньшем количестве присутствуют небольшие выделения оливина, в основной массе кроме микролитов плагиоклаза довольно много зернышек пироксена.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ

К западной части соммы Авачи можно проникнуть по речкам Камбальной и Ботанической, вытекающим из западного аэрио соммы, или по Елизовской сухой реке, верховья которой находятся с внешней стороны соммы. Мы прошли к Камбальной и Ботанической рекам от лагеря, расположенного у подножия вулкана, проделав при этом специальный просек среди лесной и частично кустарниковой растительности.

На всем пути по просеку обнажений не было встречено. Выйдя к Камбальной речке, протекающей по глубокому барранкосу, мы прошли вверх по ее течению. Стенки барранкоса сложены здесь пирокластическими отложениями, в общем подобными тем, которые можно видеть у подножия вулкана по Елизовской и прочим сухим рекам. Крутые склоны барранкоса, по которому протекает Камбальная речка, покрыты осыпями, и эти осыпи не позволяют в деталях разобраться в строении пирокластических образований.

Следуя вдоль речки около 1,5–2 км, мы вышли из зоны лесной и затем кустарниковой растительности и попали на высоте около 1000 м в зону альпийских лугов. Сюда уже достигали спустившиеся с действующего конуса потоки лав. Вверх подъем к конусу шел по обширной (1,5–2 км шириной) долине, расположенной между высоким и крутым восточным склоном возвышенностей Сарай и Монастырь и склоном западной части соммы Авачи, довольно сильно засыпанным и не обнаруживающим свое строение так отчетливо, как склон восточной части соммы. Верховья реки Ботанической (приток реки Камбальной) прижимаются к склону соммы, верховья реки Камбальной прижимаются к склону возвышенностей Монастырь и Сарай. С этой именно (восточной) стороны выступают потоки лав современного конуса, западнее располагаются, вероятно, более древние потоки, засыпанные пирокластическим материалом и осыпями.

СКАЛА ОДИНОКАЯ

Среди полузасыпанного западного склона соммы выделяется большое обнажение – скала Одинокая.

Скала Одинокая выступает как обособленное тело, прорезающее эту толщу. Она расположена в верховьях Ботанической речки, на правом ее берегу, на высоте около 1300 м, среди сильно засыпан-

ной лапиллями новейших извержений вулканической толщи западной части соммы Авачи.

Скала Одинокая представляет собой бисмалитообразное тело (plug) очень светлого трахитовидного роговообманкового андезита, частично размытое с южной стороны. Южная сторона его падает круто под углом около 70° .

По краям обнажения и частично в средней его части еще сохранились андезиты краевой части бисмалита с характерной призматической отдельностью, нормальной к контакту; эта краевая разность отличается несколько более темным цветом. Внутри тела призматическая отдельность сменяется толстоплитчатой с полигональными очертаниями плит, наконец, в центральной части порода массивная, распадающаяся на крупные остроугольные глыбы.

В восточной части обнажения виден контакт бисмалита с туфово-брекчиевой толщей, заключающей в себе поток лавы внизу обнажения; контакт почти вертикальный, имеет неправильную форму. В контакте интродуцированный андезит принимает брекчиевидное сложение и состоит из крупных остроугольных угловатых обломков.

У восточного конца от бисмалитового тела отходит апофиза меридионального простирания, вертикальная, мощностью около 4 м, с остроугольно глыбовой отдельностью. Другая апофиза тянется на восток, почти в направлении к конусу Авачи; в конце апофизы заметна струйчатость, совпадающая с направлением апофизы.

По внешнему виду среди андезитов скалы Одинокой можно различить два основных типа: 1) светло-серые андезиты, богатые вкрапленниками и с трахитоидным изломом, характерные для центральной части, где преобладает полиэдрическая отдельность, и 2) более темные, несколько более плотные андезиты периферической корки с призматической отдельностью.

Другого вида породы (зеленоватые, красноватые с различным числом вкрапленников) встречены в отдельных кусках, и роль их в строении изверженного тела неясна.

Под микроскопом различие двух главных типов ничтожно. В плотных андезитах больше бурого стекла между микролитами, в серых андезитах центральной части этот мезостазис расстеклован, местами замечен кристобалит (или тридимит). Как тот, так и другой тип являются роговообманково-гиперстеновым андезитом с небольшим количеством фенокристаллов авгита. Роговая обманка относительно обильна, но в большинстве случаев она разложена в обычную смесь минералов (авгит, плагиоклаз и магнетит) или просто опацифицирована. Микролиты плагиоклаза крупнее, чем в обычных лавах, и не так вытянуты, в виде относительно коротких брусочков почти с квадратными сечениями.

Включения зернистой породы в сером андезите скалы Одинокой состоят из плагиоклаза и роговой обманки того же вида, как и в самом андезите; любопытно то, что роговая обманка подвергается обычному перерождению в смесь пироксена, магнетита и плагиоклаза только там, где она граничит с массой вмещающего андезита.

С вершины скалы Одинокой можно довольно ясно видеть, что очертания ее в плане имеют вид эллипса, вытянутого в широтном направлении, и можно думать, что апикальная часть бисмалита слабо размыта и была близка к современной вершине, так как на вершине встречаются те андезиты и брекчии, которые внизу встречаются лишь по периферии тела.

С западной и северной сторон (с точки Усталой) видно концентрическое строение бисмалита: центральная часть и периферическая ясно отличаются по отдельности.

Со скалы Одинокой хорошо заметен спустившийся с Авачи грязевой поток, перекрывший ледник. Поток скатился с того места, где у вершины склон залит лавой 1926 г.

ВНЕШНИЙ СКЛОН СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СОММЫ

Северо-западный склон соммы, который спускается к верховьям Елизовской реки, пологий, сильно изрытый мелкими ложками, сложен, как это видно в промоинах, в значительной мере пирокластическим материалом и сверху усыпан лапиллями последних извержений. На склоне выступают отдельные каменистые бугорки, вероятно, представляющие собой выходы пород лавовых потоков.

Лавы в этих потоках имеют различный вид — то темнее, то светлее, в зависимости от степени раскристаллизации. Они представляют собой гиперстеново-авгитовые андезиты с типичной гиалопилитовой основной массой, характеризующиеся тонкими и мелкими иголочками плагиоклаза и бурым прозрачным стеклом. Выделений плагиоклаза много, а авгит и гиперстен часто в крупных фенокристаллах. Более пористые разности лав темнее окрашены, и под микроскопом видно, что они более стекловаты.

Интересно отметить, что на бугорке, выступающем среди лапиллевого поля между соммой Авачи и Корякской сопкой, где можно предполагать поступление лав и со стороны последней, характер этой лавы совсем другой. На этом бугорке нами наблюдалась, темная, гонко-пористая базальтовидная порода, на поверхности краснеющая. Под микроскопом мы имеем картину шлаковатого базальта с фенокристаллами оливина. Август попадает в выделениях редко, плагиоклазовых фенокристаллов совсем нет, а оливиновых много. Пузыристая основная масса богата стеклом; микролиты плагиоклаза и августа.

Сомма прорвана ущельем, обнажающим поток лавы, красные вулканические аггломераты выступают под ним, а сверху выступает глыбовая лава. Ниже, в бортах промоин, видны мощные отложения перемытых продуктов.

ИГОРЕВА СОММА

Так называют северо-западную часть соммы к юго-западу от скалы Идол.

Весь северо-западный склон Игоревой соммы от указанного выше ущелья по направлению к Коряке покрыт ровным слоем лапиллей, которые местами (например, на высоте около 1800 м) подстилаются, а местами прикрыты снежниками, и только в виде отдельных скал здесь выступают темные андезиты.

Эти скалы представляют собой выходы лавовых потоков, и в некоторых из них можно видеть (например, на высоте 1900 м) и центральную часть потоков, сложенную более массивной серой породой, и верхнюю, сложенную более пористой и покрасневшей породой. Под микроскопом лава потока на высоте 1900 м представляется оливинным авгитовым андезитом или андезито-базальтом. Фенокристаллы: плагиоклаз, авгит, также гиперстен и оливин, попадаются прекрасные венцы авгита на гиперстене. Плагиоклаз второй генерации в относительно крупных призмочках. В основной массе много мелких зернышек пироксена; стекло почти отсутствует. В породе из корки основная масса — пористое, темное, непрозрачное от пронизывающих его окислов железа стекло с редкими мельчайшими микролитами плагиоклаза; выделения — плагиоклаз, гиперстен и авгит, иногда с ядрами гиперстена.

Ниже, на склоне соммы (на высоте 1400 м), — подобный же выход андезита, но, по-видимому, более кислого. Под микроскопом фенокристаллы принадлежат почти исключительно плагиоклазу, оливина нет, характер основной массы тоже иной благодаря малому количеству микролитов авгита. В поверхностной части потока нет столь резких изменений, как в вышеописанном выходе, но все же выделения значительного количества окислов железа в основной массе (магнетита) и опацизация гиперстена с краев достаточно резко выражены.

Западная внешняя часть Игоревой соммы (на высоте около 1200 м) обнаруживает такие особенности. Здесь продолжается пологий мягкий склон, усыпанный лапиллями, изрытый многочисленными ложками. На этом склоне выступает группа холмов. Холм, занимающий центральное положение, достигает высоты метров 60 и покрыт россыпью глыб андезита, частью плотного, частью имеющего вид глыбовой лавы. Холм вытянут в северо-восточном направлении в сторону конуса Авачи. Андезиты относятся к группе гиперстеново-авгитовых, богатых мелкими фенокристаллами плагиоклаза с интерсертальной основной массой, попадаются обрастания ромбического пироксена моноклинным.

Среди глыб встречаются также андезиты или андезито-базальты с оливинном; в них обычны сростки оливина, окруженного авгитами, и параллельные обрастания гиперстена авгитом. На склонах соммы, в промоинах, большие кусочки перемытой пемзы, вероятно из коренных слоев пемзы. Встречаются также кусочки выброшенных оливи-

новых пород и метаморфизированных зеленых кремнистых сланцев. Среди таких выброшенных метаморфических пород обращают на себя внимание угловатые и иногда очень неправильные куски, как будто растрескавшиеся, тяжелые, имеющие вид известково-силикатовых роговиков. Последнее подтверждается микроскопически. В одном из шлифов мы видим мелкозернистую породу из полевого шпата, имеющего вид своеобразного антипертита с округлыми вростками калиевого компонента и из бесцветных рельефных минералов: призматических зерен, быть может, роговой обманки и более изометрических зернышек, вероятно, диопсида. В другом шлифе порода представляется состоящей из разных участков: одни состоят из относительно крупных призм (0,5–1 мм) бесцветной роговой обманки (оптически отрицательна), к которой присоединяется диопсид (спайность); эти минералы перемешаны с агрегатами тонкозернистого строения из таких же рельефных минералов; среди этих тонкозернистых агрегатов главным образом выделяются зерна, группы зерен и цепочки пироксена, очень густо окрашенного в зеленый цвет и плеохроирующего от зеленого к бурому (большой угол погасания).

Встречаются также куски светло-серого андезита с раскристаллизованной основной массой. Под микроскопом основная масса полнокристаллическая: между таблитчатыми кристаллами плагиоклаза — зерна и мелкозернистые агрегаты пироксена и кое-где в ничтожном количестве проглядывает ксеноморфный кварц (?). Интересны изменения фенокристаллов авгита, которые подвергаются грануляции жилочками. В другом шлифе нет такой раскристаллизованной массы, но еще резче выражены метаморфические изменения в виде развития тонкой роговиковой структуры, распространяющейся жилками и разводами, а также изменения фенокристаллов.

Чем выше поднимаемся по гребню Игоревой соммы, тем больше лапиллей и наконец поверхность переходит в сплошные лапиллевые поля.

По правому берегу ручья Ботанического, ниже фотограмметрической точки Усталая, обнажаются три потока лав соммы. Верхний поток, довольно ясно прослеживающийся к скале Одинокой по склону соммы, сложен округлыми глыбами темной пористой породы (на высоте 1230 м). Эта темная тонкозернистая лава характеризуется под микроскопом непрозрачной основной массой, просвечивающей только местами и почти только там содержащей микролиты, и многочисленными, но мелкими, фенокристаллами плагиоклаза и оливина. В образце из верхней части потока появляются более крупные выделения плагиоклаза, переполненного вростками стекла, и фенокристаллы авгита, образующего иногда небольшие сростки; в нижней части потока несколько больше микролитов.

Бока лавового потока скрыты под крутой (до 35°) осыпью. Ниже (на высоте 1120 м) обнажена темная пористая лава того же характера, что и предыдущая, с такими же округлыми глыбами отдельности. В верхней части потока порода почти неотличима от предыдущей. Под микроскопом — это авгитово-гиперстеновый андезит или

андезито-базальт с сериально-порфировой структурой. Существенна примесь оливина, обрастаемого авгитом. Среди темных глыб встречаются красновато-серые глыбы.

Ниже, на высоте 1100 м, в обрыве среди крутого склона обнажается довольно интересный поток серого андезита, мощность его около 10 м. В своей верхней части порода имеет эвпорфировое сложение, крупную глыбовую отдельность и светло-кирпичный цвет, ниже поток переходит в плотный андезит серого цвета с полиэдрически-остроугольной отдельностью. Мощность этой серой породы 6-7 м, у лежачего бока андезит имеет остроугольно-плитчатую отдельность. Поверхности лежачего бока мелко-сосцеватая; непосредственно ниже залегают аггломераты. Андезит в верхней части потока красноватый, серый, имеет тонкопористый "трахитоидный" вид: под микроскопом в основной массе - крупные короткие микролиты плаггиоклаза, много выделений окислов железа и опациitized гиперстен; в выделениях кроме плаггиоклаза и гиперстена, попадает оливин.

В центральной части потока андезит светло-серый, компактный, эвпорфировый, с выделениями плаггиоклаза и пироксена. Под микроскопом характерна структура основной массы, быть может, с изометрическими кристалликами плаггиоклаза второй генерации в почти лишенной стекла мелкозернистой основной массе.

СКЛОН ИГОРЕВОЙ СОММЫ, ПРИМЫКАЮЩИЙ К ПЕРЕВАЛУ МЕЖДУ АВАЧЕЙ И КОРЯКОЙ

Весь склон засыпан лапиллями; со склонов соммы веером расходятся грядки, которые ниже еще разветвляются и имеют довольно острые гребни. В низах этих гребней среди лапиллей нередко выглядывают выброшенные из вулкана обломки оливиновой породы. Часто под скоплениями лапиллей виден фирн. Довольно часто поверхность лапиллей над таким фирном имеет впадины или лунки, как будто на ней лежали шары. На грядках, расходящихся от соммы, иногда встречаются россыпи более крупных глыб, торчащих из-под лапиллей.

На высоте 1720 м обнажен лавовый поток, спускающийся по склону под углом около 20-25°. Мощность потока около 2-3 м; сверху и внизу - аггломератовые слои, и выше аггломератового слоя встречаются глыбы темной пористой глыбовой лавы.

Средняя часть потока представлена светло-серым эвпорфировым андезитом с полиэдрической отдельностью и раковистым изломом. Под микроскопом - это относительно кислый авгитово-гиперстеновый андезит (фенокристаллы плаггиоклаза, в меньшем количестве сильно плеохроирующего гиперстена, авгита и магнетита - в основной массе, гипокристаллической, содержащей в изобилии микролиты плаггиоклаза нескольких генераций, пироксен, магнетит и ничтожное количество стекла).

Низ потока - красноватая или розоватая пористая шлаковая лава (или аггломерат), которая отличается под микроскопом большим

количеством стекла в основной массе. Крупные и короткие микролиты ранней генерации имеются и здесь, но масса между ними (тонкогидропилитовая полукристаллическая в центральной части) здесь совершенно стекловатая.

Вверху по гребню соммы встречается несколько скал из лав, обращенных в сторону кальдеры соммы. Это также авгитово-гиперстеновые андезиты, похожие на предыдущие. Близ скалы Идол, увенчивающей Игореву сомму, из-под лапиллей проглядывают глыбы с железистым налетом; кругом глыбы ореолом в 5–8 см лапилли покрыты таким же налетом; вероятно, под действием поверхностных вод с глыб окислы железа смываются и на окружающие лапилли.

СКАЛА ИДОЛ И СКЛОН НА ЗАПАД ОТ НЕЕ

Это образование расположено на вершине Игоревой соммы и представляет собой обнажающуюся в виде торчащей скалы дайку андезита с простиранием $S 325^{\circ}$, с отвесным или очень крутым западным падением; мощность дайки на северной стороне соммы 2–3 м, на северо-восточной стороне достигает 20 м в самой скале Идол, поднимающейся на 15–20 м над усыпанной лапиллями поверхностью гребня соммы. Краевая часть дайки неровная, с крупными карманами и выступами, тонкоморщинистая; с южной стороны дайки, у гребня соммы, можно заметить, что дайка прорезает здесь обнаженный лавовый поток. В краевой части жилы встречаются андезиты с очень остроугольно-плитчатой отдельностью. В середине андезит более сероватый, почти серый и с неправильными небольшими пустотами (у краев андезит серовато-желтый и красноватый). Внутренняя часть дайки серая, пористая, под микроскопом обнаруживает основную массу из многих крупных и коротких микролитов, склеенных небольшим количеством стекла; примесь гиперстена (или авгита) и магнетита. Фенюкристаллы – плагиоклаз и небольшое количество гиперстена. Краевые части дайки с более темной основной массой, гораздо более богатой бурым стеклом, но с микролитами плагиоклаза такой же формы и размеров. Гиперстеновые микролиты имеют вид хорошо образованных столбиков.

Лавы спускаются сверху соммы по увалу вдоль северного ледника (у скалы Идол). На высоте 1930 м в сторону ледника выходит лавовый поток, спускающийся под углом около 25° . Поток внутри плотный, вверху он представлен аггломератами, над которыми залегают темные пористые андезиты с округло-глыбовой отдельностью. Ниже по гребню в сторону кара – обнажение андезитов с остроугольной полиэдрической отдельностью на высоте 1800 м. Они торчат в виде обломков и из их россыпи взят образец. Микроскопическое исследование лав из этих выходов (с высот 1430 и 1800 м) показывает большое сходство микроструктуры, для которой характерно наличие в основной массе относительно крупных и изометрических микролитов плагиоклаза. Микроструктура в этом отношении походит на мик-

роструктуру андезита из скал Идол. Шлаковые участки (глыбовая лава) отличаются, как и в краевой части скал Идол, лишь большим количеством стекла.

По гребню, идущему (справа от ледника) по направлению к скале Новограбленова, на высоте 1700 м в виде 20-метровых скал обнажен лавовый поток из пористого серовато-коричневого андезита с полиэдрической и неправильно полиэдрической отдельностью. Это уже оливин-содержащий более основной гиперстеновый андезит или андезит-базальт. В числе фенокристаллов кроме плагиоклаза и пироксена (гиперстен и авгит) встречаются относительно крупные (до 1 мм) выделения оливина, часто с превосходными венчиками из гиперстеновых зерен. Основная масса тонкая, гиалопилитовая, с ничтожным количеством стекла, состоящая главным образом из тонких иголок — микролитов плагиоклаза, пироксена и зернышек магнетита.

Ниже по этому же гребню, на высоте 1610 м, выступают в виде россыпи глыбы темных пористых андезитов с округлой отдельностью, тоже обнаруживающих под микроскопом в числе фенокристаллов оливин, обросший гиперстеном и заключенный вместе с другими фенокристаллами в основной массе, богатой стеклом. Ниже, на высоте 1600 м, лавовый поток серого авгитового андезита мощностью около 8–10 м (под ним ниже обнажены еще два лавовых потока). Этот светло-серый плотный андезит тоже содержит оливновые фенокристаллы с венцами гиперстена, но он обладает несколько иной основной массой: в ней мало стекла и микролиты пироксена имеют удлиненный столбчатый облик.

На небольшом увальчике, лежащем от предыдущего метра в 300–400, обнажены, в виде скал, коричневато-серые андезиты с остроугольно-полиэдрической отдельностью.

СКАЛА ДВУГОРБАЯ И СКАЛА НОВОГРАБЛЕНОВА (ОРЛИНАЯ)

Это два скалистых холма, расположенных в седловине между вулканами Авачей и Корякой. Скала Двугорбая (иначе именуемая "Верблюд") имеет много общего со скалой Одинокой. Она сложена из серого трахитовидного андезита и образует выпячивание эллиптического очертания, вытянутое в широтном направлении; высота ее до 100 м. В центральной части порода имеет крупно-полиэдрическую отдельность, а на периферии Двугорбой скалы отдельность принимает вид призматической.

Порода на вершине Двугорбой скалы — светло-серый трахитовидный андезит с выделениями плагиоклаза и более крупной роговой обманки; в общем похож на породу из скалы Одинокой. Под микроскопом обращает на себя внимание относительно большое количество стекла и относительно крупные микролиты плагиоклаза основной массы. Как будто есть кристобалит или тридимит (шестиугольники).

Выделения – авгит, гиперстен и более или менее диссоциированная роговая обманка.

Дальше к северу, за перевалом, характер местности меняется. Исчезает растительность, значительная часть площади покрыта снегом, вся остальная площадь покрыта лапиллями, достигающими здесь большой мощности и частью переслаивающимися с фирновым снегом. Кое-где выступают выходы лавовых масс, причем интересно отметить, что на холме, расположенном в 1 км к востоку от скалы Новограбленова, выступают базальты. Здесь же была встречена крупная глыба оливиновой породы, богатой фенокристаллами главным образом плагиоклаза, – авгитово-гиперстеновый андезит. Обращает на себя внимание присутствие крупных фенокристаллов сильно плеохроичного гиперстена, частью образующего сростки. Основная масса – скорее тонкая интерсертальная, чем гиалопилитовая.

Скала Новограбленова – острая вершинка с крутыми склонами; низ засыпан лапиллями; обнажены полиэдрические глыбы траховидных андезитов.

Порода скалы Новограбленова имеет вид трахита светло-серого цвета с мелкими фенокристаллами плагиоклаза и некрупными выделениями пироксена. Под микроскопом мы имеем довольно типичную картину породы экструзий. Некрупные выделения плагиоклаза и гиперстена (иногда сростки) заключены в основной массе из относительно крупных микролитов плагиоклаза (показатель преломления выше, чем у канадского бальзама), таких же призмочек гиперстена и относительно небольшого количества бесцветного прозрачного стекла. Выделения авгита очень редки; встречаются остатки совершенно диссоциированной и превращенной в гиперстен и опакое вещество бывшей роговой обманки.

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ

АТРИО С СЕВЕРНОЙ СТОРОНЫ КОНУСА

Обходя действующий конус Авачи с восточной и северной сторон по атрио между конусом и соммой, мы все время находимся в области фирна и ледников, большую часть засыпанных рыхлыми продуктами извержения: лапиллями, шлаками, эксплозионными обломками и песком.

Присутствие льда под этим материалом часто обнаруживается только по характерной бугристой поверхности и по трещинам, большую часть засыпанным, но иногда зияющим. Конус Авачи с восточной и северной сторон покрыт исключительно пирокластическим материалом. В небольших барранкосах и обрывистых склонах нижней части склона повторяется сверху один и тот же разрез (сверху вниз):

слой лапиллей и черных шлаков мощностью до 2–3 м, часто исчезающий, и тогда из-под него выходит слой ярко-красных накоплений мощностью 2–3 м, затем темный слой мощностью 2 м;

бурый слой мощностью около 2 м, под ним красные шлаки.

На склоне то один, то несколько слоев смывы и выходят различные слои. Склон пропиливают узкие барранкосы, вероятно, образованные в связи с таянием снегового покрова.

В нижней северной и северо-восточной частях склона конуса в строении его принимают некоторое участие лед или фирн, толща которого погребена под двумя верхними слоями пирокластического материала.

Все атрио к северу от конуса, как сказано, сплошь заполнено фирновым полем шириной 700 м, по краям поле засыпано шлаками, а в середине более чистое, изборожденное обычными трещинами. Вулканический материал, засыпающий фирн и ледники, представляет собой шлаковые бомбы, иногда темные, на большей части северного и северо-восточного склонов к ним присоединяются красные шлаки, может быть, смывые с конуса, а также серые бомбы "с хлебной коркой", к шлакам примешиваются лапилли и песок.

Иногда встречаются измененные газами фумарод округлые глыбы лавы.

СКАЛА ИДОЛ

Как уже было описано выше, она представляет собой выход мощной дайки андезита.

От скалы открывается хороший вид на стенку кара Большого северо-западного ледника.

В нижней части склона кара на спуске к леднику видна перемежаемость сравнительно тонких потоков лав с относительно мощными красными аггломератовыми прослоями. На этой толще, по-видимому, залегают такая же толща туфов, скрытая осыпями. Нижняя лавовая толща и туфы пересечены четырьмя базальтовыми дайками с простиранием, близким к широтному. Борт кара заканчивается гребнем мощной дайки андезита с северо-восточным простиранием. Уже издали можно видеть, что базальтовые жилы упираются в эту стенку, но как будто не пересекают ее. Несколько выше пика, образованного обнажением андезитовой дайки, проходит, по-видимому, тектоническое нарушение, по направлению близкое к широтному. Это нарушение лучше заметно на противоположной стороне жилы.

ОБНАЖЕНИЕ ПО ПРАВОМУ БОРТУ ЛЕДНИКОВОЙ ДОЛИНЫ В ВЕРХОВЬЯХ БОЛЬШОГО СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ЛЕДНИКА

Ближайший осмотр этого трудно достижимого обнажения показал, что высокая стенообразная скала на краю отрога северо-западного ледника действительно представляет собой мощную жилу светлого пироксенового андезита, к которой с западно-юго-западной стороны подходят несколько жил более темного зеленовато-серого пористого базальта или андезито-базальта. Эти сравнительно тонкие жилы иногда неправильно искривляются, имеют ряд отростков и местами раздваиваются.

Всего жил базальта можно считать три, но две из них (первая и вторая, считая снизу вверх) сливаются, не доходя до жилы светлого андезита. Концевая часть слившихся жил оборвана. К дайке светлого андезита под очень острым углом подходит третья жила, которая здесь как бы зажимается между жилой светлого андезита и ее апофизой.

Поверхность жил базальта черная и мелкобугорчатая. Общее простирание этих жил ЮВ 105° , падение отвесное или очень крутое к северо-востоку. Мощности их не превышают 2–3 м. Отдельность тонкоплитчатая, большей частью переходящая в мелкополиэдрическую.

Весьма резко бросается в глаза характер изменения породы в апофизах от краевых частей к середине. В краевой части породы обычно буровато-серая с мелкими вкрапленниками полевых шпатов, далее намечается более богатая выделениями красновато-серая зона и, наконец, имеем светло-серый пироксеновый (гиперстеново-авгитовый) андезит внутренней части апофизов.

Наличие зоны брекчии вдоль видимого основания жилы светлого андезита, а также некоторых признаков во взаимоотношениях андезито-базальта и светлого андезита — дают возможность считать жилу светлого андезита более поздним, чем жилы базальта, образованием.

Микроскопическое изучение пород из описанных жил дает следующую картину:

Зеленовато-серый базальт, афировый, с любопытными тонкими, более темными струйками, под микроскопом представляется породой гиалофитовой структуры с выделениями плагиоклаза, авгита и оливина в темном непрозрачном стекле. Темные струйки более богаты стеклом. Заметна грубая флюидалность в расположении полевोшпатовых кристаллов. Оливин нередко окружен венцом пироксеновых зернышек. Во втором шлифе оливин разложен, переходя в серпентиновидное вещество, структура породы здесь порфириовидная благодаря некоторым более крупным выделениям плагиоклаза и авгита.

Порода жилы светлого андезита в образцах из центральной, более светлой, части и из краевой, более темной, отличается следующей микроструктурой и минералогическим составом. В центральной части мы имеем пироксеновый (авгитово-гиперстеновый) андезит, содержащий, кроме пироксеновых фенокристаллов, крупные фенокристаллы бурой роговой обманки, окаймленной непрозрачной зоной рудного минерала. Микроструктура основной массы — типичная гиалопилитовая, бедная бесцветным прозрачным стеклом и с микролитами плагиоклаза и пироксена, не очень мелкими. В лишенных микролитов стекловатых участках замечены черепитчатые агрегаты кристобалита. В шлифе из краевой части роговообманковых выделений не видно, из пироксенов преобладает гиперстен. Попалось маленькое выделение оливина, окруженное венцом пироксеновых зернышек. Основная масса гораздо более тонкая, также гиалопилитового типа, но с очень мелкими микролитами (микронулитами) плагиоклаза, пироксена и магнетита.

КРАЙ СОММЫ К СЕВЕРУ ОТ ДЕЙСТВУЮЩЕГО КОНУСА

Коренные породы, образующие северный гребень соммы (к северу от действующего конуса), обнажаются только в виде отдельных скалистых выходов по краю фирнового поля, заполняющего здесь промежуток между конусом и соммой. Сверху они часто бывают полуприкрыты покровом лапиллей.

Первый скалистый выход к востоку от скалы Идол сложен выступающими из-под лапиллей покровами андезитов. Они внизу серые, от них красноватым прослоем отделяются бурые андезиты, наверху залегают темные, в самом верху переходящие в аггломератовую лаву.

Сравнительно темный серый андезит этого потока, по внешнему виду похожий больше даже на андезито-базальты, под микроскопом

оказывается авгитово-гиперстеновым андезитом, оливина не содержащим. Основная масса скорее очень тонкая, скорее интерсертальная, чем гиалопилитовая, так как стекла в ней незаметно или его почти нет. В ней рассеяно довольно много зернышек магнетита.

Вторая скала по гребню соммы к востоку от скалы Идол представляет собой выход серого андезита с красноватым прослоем. Андезит этот более темный, чем обычно, и кажется основным. Порода мелкопористая. Крупные фенокристаллы авгита, пожалуй, даже еще более крупные, чем в предыдущем выходе, видны невооруженным глазом. Под микроскопом эта порода – авгитово-гиперстеновый андезит. Основная масса грубее предыдущей: микролиты несколько крупнее, но зато есть стекло. Выделяется вторичный рудный минерал, наблюдаются псевдоморфозы по оливину, состоящие из какого-то зеленого змеевикovidного минерала. В красноватом прослое основная масса кажется несколько беднее стеклом. Оливин отсутствует. Структура основной массы близка к предыдущему типу.

Красноватые андезиты, переполненные мелкими выделениями плагиоклаза и тонкопористые, имеющие шероховатый вид в изломе, под микроскопом обращают на себя внимание своеобразием структуры, близкой к гиалофитовой. Стекло в некоторых местах раскристаллизовывается в гиалопилитовую массу, в других – в нем выделяются крупные зерна рудного минерала в связи с опацизацией пироксена.

В обеих этих скалах по прослоям видно северо-западное падение под углом около 20° .

Восточнее последней скалы имеются еще небольшие выходы, далее лед образует почти отвесную стену. В обрыве ее видно, как лед прикрыт мощным покровом пирокластического материала. Атрио между описанными скалами и конусом представляет ложину, спускающуюся на юго-запад. Неровности поверхности и промоины заставляют здесь подозревать наличие погребенного ледника, который, может быть, соединяется с ледником, обнаруживающимся под полем фумарол на северо-западном склоне конуса.

СЕВЕРНЫЙ СКЛОН СОММЫ

Северный склон соммы Авачи имеет очень характерный вид. Верхняя часть его прорезана трогами ледников, которые далеко спускаются вниз по склону. Мы их будем называть "Большой северо-западный ледник", начинающийся на северном склоне и спускающийся в северо-западном направлении, и "Тройной северный ледник", спускающийся на север и разделяющийся на крутом склоне соммы на три отдельные ветви.

Обнажения вулканических образований соммы можно видеть на стенках трогов. Весь склон, особенно внизу, обильно усыпан лапиллями известняка из современного конуса, покров их образует сплошное однообразное поле, сглаживая резкие неровности первоначально-

го рельефа. На этом фоне лапиллевого покрова выступают экструзивные купола. Большая дайка андезита, прорезающая здесь почти в меридиональном направлении склон соммы, тоже выступает в виде отдельных обнажений из-под покрова лапиллей. Самый верхний склон лапиллевого покрова мы наблюдали около нашей стоянки внизу северного склона соммы (к западу от горы Месы) в сделанном здесь с этой целью небольшом шурфе.

РАЗРЕЗ ОКОЛО СЕВЕРНОГО ЛАГЕРЯ

Сверху залегает слой лапиллей последнего извержения мощностью 8–10 см, далее – растительный слой мощностью 10–15 см с лапиллями и тонким “глинистым” пеплом, далее идет слой мелких лапиллей, переходящих затем в более крупные и в шлаки. На глубине 60 см – тонкий пепловый “глинистый” слой с остатками растений, ниже идут мелкие лапилли, затем более крупные; ниже – мерзлый слой, на глубине 75 – 85 см он представлен тонким пепловым, лапилли в нем имеют вид обтертый. Примерно на этой же глубине (то выше, то ниже) идет пемзовый слой – это слой из кусков пемзы, напоминающий пемзовые отложения на западном склоне соммы; далее идут до глубины 120–130 см лапилли, более похожие на современные.

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ СЕВЕРНОГО СКЛОНА СОММЫ

Северный склон Авачи вблизи находящейся тут оригинальной столовой горы Месы сильно засыпан лапиллями, к северу от Месы – ряд интересных обнажений жилообразного тела трахитовидного роговообманкового андезита, выступающих из-под лапиллевого покрова. Самое крупное из обнажений находится на левой стороне крутого оврага в виде выдающегося холма, снизу поросшего ольховником. Главная масса породы очень светлого цвета, обладает угловато-полиэдрической отдельностью, с неправильными угловатыми порами и с выделениями плагиоклаза и роговой обманки. В нижней части этого обнажения видна неправильно изгибающаяся краевая часть с морщинистой поверхностью, здесь порода обладает гораздо более темным цветом. Следующий выход, вытянутый по простиранию, обнаживает ту же картину строения, особенно замечательна южная оконечность, где выступ андезита плотного, имеющий грубые четырехугольные очертания с плоскораковистой отдельностью в центральной части, со всех сторон окружен периферической зоной с другой отдельностью; вероятно, здесь мы имеем отросток жилы. Подобное облекание одного вида андезита другим в небольшом размере видно в обнажении к югу, где, кроме того, тело снаружи окружено брекчией.

На север от самого крупного обнажения тянутся отдельные скалы – это выходы дайки. Все эти скалы, как отмечено, находятся на площади, усыпанной лапиллями и шлаками; пород из непосредственно краевых частей не видно.

Андезит центральной части жилы в ее главном выходе – светло-серый с относительно редкими и очень неправильными пустотами. Под микроскопом он представляется авгитово-гиперстеновым андезитом, бедным фенокристаллами цветных минералов и с основной массой пилотакситовой, переходящей в интерсертальную и состоящей из относительно крупных микролитов плагиоклаза и призмочек гиперстена. В числе фенокристаллов изредка попадает опациitized бурая роговая обманка. На стенках пустот иногда беловатые кристаллические корочки тридимита. Несколько более темная разность андезита (включения) – та же порода, с несколько большим числом выделений амфибола.

В наружной корке жилы – более темный андезит со стекловатым блеском основной массы. Структура ее под микроскопом витрофированная до гиалопилитовой. Стекло в одних случаях бурое, вполне прозрачное, в других – густо пронизано непрозрачным рудным минералом. В фенокристаллах кроме плагиоклаза относительно много крупных выделений авгита, попадают и маленькие округлые корродированные зерна этого минерала, а в других местах – роговой обманки.

В "отростке" жилы можно проследить тот же характер изменений при переходе от центральной части к краевой, более темной. Макроскопически это изменение выражается в том, что в краевой части порода становится плотнее и принимает стекловатый вид. Встречаются участки более пористые, они светлее. Под микроскопом в породе краевой части заметно главным образом увеличение количества бурого, почти непрозрачного стекла. В центральной части – структура почти пилотакситовая. Минералогически порода представляет собой авгитово-гиперстеновый андезит с довольно многочисленными остатками опациitized бурой роговой обманки.

Продолжение дайки дальше на север видно в пределах лога. Дайка выступает тут в виде скалы, отпрепарированной так, что видны ее краевые части. Мощность 4–5 м, простирание ССВ 15–20°, падение отвесное. Жила неправильная, изгибается, раздувается, и от нее отходит короткая толстая апофиза. Под микроскопом видно, что гиперстеновый андезит в центральной части жилы отличается обилием крупных микролитов плагиоклаза, заключенных в буром прозрачном стекле основной массы, вместе с небольшим количеством зернышек магнетита и мельчайших иголок гиперстена. Фенокристаллы гиперстена редки.

В целом дайка выходит в виде прерывающейся стены или отдельных скал, и, возможно, на самом деле обладает перерывами по простиранию.

Мы видим, что дайка может быть прослежена на значительном простирании, по северному склону соммы. Мы ее называем Большой северной дайкой.

Непосредственно к югу от большого выхода трахитовидного андезита из-под лапиллей на высоте около 900 м выступает выход лавового потока. Плотная лава, мощностью около 23 м, подстилается тонким слоем аггломератов, под ними опять идет плотная лава.

Эту лаву по минералогическому составу скорее надо отнести к андезито-базальтам, чем к андезитам, так как под микроскопом в виде фенокристаллов в довольно большом числе попадаются выделения оливина наряду с авгитом, а гиперстен, наоборот, исчезает. На противоположной стороне лога, на высоте 800 м, из-под осыпей лапиллей и шлаков проглядывает отдельный выход туфов. Кроме того, на склонах попадаются отдельные куски андезитов, авгитово-гиперстеновых, обычного типа.

ЭКСТРУЗИИ СЕВЕРНОГО СКЛОНА

На северном склоне Авачи, несколько западнее Тройного северного ледника и почти на прямой линии от описанных выше выходов жилообразного тела к вершине вулкана, выступают скалистые выходы трахитовидных андезитов, они выдаются на изрытом глубокими логами склоне, засыпанном лапиллями и шлаками так, что оценить отношение их к окружающим породам невозможно. Породы этих выходов обнаруживают много общего — это светлые трахитовидные, легкие, тонкопористые породы с мелкими выделениями полевого шпата и более редкими, но более крупными, выделениями роговой обманки.

В северном выходе (высота 1050 м) обращает на себя внимание полосчатое чередование более плотных и более пористых участков. Эта пористость вытянута в меридиональном направлении и круто падает. Преобладают серые разновидности породы.

В южном выходе (высота 1150 м) породы обнаруживают несколько большее разнообразие внешнего вида. Преобладают красноватые породы, которые слагают почти весь выход, кроме южной его части. Это красные породы, частью плотные, а на вершине флюидално-пористые, образующие как бы морщинистую поверхность и вытянутые снова в меридиональном направлении. Серая разновидность кажется как бы облекающей красную; в юго-западной части вершины в ней появляется призматическая отдельность, причем оси призм наклонены к западу. Эти выходы внизу большей частью закрыты лапиллями и шлаками, причем шлаки от размера кулака и до размера головы. В восточной части обнажения замечен непрерывный переход серых андезитов в красные.

Трудно себе представить, чтобы описанные выходы были остатками каких-нибудь лавовых потоков, скорее всего они — какие-нибудь протыкающие экструзии, и, может быть, именно поэтому они лежат на одной прямой линии. Порода во всех этих выходах не только по внешнему виду, но и по микроскопическому строению относится к своеобразному для Авачи типу. Это роговообманковые андезиты, в которых цветной минерал представлен главным образом редкими фенокристаллами бурой роговой обманки с опалитовой рудной каймой снаружи. Выделения гиперстена и авгита отсутствуют, нельзя, однако, отрицать возможности того, что, может быть, мельчайшие рельефные иголки, заключенные в стекле вместе с микролитами плагноклаза,

представляют собой гиперстен (или вообще пироксен) – они слишком малы, чтобы можно было судить об их природе с уверенностью. Порфиновых выделений плагиоклаза (по-видимому, более кислого, чем обычно) – сравнительно много, но они очень мелкие, всего в несколько раз превосходящие размеры микролитов. Последние, наоборот, относительно крупные и короткие с прямоугольными очертаниями и погружены в обильном бесцветном стекле. Следует отметить еще зернышки магнетита. Довольно широко распространены мелкие поры округлой формы.

Между светло-серыми и красноватыми лавами под микроскопом разницы почти не заметно.

Порода из более южного выхода (с так называемой "Остренькой вершины") – того же типа. Под микроскопом видно, что стекла несколько больше, микролиты мельче, отчего они резче отличаются от выделений плагиоклаза первой генерации, и порода принимает более отчетливый микропорфировый облик. Микроскопические фенокристаллы нередко образуют сростки, тут же появляется магнетит. Некоторые образцы довольно богаты магнетитом и опациitized роговой обманкой, и здесь под микроскопом нельзя установить разницу в серых и красноватых разновидностях. Еще резче игольчатый характер цветного минерала заметен в основной массе; наблюдается вращение плагиоклазов снаружи внутрь.

Восточный из трех ледников северного склона Авачи, слившись со средним, спускается вплоть до северного края горы Меса до высоты около 700 м.

Меса представляет возвышенность с пологовыпуклой вершиной, круто обрывающуюся со всех сторон, около 750 м в поперечнике; абсолютная высота южного края около 950 м, северного – около 900 м. В обрывах выступают андезиты, снизу серые, сверху красные, с землистой шероховатой трахитовидной основной массой. Отдельность издали кажется всюду вертикально-столбчатой, но вблизи видно, что она лишь частью вертикально-столбчатая, частью же более неправильная.

Порода горы Меса – мелкопорфировые, светло-коричневые и серые трахитовидные андезиты. В более компактных тяжелых разновидностях с более редкими и крупными порами порода с относительно крупными выделениями и плагиоклаза и пироксена. Такие породы выступают по берегу ручья к западу от горы и, может быть, представляют собой выход отдельной жилы.

Породы, выходящие непосредственно в пределах горы Меса, под микроскопом обращают на себя внимание отсутствием фенокристаллов цветного минерала (очень редко попадает разложенная роговая обманка). Плагиоклаз как будто кислее обычного. Основная масса своеобразная – относительно крупные длинные призмочки плагиоклаза второй генерации (микролиты) и тонкие рельефные иглы цветного минерала, неопределимые вследствие своей тонкости. В образцах покрасневших разновидностей видно, что иголки опациitized, как это бывает в гиперстене. Небольшое количество бесцветно-

го стекла – с преломлением, почти таким же, как у канадского бальзама.

Порода упомянутой жилы – авгитово-гиперстеновый андезит. Фенокристаллы плагиоклаза (по-видимому, более основного, чем в породе с горы Меса), авгит и гиперстен, основная масса из более крупных микролитов и буроватого стекла; следует отметить, что и здесь микролиты гиперстена обладают игольчатым обликом.

Вершина горы Меса частью засыпана лапиллями и шлаками (как и весь северный склон Авачи). Против скалистых обнажений в северной части горы Меса, в логу, ограничивающем ее с севера, на абс. высоте 700 м и на высоте около 70 м над дном лога, встречен выход прослоя конгломерата, состоящего из валунов различных вулканических пород с железисто-песчанистым цементом.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ СКЛОН СОММЫ

Выходы лав можно видеть с левой стороны Большого северо-западного ледника, тянувшегося от вершины Авачи к речке, текущей у скалы Новограбленова. Здесь на вершинах холмов и гривок на высотах 1050 – 1125 м – полужасыпанные лапиллями и шлаками выходы темно-серых пористых андезитовых лав, вероятно, принадлежащих сомме Авачи. Эти увалы, вытянутые язычками, по-видимому, являются концами лавовых потоков. В них мы имеем гиперстеново-авгитовый андезит, относительно богатый крупными фенокристаллами пироксенов, к которым иногда присоединяются остатки красно-бурой роговой обманки с опацитовой каемкой. В основной массе – бурое прозрачное стекло с крупными и толстыми микролитами и выделение окислов железа. Рядом с этими холмами и гривками находится небольшая столовая горка с обрывистыми краями; у подножия и сверху она засыпана лапиллями и шлаками. Очертания этой горки в плане грушевидные, длиной до 350 м, шириной от 150 м и у северного окончания почти сходят на нет. Южный край высотой около 1125 м, северный край – ниже метров на 35. В краевых обрывах обнажены трахитовидные серые андезиты, по-видимому, с авгитом, с полиэдрической отдельностью и неравнораковистой поверхностью излома.

Порода этой столовой горы имеет лишь довольно отдаленное сходство с породами других экструзивных куподов (по светлой окраске), зато она плотная с каменистым, но шероховатым изломом и с выделениями цветного минерала, оказывающегося совершенно разложенным амфиболом. Под микроскопом основная масса породы интерсертального типа, бедная стеклом с относительно крупными микролитами плагиоклаза и с многочисленными зернышками пироксена. В выделениях – плагиоклаз, кристаллы совершенно диссоциированной роговой обманки и изредка гиперстена.

В береговом обрыве ручья, текущего от скалы Новограбленова в речку Налачеву, против указанной столовой горки обнажены пото-

ки лав. Трудно сказать, какому вулкану принадлежат эти лавы: Аваче или Коряке. На самой кромке ущелья, образуемого этим ручьем на высоте 1010 м, выходят коричневые, слабо пористые оливково-пироксеновые андезиты с полиэдрической отдельностью глыб. Это серые породы, то плотные, то с мелкими и редкими порами и с мелкими фенокристаллами оливина и пироксена. Под микроскопом они походят на вышеупомянутую лаву, выходящую около Двугорбой скалы, которую скорее всего надо отнести к лавам Коряки. Это порода с тремя генерациями выделений плагиоклаза, к микролитам (третья генерация) примешано большое количество зернышек цветного минерала (авгита). Фенокристаллы — плагиоклаз, много оливина (часто с тонкой опалитовой корочкой) и немного бурого авгита. Может быть, однако, эта лава — из верхних лав соммы, где также встречены подобного типа базальты.

Ниже, в этом же правом берегу, на высоте 990 м, обнажен поток оливково-авгитовых серых андезитов — базальтов, с характерной клинообразной и остроугольной плитчатой отдельностью. Между этими двумя потоками на левом берегу залегает хорошо заметный поток базальтов с призматической отдельностью, поверхности их неровно-раковистые. У лежачего бока потока в лаве встречаются полости неправильной формы в метр и больше диаметром. Стенки этих полостей желтые, по стенкам развиты обычные трещины, местами здесь лава потока переходит в базальтовую брекчию, с кусками темного базальта, плотного и шлаковатого, и желтым цементом. Мощности потока 7–8 м, брекчи — 2–3 м. Поток имеет слабый уклон к северо-западу.

Темные плотные базальты этого потока, иногда с довольно крупными выделениями оливина и с редкими мелкими порами, очень типичны. Под микроскопом много фенокристаллов оливина с хорошими кристаллическими формами, его выделения крупнее, чем плагиоклазовые, иногда до 2–3 мм. Авгита в выделениях немного. Порода богата порфиоровыми выделениями, но они мелкие. Основная масса — непрозрачное стекло с мелкими микролитами, довольно скудными.

Плотные лавы сопровождаются шлаками с характерной для наших базальтовых пород равномерной пористостью, с округлыми порами.

Выходы андезитов в берегах ручья, текущего около скалы Новограбленова (ниже его слияния с притоком этого ручья), образуют береговые скалы. В одном месте видно, что внутри андезитовой массы, слагающей скалы, есть брекчий из тех же андезитов. Обнажение их неясно, выход немощный (1 м в ширину, метра 1,5 в высоту, остальное засыпано). Сказать что-либо определенное о залегании этой лавовой массы трудно, так как не видно контактов. Петрографически мы здесь имеем дело со светлой, почти беловатой андезитовой породой. Под микроскопом — это богатый основной массой авгитово-гиперстеновый андезит. Фенокристаллов около 30%. Преобладают крупные плагиоклазы, пироксены опалитизированы. Основная масса — необычно тонкая, гиалопилитовая, с большим количеством прозрачного стекла.

Лавовый поток расположен на противоположном от лагеря берегу того же ручья, у северного подножия соммы.

Этот поток обнажен в левом отвесном (частью закрытом снегом) обрыве ручья, примерно повыше середины обрыва. В разрезе обрыва видны верхний и нижний аггломератовые слои, также заметно окончание лавового потока. На противоположном берегу ручья, внизу у русла, — снова лавовый поток. Лавы, выходящая на левом берегу ручья, является поверхностной частью потока с характерным разложением и выделением окислов железа. По составу эта порода относится к андезито-базальтам. Очень характерно разложение фенокристаллов оливина с выделением в теле минерала октаэдров магнетита. Фенокристаллы — только оливин и авгит, плагиоклаз исключительно в микролитах, длинных и тонких с раздваивающимися концами. Стекло переполнено зернышками рудного минерала.

На правом берегу ручья порода обладает почти полнокристаллической интерсертальной основной массой с большим количеством пироксена. В фенокристаллах — авгит, редко гиперстен и оливин, лишь условно можно отнести к фенокристаллам несколько более крупные, чем средний размер микролитов, выделения плагиоклаза.

ТРОЙНОЙ СЕВЕРНЫЙ ЛЕДНИК СОММЫ

Между средней и восточной отвержками этого ледника сохранился громадный лавовый поток серых андезитов с великолепной тонкой и толстоплитчатой отдельностью. С восточного края кара видно, что этот поток залегает не совсем согласно на нижележащих потоках. В верхней по течению ледника части выступа, по-видимому, имеется жила. Плотный светло-серый андезит из центральной части потока с выделяющимися изометрическими и точно оплавленными фенокристаллами пироксена, наряду с таблицами плагиоклаза под микроскопом обнаруживает почти полнокристаллическую грубо-интерсертальную основную массу с самым незначительным количеством буроватого стекла; в основной массе — плагиоклаз, пироксен и магнетит. Пироксен фенокристаллов — по-прежнему главным образом гиперстен с ясным плеохроизмом, но попадаются и мелкие выделения авгита, есть двойники.

Восточный край кара слагается из следующих слоев лав и аггломератов.

1) Андезито-базальтовые брекчи мощностью 10–15 м.

2) Над ними лежит лавовый поток серых авгитовых андезитов с полиэдрической отдельностью (на высоте 1800 м). Эти светло-серые андезиты с многочисленными фенокристаллами плагиоклаза размером до 2 мм и примерно такими же выделениями пироксена обладают, как показывает микроскопическое исследование, очень типичной и тонкой гиалопилитовой основной массой, количество которой только немного превышает количество вкрапленников. Последние представлены плагиоклазом, очень слабо зональным, пироксеном

(главным образом гиперстен, в очень небольшом количестве авгит). Пироксеновые фенокристаллы часто образуют сростки, наблюдается немного мелких выделений.

3) Выше описанных андезитов лежит глыбовая лава, мощностью 40–50 м, возможно, слагающая поверхностную часть этого лавового потока. Эта глыбовая лава – темнее породы, слагающей среднюю часть потока, и пористая. Стенки пор выстланы иногда тончайшими корочками, по-видимому, тридимита, мелкие кристаллики которого попались под микроскопом. Основная масса под микроскопом – почти такая же, как в центральной части, – гиалопилитовая, но в ней выделилось много мелких зернышек магнетита. К фенокристаллам плагиоклаза и пироксена такого же вида, как в центральной части потока, присоединяются еще крупные фенокристаллы плагиоклаза размером до 5 мм, обильные включения стекла, вообще отсутствующими в более мелких выделениях.

4) В висячем боку этой верхней части потока (быть может, глыбовой лавы) залегают красные брекчии и аггломераты, переходящие в аггломераты лежащего бока следующего потока, сложенного плотным коричневато-серым андезитом, с остроугольно-полиэдрической и плитчатой отдельностью, с широтным простираем и падением к северу до 30° . Мощность потока 4–5 м.

5) На предыдущий поток непосредственно налегают красные аггломераты, состоящие из плотных неправильных кусков с кирпично-красной корочкой снаружи и серых в свежем изломе; под микроскопом они оказываются более основной породой базальтового (или, по крайней мере, андезито-базальтового типа). В этих аггломератах порода обладает микропорфировой структурой с мелкими (до 0,5 мм) фенокристаллами оливина, редко авгита, и многочисленными такими же и еще более мелкими выделениями плагиоклаза в почти криптозернистой массе из микролитов плагиоклаза, пироксена и магнетита. Отчетливая флюидальная текстура.

6) В породе лежащего на этом аггломерате потока мы имеем уже типичный для нашего вулкана светло-серый базальт с крупными округлыми фенокристаллами бутылочно-зеленого оливина. Под микроскопом порода порфирующая с выделением оливина, авгита и плагиоклаза. Выделения довольно мелкие, немного магнетита. Основная масса интерсертальная из относительно крупных лейст плагиоклаза, между которыми зажаты мелкозернистые агрегаты пироксена.

7) Выше идет толща тонких (мощностью 0,5–1 м) потоков лав оливин-авгитового андезито-базальта или базальта, над которой залегают темные шлаковидные пористые лавы большой мощности с округлой отдельностью. Плотные серые базальты этого потока с макрофенокристаллами оливина обладают (как это хорошо видно под микроскопом) мелкопорфировой структурой с фенокристаллами плагиоклаза, оливина и реже авгита и магнетита в основной массе из микролитов тех же минералов и небольшого количества стекла, насколько тонкой, что структура основной массы становится неясной. Пористая шлаковатая лава отличается почти только одним призна-

ком – стекловатой основной массой, стекло бурое, просвечивающее. Фенокристаллы той же величины и того же общего облика, как в раскристаллизованной лаве.

Выше по гребню на высоте около 1830 м – выходы интересного лававого потока, в котором неправильными участками залегают аггломераты, у краев участков – лавы красные, а в середине их – с желтоватой коркой на обломках, как это обычно бывает у базальтовых аггломератов. До вершины соммы наблюдается несколько (2 или 3) скалистых выступов плотных серых авгитовых андезитов. Между этими скалами глыбовая темная пористая лава (иногда плотная).

На вершине соммы – скалы лававого потока. Это опять гиперстеновый андезит с выделениями плагиоклаза и гиперстена в тонкозернистой, кажущейся почти криптокристаллической основной массе. Присутствует небольшое количество стекла, так что структура должна быть отнесена к гиалопилитовой. Внизу потока выступает шлаковый аггломерат. Выделения плагиоклаза, гиперстена и авгита в пузыристом черном непрозрачном стекле, содержащем ничтожное количество мельчайших иголочек плагиоклаза и зернышек пироксена.

Вершина, образованная этими скалами, невелика. За нею в атриодо основания действующего конуса – фирновое поле, полого спускающееся от основания конуса к краю соммы. На снежниках местами бугры шлаков из кусков различной величины. Интересны растрескавшиеся глыбы андезитов, выброшенные, очевидно, из кратера Авачи.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СОММЫ

Северо-восточный склон вулкана Авачи в его нижней части обильно засыпан выбросами лапиллей, и все широкое пространство от горы Месы до северного Козельского ледника представляет собой однообразную картину погребенного под лапиллями склона, прорезанного рядом глубоких и крупных оврагов – барранкосов. К юго-востоку от горы Месы, отделяясь от нее оврагом, огибающим эту гору, подымается довольно высокий эллиптический холм, на западном склоне которого выступают отдельные довольно крупные выходы андезита, проглядывающие из-под лапиллевого покрова. Глыбы этой породы встречены также на вершине холма. Очевидно, это остатки потоков соммы.

Эти глыбы сложены нейтрально-серым или светло-серым мелкопорфировым андезитом довольно банального облика. Под микроскопом видно, что основная масса породы слабо раскристаллизована, почти без микролитов, представлена стеклом, затронутым тонкой девитрификацией (микрофельзитового типа).

На северном склоне соммы в обильных выбросах извержений современного конуса Авачи, кроме обычных лапиллей, мы встречаем обломки разнообразного состава. Большой частью это андезиты со

светло-серой пемзового типа основной массой, которая состоит (как видно под микроскопом) из бесцветного прозрачного стекла, частью с глобулярным сложением. Есть и значительно лучше раскристаллизованные обломки авгитово-гиперстенового андезита, с небольшим количеством гиалопилитовой основной массы.

Из посторонних выбросов интересны два типа: к первому относится сланцеватый роговик, очень тонкозернистого строения из полевого шпата, кварца, зеленоватого биотита. Некоторые двойнички плагиоклаза более крупных размеров, имеются зернышки магнетита и турмалина, скопления более крупных пластинок слюды. Второй тип включений – зернистые роговообманковые микротиниты. Прекрасно развито замещение роговой обманки мелкозернистой смесью плагиоклаза, гиперстена и магнетита в контакте с плагиоклазом.

С вершины холма, о котором было сказано выше, можно хорошо видеть, как Тройной северный ледник сначала сливается воедино из трех притоков, а спустившись до высоты около 1000 м, опять раздваивается, причем один из ледотоков вползает в верховья лога, проходящего с юго-восточной стороны холма. Ледник засыпан лапиллями.

Между только что указанным холмом и невысокой грядой к юго-востоку от него (отмеченной названием "Камни" на карте Гусева) проходят два глубоких барранкоса, спадающие ниже, на высоте 650 м. В их крутых стенках видно, какой огромной мощности достигают рыхлые вулканические выбросы, покрывающие здесь склон вулкана. Среди мелкого рыхлого материала заключены часто и довольно крупные глыбы.

Интересно нахождение на крутом склоне на высоте более 700 м (вблизи слияния ручьев) выступа, состоящего из рыхлого материала и глыб цементированного туфа вместе с округлыми валунами андезитов разного вила. Следует отметить среди них нахождение типичных андезитов-базальтов с крупными фенокристаллами оливина, наряду с выделениями авгита и плагиоклаза в тонкой, почти скрытокристаллической основной массе из авгита и плагиоклаза. Макроскопически это плотные породы относительно светлого серого цвета. Фенокристаллы оливина видны невооруженным глазом.

На вершине гряды Камни, вытянутой в северо-восточном направлении, обильны глыбы андезита довольно разнообразного вида. Эти авгитово-гиперстеновые разновидности различаются под микроскопом прежде всего степенью кристалличности основной массы – от типичной гиалопилитовой до почти витрофировой. Более стекловатые разновидности более пористы. Кругом все засыпано лапиллями, шлаками и пемзой, последней много. По минералогическому характеру пемза относится к роговообманковому андезиту. Исследованный под микроскопом образец представляет собой тонкопузыристую массу бесцветного прозрачного стекла с мелкими выделениями плагиоклаза и зеленой роговой обманки без всяких следов опацитовой каймы.

Поднимаясь по этой хорошо топографически выраженной гряде кверху вулкана, можно убедиться, что она представляет собой спустив-

шийся книзу полуотпрепарированный и засыпанный лапиллями поток лавы соммы. На высоте около 950–1000 м часть потока сохранилась настолько хорошо, что здесь видны глыбы афанитового серого андезита, залегающие *in situ* с еще уцелевшей верхней красной аггломератовой коркой потока. Светло-серый андезит (из отдельной глыбы) под микроскопом оказался авгитово-гиперстеновым андезитом с полнокристаллической почти микродиоритовой основной массой, состоящей главным образом из плагиоклаза и небольшого количества пироксена и магнетита, всегда идиоморфных. В фенокристаллах — плагиоклаза, авгит, гиперстен. Порода в целом лейкократовая. Раскристаллизация основной массы, быть может, позднейшая, и мы находим в этой глыбе породы гомеогенное включение, выброшенное из вулкана

Все кругом засыпано новейшими выбросами Авачи, среди которых обращают на себя внимание обломки пемзы. Попадаются также чуждые обломки зеленых сланцев, оливиновой породы и "гомеогенные" обломки плагиоклазово-роговообманковой породы зернистой структуры, похожей на включения в андезите скалы Одинокой.

Между указанным потоком и Большим северным Козельским ледником из-под покрова лапиллей, одевающего склон, выступают каменные бугры и скалы, представляющие собой, очевидно, экструзивные выпячивания лавы.

Выше холма Мею такие лавы, представленные здесь розовыми и серыми трахитовидными андезитами того же типа, какие мы видели на скалистых холмах в логу к северу от Авачи, образуют довольно высокий холм несколько вытянутого очертания. Порода этих выходов под микроскопом обнаруживает все признаки знакомых нам экструзивных андезитов северного склона соммы, почти не содержащих фенокристаллов цветных минералов, в числе которых, кроме очень редких авгита и гиперстена, присутствует корродированная роговая обманка с обычной опалитовой каймой. Фенокристаллы плагиоклаза обильны, но мелки, довольно много крупных выделений магнетита. Основная масса породы характерная гялопилитовая, богатая прозрачным, почти бесцветным стеклом, с относительно крупными призматическими микролитами плагиоклаза и очень мелкими игольчатыми микролитами пироксена. Иногда (но очень редко) в стекле, по-видимому, есть таблички тридимита. Магнетит обычен.

Севернее, около холма Мею, скалистых выходов нет, андезит розового цвета образует обильную россыпь. По своему облику эти андезиты близки к андезитам упомянутого выше холма. Такой же выход андезитов наблюдался еще севернее, километрах в 1,5 от холма Мею. Угловато-плоские глыбы андезита розоватого цвета с редкими фенокристаллами роговой обманки под микроскопом представляют собой довольно определенно выраженный тип экструзивных андезитов. Фенокристаллы плагиоклаза немногочисленны, кроме корродированной и опалитизированной роговой обманки имеются редкие, хорошо образованные выделения гиперстена и магнетита. Обычная, богатая стеклом и крупными плагиоклазовыми микролитами основная масса с мельчайшими иголочками пироксена и более крупными зер-

нышками магнетита. Глыбы такого андезита выступают изолированно. Кругом рыхлые образования, частью, вероятно, перемытые.

Западнее скалистого андезитового холма Мек, за логом, на довольно крутом склоне из-под покрова лапиллей выступает андезито-базальтовая дайка, простирающаяся в 40° и имеющая мощность около 1,5 м. Она очень круто падает к северу. В средней части дайки порода серая с порами, с боков краевые зоны мощностью около 20 см – в них более темный и плотный андезито-базальт.

Под микроскопом серый андезито-базальт центральной части жилы представляет собой породу, богатую мелкими фенокристаллами плагиоклаза и еще более мелкими – оливина, большей частью с опацитовой тонкой корочкой. В очень небольшом числе присутствуют также фенокристаллы пироксена (и авгита, и гиперстена). Основная масса очень тонкая, интерсертального типа, богатая мельчайшими изометрическими зернышками пироксена и несколько более крупными микролитами плагиоклаза; стекла, буроватого, прозрачного, очень немного; обычный магнетит.

Темная краевая зона жилы имеет другое микроскопическое строение: порфирировых выделений плагиоклаза несколько меньше, попадаются крупные фенокристаллы зеленовато-бурого авгита, местами их сростки, и, что особенно бросается в глаза, – относительно много сравнительно крупных фенокристаллов оливина без всяких следов опацитовой каймы. Основная масса, богатая стеклом, гялопидитовая, с очень мелкими тонкими микролитами полевого шпата; стекло, окрашенное в бурый цвет и густо запыленное магнетитовыми зернышками, при небольших увеличениях кажется почти непрозрачным.

Вмещающие дайку породы не видны, они засыпаны лапиллями, под которыми неподалеку от дайки погребен также снежник.

Относительно распространения рыхлого материала на склоне Авачи можно еще отметить следующее: более крупные куски шлаков, достигающие размеров кулака и даже человеческой головы, тянутся как бы полосой в северо-восточном направлении от вулкана, в обе стороны размеры кусков шлака уменьшаются, шлаки сменяются обычными лапиллями. С самой поверхности лежат темные зеленовато-серые шлаки и лапилли обычного для Авачи типа с примесью серых взрывных обломков и других кусков породы. На небольшой (около 0,5 м) глубине залегает слой андезитовой пемзы. В некоторых овражках он обрисовывается очень отчетливо под покровом темных лапиллей и шлаков.

ДЕЙСТВУЮЩИЙ КОНУС АВАЧИ

Действующий конус Авачи невольно обращает внимание своей правильной формой, выделяясь среди изъеденных эрозией частей вулканической постройки соммы. За исключением выступающих среди пирокластического материала лавовых потоков на юго-восточном и южном склонах конуса, его склоны покрыты темно-серыми и красными шлаками, спускающимися по склонам к подножию. Пирокластический материал, слагающий конус, можно хорошо изучать на поверхности засыпанного этим материалом ледника, находящегося между действующим конусом и соммой, как к северу, так и к востоку от конуса.

Здесь на поверхности ледника северной и восточной соммы сыпавшиеся с северного склона конуса темные и красные шлаки образуют пестрый покров.

Красные шлаки представляют собой породу, состоящую из бурого под микроскопом сильно пузыристого стекла с фенокристаллами плагиоклаза, авгита и сильно плеохроичного гиперстена. Их красный цвет зависит от выделения окиси железа при окислении, которое отсутствует или слабо развито в серых шлаках.

Разнообразные типы пирокластического материала мы видели на леднике Халактырского атрио. Здесь мы находили такие образования:

1) Наиболее распространенные шлаковые бомбы и шлаки желто-серые снаружи, внутри темные или ржавые, окисленные.

2) Сравнительно редкие светлые андезитовые бомбы "с хлебной коркой", пемзовидные внутри. Стекловатая корка - несколько более плотная, бывает самой разнообразной толщины, которая не связана с размерами бомб. Иногда трещины располагаются концентрически.

3) Бомбы типа "цветной капусты"; они тесно примыкают к шлаковым бомбам и отличаются меньшей пористостью. Из таких, а также из шлаковых бомб главным образом и состояли "потоки" - осыпи, спустившиеся с конуса на ледник при извержении 1926 г., а также и 1938 г.

Несколько реже зеленоватых встречаются темные шлаковые бомбы.

Шлаковые бомбы отличаются от шлаков по строению, они менее легко разрушаются.

Следует отметить почти полное отсутствие красных шлаков. На самом перевале много лапиллей.

Как редкость, встречены куски пемзы в виде включений внутри шлаковых бомб.

Эксплозионные обломки неправильной формы представляют также значительное разнообразие.

- 1) Наиболее распространенный тип – светло-серый андезит в остроугольных глыбах, иногда почти такой же, как в "хлебных корках".
- 2) Встречаются обломки пемзового строения, но, вероятно, они представляют собой бомбы "с хлебной коркой", здесь отвалившейся.
- 3) Реже встречаются более темные, зеленовато-серые андезиты стекловатого строения. Породы такие же, как в центральной части бомб типа "цветной капусты", но иногда приобретают и корку подобного типа бомб, корку полушлаковатого строения.
- 4) Угловатые обломки полосатого строения из светлых пемзоватых слоев и темного андезита, иногда шлирового строения.
- 5) Брекчи, состоящие из более темных и более светлых угловатых обломков.
- 6) Округлые глыбы и угловатые куски с измененной желтоватой коркой, как будто измененные и внутри; как крайний тип – красные яшмовидные, с другой стороны желтые, розовые и белые, часто легко рассыпающиеся.
- 7) Редкие светлые стекловатые обломки.
- 8) Афировые, похожие на "хлебную корку" бомб, без выделений.
- 9) Шлаковатые куски очень пористые, кружевного строения с корочкой синей побежалости.

Для некоторых эксплозионных обломков, особенно серого андезита, характерен излом с гофрированными краями, но иногда такой излом встречается и в бомбах "с хлебной коркой". Особенно характерна поверхность некоторых эксплозионных обломков, трещины которой похожи на швы черепа. Это то, что Меркаели называл *progetti pesanti Pratturati*.

На самом перевале очень характерны круги из обломков, вероятно, образованные при разрыве выброшенных бомб и эксплозионных глыб. В некоторых глыбах наблюдается своего рода десквамация.

Один из наиболее удобных подъемов на действующий конус Авачи – это восточный лавовый поток, который спускается несколько наискось по юго-восточному склону к леднику восточной части соммы, доходя до высоты примерно 2000 м. Поток этот в виде вала сложен из глыбовой лавы; с левой стороны к нему снизу примыкает барранкос, засыпанный лапилами и, по-видимому, погребенным снегом. У конца этого потока к леднику спускается также ряд осыпей бомб, иногда с хорошо очерченными концами этих осей. В меньшем количестве к этим бомбам примешиваются красные шлаки и куски андезита разного состава, вероятно, мы имеем материал, скатившийся в виде лавины при извержении 1926 г.

Андезит глыбовой лавы потока – темного цвета, богат вкраплениями. На глыбах грубо-шероховатая, иногда шербчатая, обычно темно-серая, редко бурая кора. На поверхность потока выброшены лапилли темного и красного, реже светлого цвета.

На высоте 2350–2400 м через барранкос перекинута оборванное окончание лавового потока, позволяющее видеть его разрез. Поток здесь сводообразно изогнут. Снизу он подстилается аггломератом из красных шлаков, среди которого выступают глыбы лавы. Нижняя поверхность потока, налегающая на аггломерат, плотная, образована бурой андезитовой массой мощностью около 0,5 м. Затем следует средняя плотная масса мощностью 4–5 м с плоскораковистой отдельностью. Сверху ее – опять бурый, уже пористый слой, принимающий в середине аггломератовое строение, а за ним опять серый андезит, очень похожий на глыбовую лаву потока, по которому идет подъем. Прослой пористой бурой лавы не представляет собой правильно-залегающего в толще потока плослоя. Почти в середине потока он раздваивается, одна ветвь идет вверх, а другая вниз, переходя в аггломератовый слой. Таким образом, серые андезиты являются как бы разделенными на отдельные глыбы. В верхней части серых андезитов можно еще заметить неправильные прослои пористой лавы.

Противоположный борт барранкоса сложен красными аггломератами, подстилающими край потока. В конце оборванного языка потока отдельные глыбы лавы видны по всему барранкосу.

На дальнейшем подъеме по потоку (выше 2400 м) пористые лавы приобретают все большее развитие, сперва видно неправильное чередование плотных и пористых лав, полузасыпанных осыпями. Потом по левую сторону барранкоса, идущего от "зуба", обнажена слоеобразно располагающаяся лава серого, бурого и фиолетового цвета, которая ближе к вершине замешается светлее окрашенными андезитами, измененными действием фумарол. Иногда и здесь в лавах (красных) заметно аггломератовое строение.

В верховьях барранкоса обнажается по крайней мере три слоя плотного андезита (красновато-серого с поверхности), прослоенного аггломератами, над которыми возвышается "зуб", составляющий уже край кратера.

КРАТЕР И ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ КОНУСА

"Зуб" представляет собой скалу андезита с округло-полиэдрической отдельностью, по плоскости которой желтые и зеленовато-желтые налеты. У подножия его ряд действующих фумарол, отлагающих эти налеты и корочки светло-желтого цвета на плоскостях отдельности. Ниже, отделяясь от андезитовой массы верхней части "зуба" слоями туфов и аггломератов, образующих сводообразную подошву потока, залегают другой сплошной поток мощностью около 5 м с характерными пористыми и глыбовыми поверхностями отдельностей. Под ним слой красного аггломерата, выклинивающегося по падению потока.

Ниже, на высоте 2680 м, лавовый поток, спускающийся от "зуба", представляется сдвоенным, в середине проходит слой аггломерата мощностью около 1 м. Здесь опять под потоком появляется более

новый слой аггломерата. Мы уже видели особенности этого потока ниже по склону.

В шлифах из лавы этого потока — иногда такситовое строение: именно в авгитово-гиперстеновом андезите со стекловатой, очень бедной микролитами основной массой, — включение пироксенового же андезита с совершенно другим строением основной массы, — богатой крупными микролитами плагиоклаза и пироксена в слегка буроватом, прозрачном стекле. В этих участках попадаются интересные зернистые агрегаты пироксена, быть может, по роговой обманке.

В образцах (как красных, так и черных), взятых с этого потока ниже по склону конуса, характер основной массы тот же; очень тонкая гиалопилитовая масса с мельчайшими микролитами и богатая стеклом. Фенокристаллы плагиоклаза часто поломаны. Моноклинного пироксена значительно меньше, чем плеохроичного гиперстена; попадаются параллельные обрастания первого вторым. В образце, взятом на высоте 2380 м, встречаются выделения оливина, обросшие пироксеном, и оригинальные мирмекитовидные сростки магнетита и гиперстена, иногда также окружающие оливин.

В барранкосе, отвечающем, может быть, средней части потока, встречаются сильно разложенные андезиты, особенно в верхней части конуса, где действовали во время нашего посещения слабые фумаролы. Несколько образцов более свежей лавы этого потока было исследовано как из темных, так и их красных частей потока. Всюду основная масса чрезвычайно тонкая, гиалопилитовая с темным стеклом. В красных лавах выпадают окислы железа и опичитизируется пироксен. В некоторых образцах замечен оливин, иногда обрастаемый пироксеном. Фенокристаллы моноклинного пироксена часто крупные, но их меньше, чем гиперстена.

Та огромная глыба андезита на поверхности ледника между конусом и соммой, около которой стояли наши палатки у подножия конуса и на которой были собраны образцы марказита, алунита и других минералов, — под микроскопом оказывается оливин-содержащим пироксеновым андезитом или андезито-базальтом. Оливина немного, типично его обрастание пироксеном. В основной массе обильное выделение рудного минерала.

КРАТЕР АВАЧИ В 1931 г.

Кратер Авачи в 1931 г. имел округло-четырёхугольную форму, достигая 400 м в поперечнике и в глубину около 150 м.

В общем он имел форму чаши, по строению стенок довольно резко отличались две половины его — северо-восточная от юго-западной. В северо-восточной мы видели ступенчатый склон из обрывов тонких прослоев лавы, чередующихся со сравнительно пологими засыпанными осыпями склонами, образованными рыхлым материалом; только в 50 м от дна были обрывы мощных андезитовых масс. Юго-западный край кратера был более обрывист с самого верху и сложен

массивными скалами андезита, сильно окрашенными налетами фу-марол, которые выделяются из этой стенки.

Общий вид кратера хорошо был виден с правой стороны "зуба".

Последний представлял собой остаток лавового потока, по-видимому, перелившийся через край кратера. Это скала шириной около 80 м и обрывающаяся с наружной стороны на высоту метров 15; с внутренней — обрыв, кажущийся сплошной массой андезита и спускающийся почти до половины всей глубины кратера. С наружной стороны, как об этом упоминалось, видно, что эти 15 м представляют всю мощность перелившегося потока, под которым залегают туфы. Это же дно потока было видно и с внутренней части кратера.

Образец, взятый из основания "зуба", представляет собой серый, богатый фенокристаллами андезит. Под микроскопом мы имеем пироксеновый андезит с авгитом и гиперстеном в выделениях, с многочисленными фенокристаллами плаггиоклаза разных размеров, с редкими выделениями магнетита и округлых зерен оливина с типичной гиалопилитовой основной массой. Такой свежий андезит в "зубе" является исключением. Выше масса "зуба", по крайней мере снаружи, представляет собой породу, разложенную действием фу-марол. Начало разложения выражается в изменении полевого шпата, фенокристаллы которого становятся белыми, опаловидными.

В более разложенных образцах, которые образуют главную массу осыпи, порода светлеет, растрескивается и инкрустируется светлыми, беловатыми и желтоватыми корочками натечного вида, местами явно кристаллические корочки гипса. Любопытны тонкие корочки марказита.

Под микроскопом разложенные породы "зуба" представляют довольно пеструю картину изменений и новообразований. Сравнительно определенный вид имеет характер изменения плаггиоклаза, замещаемого с периферии, по спайности и по концентрическим зонам, низкорефракционным изотропным веществом. В случае, когда его замещение зашло далеко, видно, что мы имеем дело с веществом по крайней мере двоякого рода, различающимся по преломлению. Выделения пироксенов подвергаются периферическому замещению рудным веществом, которое распространяется внутрь кристалла, давая иногда прорастания, несколько похожие на пегматитовые. Основная масса становится в главной своей части аморфной, или сохраняя свое микролитовое строение, или утрачивая его бесследно. Поры выстланы прозрачным веществом колломорфной структуры, обнаруживающим тонкокристаллическое или почти скрытокристаллическое строение, которое как будто распространяется дальше, разъедая массу породы. Гипс примешивается к этому веществу.

О строении стенки кратера около "зуба" можно было получить некоторое представление по обнажениям в этой части конуса на его наружной стороне.

С левого борта барранкоса, вдоль которого мы поднимались на конус, было видно, что лавовые потоки, расположенные на склоне конуса за правым бортом барранкоса, залегают один относительно

другого следующим образом: самым нижним является поток, обнажающийся в правом борту барранкоса и переходящий под видимое основание "зуба". Внизу его — мощный пласт аггломерата, имеющий наибольшие мощности сразу же ниже "зуба". От основания "зуба" этот поток тоже отделялся аггломератом, но значительно меньшей мощности. Лава потока под микроскопом представляется мелкопорфировым пироксеновым андезитом. Фенокристаллы плагиоклаза по размерам образуют целый ряд, из пироксенов гиперстен преобладает над авгитом. Основная масса в центральной сплошной части потока — мутное, начавшее раскристаллизовываться стекло. В порах попадает тридимит (?). В шлаковатой нижней части потока основная масса породы представляет собой мелкопористое бурое стекло с редкими микролитами; здесь попались выделения оливина, окруженные пироксеновыми венчиками.

Порода, образующая аггломерат, в основании потока представляет собой такой же мелкопористый стекловатый андезит, но она значительно разложена фумаролами. Плагиоклазы, заключенные в красной (ставшей непрозрачной от окиси железа) основной массе, превращены в опал-аллофановое вещество, на стенках пор — корочки мельчайших кристалликов алунита. Разложение неравномерно охватывает породу, но покраснение основной массы является общим.

Выше, отделяясь слоем аггломерата от нижнего потока, залегает поток основания "зуба", особенно хорошо заметный у точки L кратера. Этот поток очень короткий, утоняется вниз по склону и оканчивается примерно на высоте 30–50 м от края кратера.

На втором потоке, отделяясь от него тонким слоем аггломерата, залегает третий. Начало этого третьего потока было прекрасно видно на стенке кратера среди аггломерата, протягивающегося от точки К до точки Н. Аггломерат этот не выходил на наружную поверхность конуса, так как вышележащий слой лавы перекрывал его целиком и непосредственно залегал на третьем потоке.

Этот слой лавы, как мы увидим дальше, является, может быть, началом потока 1909 г. Третий поток и поток 1909 г. на наружном склоне конуса хорошо различаются характером своих поверхностей (см. ниже).

Картина строения внутренних стенок кратера, которую мы видели справа от "зуба" (если считать с наружной стороны конуса), представляется в таком виде. Вверху в западной части кратера обнажаются красные аггломераты, падающие наружу и образующие ряд усупов внутрь. Под ними темный слой лавы, падающий уже внутрь кратера и спускающийся в виде темного языка. Ниже — тонкие прослои лавы, чередующиеся с туфами.

От точки В к северу край кратера менее обрывист, под одинаковым углом как снаружи, так и внутри; внутри его метров на 10 ниже идет чередование лавовых прослоев с рыхлым материалом. По краю кратера выступают красные аггломераты, иногда фиолетово-красные. Под микроскопом такая порода оказывается андезитом со стекловатой основной массой и выделениями плагиоклаза. Основная

масса в исследованном образце имеет своеобразный "мелкокомковатый" вид: среди мутной в общем массы густо выступают многочисленные мелкие более прозрачные округлые пятнышки, кажущиеся на первый взгляд даже порами, но при больших увеличениях показывающие отсутствие резких границ, отделяющих их от окружающего фона.

Против точки С в верхней части кратера виден мощный андезитовый поток, продолжением которого могут являться скалы под точкой D, ограниченные с правой стороны осыпью.

Непосредственно над этим потоком под точкой D залегает тонкая пачка перемежающихся лав и аггломератов, изогнутая в виде синклинали, ось которой приходится примерно в точке Е. Своим краснорубрым цветом эта слоистая толща отличается от серой толщи переслаиванием более мощных слоев лавы и аггломератов, видимых между точками Е и F. Образец андезита из аггломерата с края кратера около обрыва у точки F представляет сильно обожженный, покрасневший снаружи андезит с разложенным полевым шпатом. Под микроскопом фенокристаллы полевого шпата обнаруживают разложение обычного типа, основная масса породы — тонкопористое стекло. На стенках пор развиваются мельчайшие кристаллики, по-видимому, алунита.

Ниже на 60 м от края кратера идет сплошная масса андезита, окрашенная фумарольными отложениями в светло-желтые тона.

Восточнее меридиана точки D (в восточной половине кратера) в его стенках также можно заметить серию слоев лавы, сменяемых книзу сплошным зеленовато-серым андезитом, но эти образования как будто лежат несколько ниже, и поэтому можно думать, что здесь, в восточной половине центральной части кратера, произошло некоторое опускание, которым, может быть, и вызван синклинальный изгиб.

Против точки G треть стенки кратера сложена лавами слоистыми, мощными, падающими вправо под углом 20° ; среди них можно рассмотреть аггломератовые прослои. Лавы сильно окрашены налетами фумарол. Непосредственно под ними показываются массивные андезиты, а еще ниже идет осыпь из глыб и из-под этой осыпи и около нее выбиваются мощные фумаролы, располагающиеся широкой полосой поперек западной половины кратера. Почти все камни окрашены яркими оранжево-желтыми налетами, а дальше от устьев фумарол на более мягкой осыпи — обильные светло-желтые налеты, видимо, серы.

Лавы с края кратера у точки G представляют обычного вида серый андезит, относительно слабо пористый и несколько разложенный, особенно около пор, где он побелел и покрывается налетами; разложение дальше от пор идет по трещинкам. Под микроскопом видно, что в общем разложение слабо захватило породу и она сохраняет все свои особенности пироксенового андезита со свежим плагиоклазом. Выделения авгита крупные, основная масса — с тонкой, неясно гялопилитовой, как бы помутневшей, богатой стеклом основной массой.

С базисной точки В противоположная стенка кратера редко была видна во время ниших наблюдений вследствие застилавших ее фумарол, и, кроме того, фумарольные налеты, раскрасившие стенку кратера, маскировали строение этой стенки.

С точки можно было видеть, что под "зубом", отделяясь прослоем аггломерата, почти отвесно спускаются скалы массивного андезита, из которых пробиваются сравнительно слабые фумаролы, но все-таки налетов здесь настолько много, что разобраться в строении стены кратера здесь было невозможно. Между точками К и М она вся казалась одним сплошным массивом, ограниченным снизу осыпями крупных обломков.

Между точками I и Н (верхние 30 м) можно было видеть, что стенки кратера представляют собой слоистую толщу аггломератов и лав. Около точки Н через верх кратера вылился новейший поток (очевидно, 1926 г.). Против этого места вверху стенки кратера лавы обнаруживали тоже как бы синклинальное изогнутие. Нижняя половина стенки кратера до осыпей представляла собой скалистые обрывы андезита, чрезвычайно сильно измененного и окрашенного фумаролами, которые здесь пробиваются особенно интенсивно. Отдельный контрфорс выступает обособленно в виде резкого зубца.

Скала у точки Н по краю кратера имела типичную "шербату" поверхность лавы, видимой связи ее с каким-либо потоком не было видно. Можно было думать, что точно такой же "нашлепкой" является и невысокий скалистый бугор сразу же за точкой Н. Эта последняя "нашлепка" в верхней части состоит из эксплозионного аггломерата, а в нижней — из лавы. Кругом ее идут осыпи.

В состав аггломерата входят андезиты разнообразного вида. Светло-серый андезит с фенокристаллами плагиоклаза и пироксена под микроскопом с характерной микроструктурой основной массы, состоящей из крупных коротких призм плагиоклаза, коротких призмочек пироксена и зернышек магнетита в прозрачном, чуть буроватом стекле. Фенокристаллы — плагиоклаз, авгит и гиперстен, ясно плеохроичный и в необычно крупных выделениях. Авгит с довольно интенсивной зеленоватой окраской. В кусках более темных, серых, пористых, с шероховатой поверхностью (как на глыбах лавы), основная масса типичная гиалопилитовая с большим количеством бурого стекла, микролиты плагиоклаза вытянутые. Совершенно такой же вид имеет под микроскопом лава в скале у точки Е кратера. Под точками К и Н больше нижней половины склона было засыпано осыпями, состоящими из крупных обломков.

От точки А и почти до точки D край кратера, одинаково пологий в обе стороны, был покрыт красными шлаками и большими обломками серого андезита, а скалистый обрыв у точки D сложен сильно разложенной породой.

Несколько западнее на краю кратера выступали красные аггломератовидные лавы, падающие на запад и входящие в состав пологий синклинали, которую здесь можно было видеть на внутренней

стенке кратера. Видно было, как эти же аггломератовые лавы, переходящие в настоящие аггломераты, продолжают к западу.

Скала к западу от точки D представлялась крылом синклинали, образованной чередованием нескольких слоев аггломерата и тонких (до 0,5 м мощности) прослоев темно-серой лавы.

Видно было, что нижняя часть этих перемежающихся слоев, непосредственно налегающая на алунитизированный аггломерат скалы в точке D, начинается тонким слоем темной кластической лавы, состоящей из перемешанных угловатых и округлых кусков лавы. Вместе с вышележащим аггломератом мощность этой лавы около 1-1,5 м. Выше идет толща еще более тонких лав и аггломерата мощностью около 3 м, заканчивающихся в верхней своей части лавовым прослоем мощностью около 0,5 м. Верхняя часть разреза здесь заканчивается тонким лавовым слоем, отделенным от средней части свиты аггломератом. Общая мощность серии лавы и аггломератов здесь доходит до 6-7 м. Один из образцов лавового слоя из этой серии представляет собой серый андезит, богатый выделениями плагиоклаза и пироксена. Под микроскопом эта порода обнаружила довольно неожиданную картину. Сравнительно крупные выделения плагиоклаза, пироксенов и (в небольшом количестве) оливина заключены в основной массе, почти полнокристаллической, в которой только кое-где можно заметить ничтожное количество стекла. Главным образом она состоит из относительно крупных кристалликов плагиоклаза, гиперстена (в значительной части опациitizedированного) и магнетита. Из числа структурных особенностей можно отметить обрастание гиперстена моноклинным пироксеном. Залегающий выше аггломератовый слой - из буро-красного измененного андезита с разложенными белыми некрупными фенокристаллами полевого шпата. Под микроскопом фенокристаллы полевого шпата только частично замещены аморфным вторичным веществом. Характерно его распространение по зонам. Основная масса без анализатора имеет мелкокомковатое или пористое строение; в скрещенных николях совершенно изотропна. Кроме плагиоклаза - выделения пироксенов и изредка оливина, хорошо сохранившегося.

В других образцах лав и аггломератов, взятых отсюда (несмотря на некоторые различия по внешнему виду, выражающиеся то в большей, то в меньшей плотности) - указанные породы в этом разрезе очень близки между собой по микроскопическим особенностям. Все это пироксеновые андезиты с более крупными фенокристаллами авгита, чем гиперстена, но меньшими по числу. Плагиоклазовые вкрапления довольно разнообразной величины. Основная масса в более плотных серых андезитах представляется в виде тонкого войлока мельчайших микролитов в стекле, имеет облик все же типичный гиалопилитовый, но эти микролиты становятся неразличимо тонкими, и мы наблюдаем помутнение стекла. Наконец, есть образцы совсем стекловатые, стекло пористое и в покрасневших шлаковидных обломках пронизано пылью окиси железа.

Скала у точки D в верхней своей части была прикрыта небольшой аггломератовой покрывкой, ниже которой – лавовый слой мощностью около 1 м.

Вниз от этого лавового слоя была видна уже сильно разложенная масса, бывшая первоначально, по-видимому, тоже аггломератом. Этот разложенный аггломератовый слой состоит, как видно под микроскопом, из кусочков андезита, или целиком превращенного в мутное почти непрозрачное изотропное вещество, или с еще прозрачными, но уже замещенными коллоидным веществом фенокристаллами полевого шпата. Основная масса и тут мутная, непрозрачная. Промежутки между обломками заполнены совсем или только выстланы корочками алунита. В порах шлаковатых кусков также отлагается и заполняет их алунит. Кое-где к нему присоединяется ангидрит (?).

Лоскут лавы у точки С представлялся сверху частью лавового потока, спускающегося в сторону кратера. Ниже лавы – мощный слой аггломерата, Лава в верхней части изменена газами фумарол. Плотная серая мелкопорфировая лава, взятая у точки С на краю кратера, иногда содержит вплавленные обломки андезита с более светлой основной массой. Под микроскопом андезит главной части лавового выхода обладает основной массой, имеющей вид густо запыленного стекла, лишённого микролитов и содержащего мелкие, часто обломанные выделения плагиоклаза и пироксенов. Эта обломанность выделений замечалась и в других местах лав, выступающих на краю кратера.

На северо-восточной внутренней стенке кратера можно различить следующие слои лавы и аггломерата:

от точки А к югу на некотором расстоянии непосредственно на краю кратера мы видели толщу красного аггломерата. Ниже, как бы в виде толстого языка, по внутреннему склону спускалась серия чередующихся тонких лавовых прослоев и аггломерата мощностью приблизительно до 8–10 м. Лавовых прослоев здесь, по-видимому, три. Ниже этого толстого языка выступал средний язык, имеющий только одну лавовую прослойку, мощностью около 1–1,5 м.

Наконец, внизу мы видели, что еще дальше вперед по склону вытянулся третий – нижний язык, мощностью в среднем 3–4 м. В его строении участвует лавовый слой, уходящий под потоки "зуба". От нижнего языка отходит вверх к северу (в сторону точки В) своеобразный "хвостик", представляющий слой черного вулканического аггломерата.

Под него подходила тянущаяся от точки С серия, состоящая из 3-х лавовых слоев (мощностью каждый около 0,5 м), разделенных друг от друга красными аггломератами. Эти лавы почти тождественны в обоих потоках, являясь пироксеновым андезитом (преимущественно гиперстеневым) с основной массой, представляющей собой густо запыленное стекло с мельчайшими, видимыми кое-где микролитами плагиоклаза. Встречены редкие кристаллы оливина, обрастающие пироксеновой каемкой.

Внизу под выступами, спускающимися в виде языков южнее точки А, протянулось еще несколько красных выступов. Два из них,

представляющих, по-видимому, тонкие лавовые слои, подходили к "зубу" ниже точки М, а третий, состоящий из четырех лавовых слоев, чередующихся с аггломератом, замечен был по склону в виде высокой стены над краем сплошного андезитового обрыва кратера, затем он распадается на ряд слоев, исчезая в измененной газами фумарол обрывистой стенке кратера, под "зубом". Около точки А в средней жиле внутреннего склона выступали красные и черные аггломераты. Образующая их лава — кирпично-красный андезит, сравнительно мало пористый, тяжелый. В красной основной массе — выделения матового плагиоклаза и пироксена. Черные лавы более пористы. Под микроскопом эти андезиты обладают стекловатой основной массой с мелкокомковатой текстурой. В черной лаве много округлых пузырьков, и в основной массе заметны микролиты плагиоклаза, отсутствующие в красной. В выделениях — плагиоклаз и из пироксенов — гиперстен. Красный цвет зависит от выделения гематитовой пыли. В порах иногда налеты солей, главным образом гипса.

С противоположной стороны кратера скала под "зубом" представлялась состоящей из нескольких толщ массивного андезита, по-видимому, примерно в основании нижнего обрыва северо-восточной стенки была видна трещина, продолжающаяся и под "зубом".

Между точками К и L можно было наблюдать, что верх стенки кратера сложен лавами с желтоватыми налетами фумарол метров на 10. В нижней части стенки лавы казались слоистыми. Под ними — прослой метров 10–15 темный, в верхней своей части красноватый, аггломератовидный. Видно было, как вместе с лавами, налегающими на него, он образует очень пологую синклиналь, под которой ближе к точке сплошная масса андезита образует обрыв метров 40, под обрывом начинается осыпь из крупных глыб, продолжающаяся до самого дна кратера. Ниже точки 1, по-видимому, под аггломератом был виден еще прослой лавы, ниже которого идет скала; строение ее трудно разобрать. Из расщелин этой скалы, особенно в нижней ее части, пробивались фумаролы, также они пробивались и из-под осыпи. Эти фумаролы оставляли на стенках кратера пятна и потеки ярко-желтого и красного цвета.

Скалы на краю кратера у точки Е представлялись как очевидные остатки лавы серого андезита, вылившегося здесь через край кратера. К западу от точки Е край кратера был сложен из нагромождения глыб и шлаков.

С края кратера, между точками Е и F, было видно, что скалистые обрывы в верхней части кратера ниже точек С и D сложены массивной породой, сильно разложенной, измененной, участки которой как бы прилеплены к слоистой стенке кратера, сложенной из тонких слоев лав, переслаивающихся с рыхлыми продуктами. Не является ли это остатком лавы, заполнявшей некогда кратер и потом опустившейся.

С северной половины края кратера можно было видеть, что на противоположной стороне, ниже точки Н и под прилегающими к ней выступами, находится мультобразное понижение, заполненное аг-

гломератом и лавой; в эту мульду упираются мощные слои лавы и аггломерата, разрез которых идет вдоль стенки кратера от точки К; сверху залегает сплошная лава (по-видимому, 1909 г.), а внизу — аггломерат.

В угловатых плотных обломках этого аггломерата мы имеем андезит со стекловатой (на вид) массой. Под микроскопом основная масса главным образом имеет вид помутневшего, начавшего кристаллизовываться стекла, но местами сохранились совершенно прозрачные его участки буроватой окраски. Фенокристаллы в этой породе мельче обычного, стекло пузыристое. В основании мульды находится выклинивающий лавовый слой, являющийся началом лавового потока 1926 г.

Аггломерат, составляющий верхнюю часть потока, образован покрасневшими кусками более стекловатого андезита. В его образце, изученном под микроскопом, обращает на себя внимание структурная неоднородность основной массы, местами очень тонкогиалопилитовой, как плотная лава потока. Кроме того, следует отметить начавшееся разложение плагиоклазов фумарольными газами и отложение возгонов на стенках пор (алунит, образующий тонкие корочки и выполняющий их; гипс (?)). Гиперстен выделений затронут разложением очень слабо (тонкая опацитовая каемочка и покраснение).

Можно было видеть, что все указанные слои залегают один относительно другого более или менее согласно, но было видно, как под точкой G слой лавы несогласно лежит на серии, слагающей более северную часть стены. Эта серия, если считать снизу вверх, начинается лавой, затем идет аггломерат, снова лава и серия заканчивается опять аггломератом.

Под этой серией мы видели мощную толщу аггломерата, верхняя часть которой выходила на краю кратера. В средней части этой толщи была заметна линза лавы и было хорошо видно, что вся толща имеет синклинальный прогиб с осью, примерно проходящей через точку E, и с правым крылом, оканчивающимся у точки E.

Представлялось, что ниже всех этих слоев сразу же идет или массивная андезитовая пробка, или тоже слоистая серия лав, но поверхность этой нижней толщи была сильно изменена газами фумарол и кое-где залеплена взрывными обломками. Строение ее осталось неясным. Только под точкой G можно было рассмотреть явно слоистую серию лав, но только в верхней части стенки. Под точкой K было также видно, что в аггломерате в нижней части стенки протягивается слой лавы, причем непосредственно под точкой K этот слой разделялся на два слоя, а далее, до точки H, протягивался как один слой.

ФУМАРОЛЫ 1931 г. ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Кроме фумарол на дне кратера (о которых было упомянуто) особенно интенсивными в 1931 г. являлись фумаролы на северо-западном склоне, в 57 м ниже края кратера, они занимали площадь при-

мерно 70 м в поперечнике, расширяясь книзу. Фумаролы пробивали себе пути через вулканический аггломерат, сильно разложенный газами, местами совершенно превращенный в труху. По окраинам этой площади выступали розовые, красноватые, иногда белесоватые разложенные, частью алунитизированные породы, пронизанные жилками гипса, реже серы. Эти породы под микроскопом иногда обнаруживают довольно ясно обломочную туфовую структуру. Существенные черты изменений в этой породе заключаются в следующем. Стекло мутнеет и становится непрозрачным. Полевые шпаты замешаются желтоватым агрегатом вторичных минералов бесцветных и прозрачных, оптически изотропных – это опал и галлуазит. Пироксен сохраняется дольше, но и он в конце концов превращается в изотропную массу, среди которой остатки первичного минерала выступают в виде обрывков. Начало разложения отмечается образованием мутной каймы и жилок, секущих минерал. В порах между обломочками породы выделяются инкрустирующие их минералы – алунит, гипс, ангидрид и даже сульфаты и иногда сера. Таким образом, видно, что алунитизация не захватывает широко породу, хотя в некоторых образцах этот минерал играет значительную роль.

Верхние и нижние фумаролы различаются по характеру выцветов, а именно по зеленоватой инкрустации, присущей лишь верхним.

Общий характер инкрустаций был таков. Устье фумарол очень часто имело довольно правильную округлую форму; реже неправильную, обыкновенно было оторочено серой, дальше в некотором расстоянии наблюдались на почве инкрустации растворимых солей.

Сера в своем устье выделялась в виде тонких волосистых или игольчатых кристаллов, как видно под лупой, – зазубренных, демонстрирующих нарастание острых ромбических пирамид. Эта свежесывавшая сера затем перекристаллизовывается, и далее мы видим более яркие корки серы с изометрическими кристаллами, сливающиеся глубже в сплошные агрегаты. Дальше от центра в некоторых случаях сера образовала тонкие корочки белесоватого цвета с зеленоватым оттенком, в других случаях в более горячих фумаролах сера плавилась и стекала струйками и потоками. Иногда можно было наблюдать жидкую, расплавленную серу буроватого цвета. Около более сильно действующих фумарол сера образовала целые корки и достаточно было проткнуть такую корку палкой, чтобы оттуда зашипела новая фумарола.

Инкрустации растворимых солей на почве вблизи отверстия фумарол имеют, естественно, различный вид, в зависимости от погоды, но у них имеется особый характерный структурный тип. Наиболее типичная форма – это извилисто-тонкие оторочки, окружающие мелкие камешки, иногда нарастающие и на более крупных камнях. Тонкие пленочки этих оторочек иногда достигали в ширину 1 см. Наиболее обычно цвет белый, в основании желтый. Иногда эти оборки свернуты в конические грибочки или даже принимают иглоподобные формы.

Другие, белые, инкрустации имели вид пленок, иногда как бы более или менее лопнувших пузырьков, в некоторых случаях поверх-

ность этих пленок имела радиально-волосистое строение. Инкрустации, обыкновенно встречающиеся внутри оторочек, охватывающих камешки, наблюдались в виде более мелких и неправильных налетов более чистого белого цвета.

Кроме белых инкрустаций, иногда почти в таких же формах встречались желтые, имеющие разный оттенок, иногда зеленоватый, а иногда чисто желтый. Когда желтые и белые инкрустации встречались вместе, они располагались в определенной закономерности, а именно: белые оторочки окаймляли желтые, так что получались иногда своеобразные формы, напоминающие цветочки или воронковидные, напоминающие грибы "лисички" с желтой середкой. Такие инкрустации встречались иногда пятнами там, где нет видимых отверстий фумарол, но где газы просачивались сквозь рыхлую почву. В некоторых случаях в таких местах инкрустации окружали более крупные камни, верхняя поверхность которых была чище, там же, где они выступали из рыхлой почвы, — соли откладывались более интенсивно.

На окружающих разрушенных скалах иногда можно было наблюдать оттенки ярко-рыжих тонов; по-видимому, они вызываются окислами железа. Среди полосы разрушенных скал, расположенной к востоку от главного поля, фумаролы пробивались реже; около них масса алунитизированной и каолинизированной породы была пронизана жилками и инкрустациями гипса и серы.

В верхней части фумарольного поля, где фумаролы были менее активны, характер отложений был иной. Серы здесь было мало или она почти отсутствовала, желтых минералов было очень мало, белые минералы часто обнаруживали зеленоватый оттенок. Инкрустации тут были грубы, пленочки толще, иногда принимая вид гроздевидных натеков. Грунт, на котором располагались инкрустации и откуда выбивались фумаролы, представлял собой разложенную газами брекчию или аггломерат.

На красных аггломератах или аггломератовых лавах, слагающих край кратера вплоть до левого потока 1926 г., наблюдались лишь легкие налеты белых инкрустаций.

Второе фумарольное поле начиналось на потоке 1926 г., на котором во многих местах из щелей пробивались фумаролы, и продолжалось к юго-востоку от него. Здесь около точки Н на внешней поверхности конуса была небольшая пологая площадка, засыпанная разложенным от действия фумарол рыхлым материалом и усеянная отдельными разбросанными эксплозионными обломками.

Против этого места внутри кратера из отвесных стенок обильно пробивались фумаролы. На самой же площадке выходили слабые струйки газа, оставляющие вокруг выхода пятна налетов. В некоторых случаях эти налеты выступали около выщветов округлыми пятнами, причем окраска минералов располагалась зонально: в средней части желтая, а по краям белая. Иногда в середине появлялась сера; при раскапывании рыхлого материала центральных частей пятен видно было, что она его пропитывает.

Но особенно характерным было расположение выцветов полосами, концентрическими по отношению к кратеру.

В некоторых пятнах наблюдалась такая зональность. В центральной части окраска выцветов была темно-зеленая, снаружи пестрая и белая. В некоторых случаях желтая и белая распределялись неравномерно; определенной закономерности нельзя было подметить. Что касается структуры, то она была такой, как и на предыдущем фумарольном поле.

Второе поле непрерывно соединялось с третьим полем фумарол — с наружной стенки кратера, а именно под "зубом".

В верхней части склона по барранкосу, метров 20 ниже "зуба", налеты фумарол имели такой же вид. Налеты имели желтый цвет, но сами фумаролы были слабее, что особенно чувствовалось по запаху.

У фумарол, расположенных ниже, инкрустаций было значительно меньше и сами они еле замечались. Последние фумаролы спускались по барранкосу от "зуба" метров на 100. В средней части этого поля были встречены инкрустации медистого минерала, ниже засыпанного осыпями.

Дно кратера представляло собой горизонтальную площадку метров 50 в поперечнике, засыпанную рыхлым материалом, сквозь который пробивались фумаролы. Со стенок кратера к нему спускались осыпи, состоящие из мелкого рыхлого материала и крупных обломков. Вокруг дна видны были налеты желтого цвета от действия фумарол.

ФУМАРОЛЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА КОНУСА

Немного ниже точки С кратера, в мягком скалистом выступе, начинающемся от точки D, расположена была одна из самых высоко лежащих фумарол северо-западного поля.

Скала, в которой находилась фумарола, представлена была рыхлой, напоминающей брекчию, сильно измененной породой. По поверхности скалы и в трещинах были заметны светлые, грязно-серые корки гипса. Около отверстия фумаролы и несколько дальше ее поверхность скалы была покрыта инкрустациями растворимых солей.

По характеру агрегата и цвету здесь можно было отметить несколько типов солей.

Выделялись очень светлые, почти белые, желтовато-зеленоватые выпоты, образующие агрегаты вида слившихся пучков и узлов с тонкошестоватым сложением. Очень часто такие узлы или пучки становились темно-зелеными (цвета водорослей) и более плотными. Они очень похожи на такого же цвета инкрустации линейных фумарол южного склона.

Светлые зеленоватые инкрустации отсюда под микроскопом представляются состоящими из тонких пластиночек алуногена, хорошо окристаллизованных, с обычными для этого минерала оптическими свойствами. В ничтожном количестве к алуногену примешиваются пучки какого-то волокнистого минерала.

В значительно меньшем количестве здесь же встречались выцветы солей, имеющие вид "цветка маргаритки" (белые, с желтыми середками), и белые, слегка зеленоватые, типа оборок. Последние расположены были у краевой части выцветов.

От этой fumarолы вниз по склону тянулся длинный скалистый гребень, тоже мягких очертаний и из такого же материала. Шлиф из образца такой породы под микроскопом показывает, что она представляет собой мелкий агрегат из кусочков совершенно разложенного андезита с опализированными и замещенными аллофаном фенокристаллами плагиоклаза и основной массой. Пироксен довольно хорошо сохранился. Цементом этой breccии является смесь гипса (?) и ангидрита (?), может быть, с примесью алунита. Ангидрит (?) в очень характерных идиоморфных призмочках, расположенных в самых различных направлениях.

У правого борта гребня отдельными пятнами выпотов намечалось несколько fumarол. Здесь в значительном количестве присутствовали выпоты типа оборок (нелопнувшие пузырьки) и "лисичек".

Всеми тремя типами были представлены белые, слегка голубовато-зеленые соли. Совершенно изолированным пятном были встречены выцветы типа, промежуточного между оборками и пучками, цвет их белый, слегка зеленовато-желтый. Под микроскопом видно, что эти выпоты состоят из мелких хорошо образованных пластинчатых кристалликов алуногена. Здесь же, вперемежку со слегка зеленоватыми, встречались белые инкрустации типа оборок.

Немного ниже и в сторону от этих fumarол, на рыхлом грунте, расположены небольшие поля выпотов. Здесь встречены белые, слегка зеленовато-синие, очень низенькие, типа "лисичек", выпоты. Под микроскопом видно, что в главной массе они состоят из волоконистых пучков минерала с косым погасанием. Волоконцы очень тонкие. По показателю преломления минерал, по-видимому, представляет собой промежуточный член ряда галотрихит-пиккерингит. В значительном количестве примешиваются изометрические зернышки, иногда, по-видимому, осколки (размером 0,05–0,25 мм), бесцветные, с яркими поляризационными цветами; местами заметна спайность или плохо образованные грани. По оптическим свойствам этот минерал скорее всего надо было отнести к тенардиту. Наконец, замечен минерал в виде комочков мельчайших мерен с показателем преломления, близким к 1,567. Определить точно его невозможно. Может быть, он является лавренситом. Расположены были такие выцветы в центральной части поля, края которой оторочены выцветами, состоящими (как видно под микроскопом) из кристаллов алуногена типичной формы.

Длинный гребень (о котором упомянуто) в своем нижнем конце состоял из почти чистого алунита, пронизанного жилками серы и гипса. За левым бортом гребня начиналось поле сильных fumarол.

Площадь нижних fumarол была расположена на ровном скалистом склоне, метрах в 70–80 по высоте ниже края кратера.

Отверстия фумарол находились в сильно разложенном агglomerате, продукты разрушения которого в виде теплой рыхлой массы покрывали отдельными участками поле фумарол. В тех местах, где газы просачивались через эту почву, под поверхностным ее слоем, можно было встретить желвачки, жилочки и линзочки гипса. Исследование под микроскопом довольно рыхлого кристаллического агрегата, в котором иногда невооруженным глазом видны шестоватые формы кристалликов, показало, что он составлен главным образом пластинками гипса, нередко по краям окрашенного, вероятно, окислами железа. Как совсем незначительная примесь в виде включений в гипсе и иногда в отдельных зернышках, — изотропные изометрические кристаллики с показателем преломления около 1,450, может быть, квасцы.

Отверстия фумарол здесь были обычно оторочены щеткой мельчайших игольчатых кристаллов серы, за которыми иногда располагались беловатые гроздевидные выпоты. Вся эта краевая оторочка отверстия фумаролы была усеяна капельками росы сконденсировавшегося пара. Выпоты типа оборок вблизи отверстия подобных фумарол не встречались. Они обычно располагались или вблизи слабых фумарол, или там, где отверстие закупорено и газ просачивался на более или менее широкой площади через рыхлый грунт.

На ровной фумарольной площади, кроме краевого северо-восточного гребня, вытянулись еще два скалистых выступа.

На левом (восточном из этих двух) выступе располагалась целая группа фумарол: несколько серных (с устьем, окаймленным серой), одна из числа наиболее высокотемпературных (t° около 290°C). Последняя уже с внешней стороны интересна тем, что широкая поверхность выхода горячего газа была совершенно лишена видимых возгонов солей (кроме тонкораспыленной серы), в отличие от ближайших стенок скалы. Только в нескольких местах были заметны натечные пористые корки различных оттенков (от белого, желтоватого, зеленоватого до красного). Немного в стороне в виде пушистых игольчатых возгонов был встречен гипс, к которому примешаны ангидрит и немного кристалликов серы (как это видно под микроскопом)

Между указанными выступами располагалась другая группа высокотемпературных фумарол. Одна из них (а может быть, несколько) представляла собой прочищенную сильными струями газа площадь, покрытую "изгаринной" и черными шлаками и совершенно лишенную видимых возгонов растворимых солей. На шлаках заметны были натечные корочки сульфидов (марказита) с едва уловимым металлическим блеском и золотистой побежалостью. Такая нагретая площадь имела размеры приблизительно 3×5 м. По краям этой площади, а также фумарол на восточном выступе, протягивалась каемка тонких кристалликов серы, перемежающихся с корочками кристалликов сасолина. Корочки последнего представляют собой сросшиеся таблитчатые кристаллики, расположенные обычно нормально к поверхности земли. Здесь же, но несколько в стороне, встречались желтые и

оранжево-желтые возгоны сульфатов, расположенные в виде бугорочков и слившихся шариков на каменистых участках краев нагретой площади. На самой площади температура выходящего газа не измерена, но по аналогии с другими фумаролами, имеющими такой же вид выходов, температура ее была около 250–300°C.

Немного ниже по склону и ближе к более западному выступу находилась самая высокотемпературная фумарола, температура ее, измеренная в конце августа, была 338°C. Отверстие фумаролы, в отличие от обычных узких щелей и дырочек других фумарол, тоже было несколько расширено сильными струями газа. Под сравнительно тонкой корой серы имелась полость, заполненная "золотой" и шлаками.

Одна из таких же фумарол находилась между более восточным выступом и гребешком, ограничивающим поле фумаролы с востока.

Вдали от видимых отверстий сильных фумарол, там, где газы просачивались через рыхлый, разрушенный аггломерат или щели в нем, — встречались выпоты типа оборок. Такие места находились ниже по склону от выступа и у упомянутого гребня, ограничивающего главное поле фумарол с северо-востока.

Первое поле располагалось на ровной поверхности разрушенного аггломерата.

Растворимые соли здесь покрывали пестрой мозаикой поверхность аггломерата, обвивая выступившие камни и заполняя щели между ними. Здесь встречались оборки совершенно белого цвета, достигавшие иногда в ширину до 1 см, особенно в тех местах, где выступы камней создают небольшие ниши.

В образце отсюда, представляющем собой белую порошокатую массу, видимо, состоящую из волоконцев и частью чешуек, под микроскопом видно, что главная масса образована тонкими изгибающимися волоконцами пиккерингита. Некоторые иголки с более низким показателем преломления напоминают эпсомит, небольшое количество табличек алуногена присоединяется с этим минералам. Иногда встречаются осколки минерала с показателями преломления, отвечающими глаубериту, и очень редко — изотропный минерал с показателем преломления, равным 1,480 в зернах округло-угловатой формы. Встречаются также неравномерно распределенные кристаллики серы.

Местами было заметно, что такие чисто белые инкрустации совершенно постепенно переходят в белые с легким голубовато-зеленоватым оттенком и белые с небольшим желтоватым оттенком. В краевых частях этих полей, или совершенно изолированными пятнами, встречались инкрустации желтых растворимых солей, тоже типа маленьких оборочек.

У гребня с северо-восточной стороны главного поля фумарол в промоинах располагались вытянутые поля выпотов, где среди таких же солей были встречены белые оборки с зеленовато-голубым оттенком. В образце из такой оборки под микроскопом видно, что главная масса — минералы группы пиккерингит-галотрихит, причем пиккерингит преобладает. Как значительная примесь — вольтаит (изотропный минерал с показателем преломления 1,600) в скоплениях мель-

чайших кристалликов, представляющих собой комбинацию куба и октаэдра размером до 0,01 мм, реже попадаются отдельные кристаллы вольфрамита размером до 0,1 мм. Изредка встречаются пластинки, по-видимому, глауберита и алуногена. Наоборот, довольно часты мелкие бипирамидальные кристаллики серы.

Наконец, самые крайние выпоты северо-западных фумарол находились за западным выступом. Здесь на более или менее крутом откосе скалистой стенки встречались своеобразные агрегаты отложений типа "цветка маргаритки". Это обычного типа белые оборки, середка которых заполнена желтой растворимой солью. Часто заметна желтая окраска и самих лепестков оборочек. Иногда желтая середина отсутствует, и тогда эти выпоты скорее напоминают белые лопнувшие пузырьки.

ГРУППА ФУМАРОЛ ЮЖНОГО СКЛОНА КОНУСА

Фумаролы эти большей частью были расположены на пологой, засыпанной эксплозионными обломками площадке лавового потока 1909 г. Часть фумарол, вернее цветных выпотов, находилась ниже, на поверхности нижележащего потока, вблизи лавы 1926 г. Фумаролы здесь располагались линейно и концентрически по отношению к краю кратера; по интенсивности выхода газов (и по температуре) они были значительно слабее северо-западных. Линии, вдоль которых расположились фумаролы, представляли собой, вероятно, трещины, образовавшиеся в результате оседания края кратера. Признаки такого оседания особенно были хорошо заметны в начале лавового потока 1926 г. Здесь массивная лава внутренней части потока разбивалась на ряд обособленных глыб, между которыми из зияющих трещин выбивался пар.

Вдоль таких линий разлома края кратера и располагались полосы инкрустации растворимых солей. В этих полосах своеобразной чертой была некоторая зональность, которая подмечалась в расположении выпотов. В тех местах, где газ непосредственно выходил из трещины, края последней были оторочены щеткой серы, далее на рыхлом уже грунте у краев трещины располагались выпоты грязно-зеленого цвета, иногда в краях лепестков переходящего в грязно-белый. Они образовали инкрустации, обычно типа оборок, или иногда твердые пучки зеленоватых волокон. По высыхании эти выпоты дают мелкобугорчатые корки более темного цвета. Такого же типа соли наблюдались в одной из северо-западных фумарол.

Там, где видимых отверстий фумарол нет, эти грязно-зеленые соли неправильными пятнами перемежались с белыми, слегка голубоватыми выпотами типа оборок с неправильно завернутыми вверх пленками. Главная масса в этих выцветах состоит из мелких волоконцев, больше всего похожих на пиккерингит, к которому присоединяются неравномерно распределенные пластинки с показателями преломления n'_p - около 1,475 и n'_g - около 1,515; большой угол

2Е при $v > \rho$, некоторые разрезы с прямым угасанием. Немного мелких зернышек серы.

Эти оба типа солей преимущественно наблюдались в центральных частях налетов, края же последних были оторочены желтыми, цвета яичницы, выпотами типа лопнувших пузырьков или, вытягиваясь кверху, имели форму грибов "лисичек", здесь же встречались белые налеты с зеленовато-желтым оттенком, образующие формы наподобие лопнувших пузырьков.

Нужно отметить, что выделения всех указанных оттенков почти всегда непрерывно переходили друг в друга и распределение по поверхности иногда было совершенно обратным тому, которое было указано выше.

Здесь же на линейных полосах выпотов встречены были оранжевые, цвета апельсинов, инкрустации в формах, напоминающих конические трубочки, составленные из тонких волокон. Они перемежались с желтыми, белыми и грязно-зелеными выпотами близ краевых частей поля.

Образец оранжевого цвета под микроскопом представляется состоящим главным образом из чешуек алуногена, плохо окристаллизованных. К нему присоединяются в небольшом количестве волокна минерала из группы пиккерингит-галотрихита. Порядочная примесь желтоватого волокнистого минерала с отдельными волокнами до 0,01 мм, иногда в скоплениях (до 0,25 мм) округлой формы, заметен плеохроизм, оптически — положительное удлинение, аномальная интерфракционная окраска — n'_p — около 1,515 и n'_y — около 1,562. Минерал встречается еще в виде включений в алуногене, попадают также: 1) желтый минерал — оптически двуосный, положительный, с дисперсией осей $\rho > \nu$ и большим показателем преломления, 2) одноосный положительный минерал с показателем преломления от 1,515 до 1,534. Очень немного кристалликов глауберита и мельчайших зернышек серы.

В желтом выпоте из краевой части поля под микроскопом можно было видеть, что главная масса пучка волокон галотрихита и пиккерингита несколько изгибается и образует расходящиеся пучки. Между волокнами запутаны веретеновидные кристаллики серы. Изредка — табличка алуногена и скопления какого-то скрытокристаллического вещества.

Совсем далеко от пятен выцветов, или только в краевых частях их, в виде оборочек вокруг мелких камешков встречены были выделения лимонно-желтого цвета. Эти выпоты встречались даже там, где выделялся главным образом водяной пар и где не наблюдалось совершенно выцветов других солей.

Тут же на пологонаклонной площадке лавового потока 1909 г. выступал низенький скалистый бугор, с южной стороны весь покрытый типичной мозаикой выпотов. На южном откосе этого бугра было отверстие fumaroles, окаймленное наибольшим венчиком серы. Среди инкрустации преобладали белые с зеленовато-голубым оттенком соли, в значительно меньшем количестве встречались другие, описанные уже ранее.

Белые инкрустации представляют собой агрегат игольчатых кристалликов, часто образующих пучки с шелковистым отливом. Цвет переходит иногда в зеленовато-желтый. Под микроскопом главная масса – тонкие пучки из волокон с косым погасанием толщиной всего 1–2 микрона, представляющих пиккерингит и галотрихит. Среди волокон – более крупные лейстовидные кристаллы (0,02–0,1 мм), вероятно, алуногена, как примесь – мелкие кристаллики серы.

Относительно других фумарол, вернее пятен выпотов, расположенных на более ранних лавовых потоках и протягивавшихся с большими перерывами до северо-западного поля фумарол, – можно отметить только то, что встречавшиеся здесь инкрустации растворимых солей по внешним признакам были совершенно тождественны ранее описанным типам. Эти пятна выпотов спускались метров на сто ниже края кратера.

ФУМАРОЛЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО БАРРАНКОСА

Они были расположены в лавовых потоках, обнажающихся в бортах барранкоса и в скалистых буграх разложившейся лавы на дне последнего. Наиболее крупные фумаролы здесь можно было разбить на три группы: две из них находились на дне барранкоса, а одна на правом борту барранкоса.

Самая верхняя группа была приурочена к лавовому потоку, подстилающему поток основания "зуба". Этот лавовый поток обнажался здесь в виде невысокого скалистого бугра на дне барранкоса. Крутые откосы бугра были покрыты белой мозаикой инкрустации растворимых солей. Отверстия фумарол здесь были без видимых серных оторочек, но зато характерными были буровато-красные продукты изменения пород у стенок отверстий фумарол.

Тут были встречены следующего вида растворимые соли: светло-бурые в форме бугорков, имеющих радиально-волоконистое строение; светлые, грязно-зеленоватого цвета, образующие или сплошные корки натёчной формы или оборки с белыми лепестками и грязно-зеленым основанием.

В исследованном под микроскопом образце преобладающими оказались тонкие таблички алуногена в небольшом количестве волокна минерала пиккерингит-галотрихитового ряда. В качестве существенной примеси – хорошо образованные ромбические додекаэдры изотропного минерала с показателем преломления около 1,590. Небольшая примесь серы. Форма натечных корочек образовалась, по-видимому, после разрушения оборочек. Далее мы наблюдали здесь белые, очень маленькие выпоты, типа "лисичек", среди краевой желтой полосы, эти белые соли часто с поверхности переходят в желтые; затем желтые инкрустации в формах мелких оборочек перемежались здесь с такими же мелкими светло-желтыми выделениями типа "маргаритки", они главным образом были приурочены к краевой части всего поля выпотов.

Беловатый образец оказался под микроскопом спутанно-волокнистым, почти криптокристаллическим агрегатом минерала с показателем преломления около 1,465, может быть, алунита. Эту массу пронизывают в разных направлениях волокна с более высоким преломлением и обликом галотрихита или пиккерингита. Кроме того, в этой массе наблюдаются отдельные кристаллы вольтаита, а также их сростки. В небольшом количестве — пачками кристаллики алуногена.

Другое поле инкрустации, расположенное тоже на дне барранкоса, но ниже первого метров на 40 по вертикали, было замечательно, тем, что здесь была найдена сернокислая соль меди. Здесь кроме белых, слегка зеленовато-голубых солей встречались оранжеватые выпоты. Они наблюдались в центральной части поля, края которой оторочены полосками возгонов желтых солей.

Микроскопическое исследование показало, что и здесь преобладает масса пиккерингит-галотрихит. К этим минералам примешивается алуноген и немного серы.

Наконец, на поле выпотов, находящемся на правом борту барранкоса, кроме перечисленных выше солей встречены были и чисто белые соли в форме лопнувших пузырьков.

ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ ДЕЙСТВУЮЩЕГО КОНУСА АВАЧИ

Лавовые потоки спускаются с действующего конуса Авачи в юго-западном и южном направлениях, вливаясь в верховья долин Ботанического ручья и Халактырской сухой реки. Первые из потоков являются более древними, насколько об этом можно судить по характеру их поверхности со сглаженными частями, обточенными глыбами, и засыпающими их рыхлыми вулканическими выбросами. Только новейшие потоки начинаются от кратера, многие с половины склона или почти от подножия конуса. Они здесь засыпаны лапиллями последних извержений, и это не позволяет разобраться, имеем ли мы дело с потоками, верхние части которых засыпаны позднейшими пирокластическими продуктами, или с потоками, которые вылились из трещин на склонах и у подножия конуса.

Наш обзор мы начнем с более древних потоков, вылившихся на юго-запад.

ПОТОКИ БОТАНИЧЕСКОГО РУЧЬЯ Е и D

В верховьях Камбальной речки, огибая северную часть возвышенностей Монастырь и Сарай, тянется поток глыбовой лавы современного конуса шириной до 150 м; этот старый поток сверху полузасыпан лапиллями и частью уже покрыт ковром альпийской растительности. Обращает на себя внимание очевидное золотое обогащение глыб, поверхности которых, обращенные в северную сторону, сглажены, неровности округлены и кажутся как бы оплавленными. Идя по потоку вверх, на высоте 1300 м можно видеть, что характер лавы меняется; в ней появляется обильное количество полевошпатовых вкрапленников. Может быть, мы имеем дело с другим (накрывающим) потоком, но разобраться в этом трудно.

Лава первого потока в верховьях Камбальной реки представляет собой обычного типа гиперстеново-авгитовый андезит с очень тонкой гиалопилитовой основной массой, по-видимому, есть псевдоморфозы рудного минерала по роговой обманке (на высоте 1020 м). Выше по потоку на высоте 1300 м в темной пористой поверхности лавы этого потока включено было включение серого андезита.

Вмещающая это включение лава со стекловатой основной массой, относительно бедная выделениями плагиоклаза. Фенокристаллов цветного минерала довольно много, попало очень интересное обраста-

ние гиперстена авгитом. Стекло темное, почти непрозрачное. Порода включения — гиперстеновый андезит с гонкой, почти полнокристаллической основной массой, состоящей из коротко-призматических или даже изометрических кристалликов плагиоклаза, пироксена, магнетита и очень небольшого количества склеивающего их стекла.

Из-под потока С вытекает, видимо, прикрытый им узенький поток, отмеченный краевыми нагромождениями глыбовой лавы и сильно заросший. Выше 1300–1400 м поток С сильно засыпан рыхлыми продуктами и вверх его проследить невозможно.

КОНЕЦ ЛАВОВОГО ПОТОКА С

Видеть лежащий бок потока С в его окончании не удалось. Внутренняя часть распадается на огромные глыбы с острыми краями и крупнораковистыми поверхностями, выходя обрывом к правому берегу ручья Ботанического. На стенках отдельности некоторых кусков андезита с высоты 1100 м встречаются зеленые налеты хлоритового минерала. Низ потока, по-видимому, переходит постепенно в эвпорфировый, светло-кирпичный андезит.

Край потока С. В обнажениях между концом потока и стеной возвышенности Монастырь плотный серый андезит составляет только небольшую часть потока, которая сверху и внизу переходит в красноватую пористую разновидность, причем внизу потока она переходит в аггломератную лаву, а сверху — в глыбовую лаву, Красноватая пористая порода переходного типа сверху немного мощней, чем внизу. Лежащий бок потока не очень хорошо обнажен и осыпь засыпает большую часть потока и этот бок. Под красным аггломератным слоем залегает темный слой глыбовой лавы, очень похожий на верхний слой этой лавы.

Лавы потока С здесь представляет собой очень типичный авгитово-гиперстеновый андезит. Порода из светлых участков, как светло-серая из центральной части, так и розовато-серая из переходных частей — в верхней глыбовой корке, почти одинакова. Основная масса под микроскопом — тонкой гиалопилитовой структуры с очень небольшим количеством стекла, почти пилотакситовая, но с очень мелкими микролитами. Обычные фенокристаллы плагиоклаза, авгита и гиперстена; авгита как будто больше и, как обычно, его выделения крупнее; есть гломеропорфировые сростки. Темная гонкопористая и гонкошлаковая лавы глыб резко отличается характером основной массы — это пузыристое, почти непрозрачное стекло, лишенное микролитов.

Под аггломератовым нижним слоем потока С в склоне берега ручья выступают куски и глыбы андезита несколько своеобразного вида — светло-серого, с небольшим количеством гонких пор. Под микроскопом — это авгитово-гиперстеновый андезит с основной массой, представляющей собой всего скорее расстеклованный аморфный базис — без микролитов и действующий на поляризованный свет, подобно микрофельзиту.

На поверхности потока Е мы видели один из возможных способов образования пизолитовых туфов. При таянии снежников песок и пыль, скопляющиеся на выступающих гребнях тающего снега, слипаются в виде комочков округлой формы – более крупные комочки на вершине, более мелкие к краям этих скоплений. После стаивания по окраинам снежника встречаются большие скопления этих совершенно рыхлых круглых комочков. Если такая масса будет сцементирована, то она, может быть, даст образования, похожие на пизолитовый туф.

ЛАВОВЫЙ ПОТОК С₂

В средней и верхней части потока С к нему с правой северной стороны прилегает, по-видимому, самостоятельный поток С₂. Может быть, впрочем, это обособившийся рукав того же потока.

В обнаженном участке размытой оконечности этого потока, или рукава, видно, что в нижней части мы имеем массивный андезит с плоскораковистыми формами отдельности мощностью около 5 м, выше же до высоты 23–25 м имеем андезит типа глыбовой лавы.

Лава этого потока светло-серая и более плотная во внутренней части, красноватая и пористая у верхней поверхности потока. И та, и другая представляют собой эвпорфировый тип с фенокристаллами плагиоклаза, размером около 2 мм, и более редкого пироксена размером даже до 5 мм. Основная масса под микроскопом гиалопилитовая со сравнительно длинными и тонкими микролитами плагиоклаза. В фенокристаллах первое место принадлежит, конечно, плагиоклазу, при этом он в двух генерациях, затем авгит преобладает над гиперстеном. Немало крупных выделений магнетита. Покрасневший андезит верхней части под микроскопом отличается главным образом обильным выделением окислов железа в основной массе и опачитовыми каймами на гиперстене. Структура почти тождественная.

ПОТОКИ D, E, F

Выше потока С по склону, а также севернее расположены потоки D и E.

Поток D находится на склоне конуса Авачи и выступает в виде полукруга; как обычно, у своего конца прикрыт небольшим снежником. Лава потока D – авгитово-гиперстеновый андезит; основная масса в ней – разложенное и сильно помутневшее стекло с мелкими и тонкими микролитами; обращают на себя внимание крупные размеры гиперстена и магнетита. На поверхности потока оригинальное образование, вероятно, объясненное деятельностью снега и снеговых вод; по форме это оползень в виде языков, по краям отороченных более крупными глыбами.

Погок Е довольно узкий; в своей концевой части представлен глыбовой лавой из растрескавшихся глыб стекловатого андезита, с раковистыми изломами, обычно с шероховатой поверхностью.

Образец взят с высоты 1600 м. Кроме микролитов основной массы плагиоклаз двух генераций. Здесь особенно хорошо видны: масса включений стекла в кристаллах первой генерации с наружной зоной без включений и отсутствие таких включений в выделениях второй генерации. На некоторых фенокристаллах две наружные каймы без включений. Крупные фенокристаллы пироксенов, как авгита, так и гиперстена.

Погок F. Лавовый поток F, расположенный восточнее, на высоте 1750 м, обнаруживает ясное строение с пористой наружной коркой, темно-серой в свежем изломе и краснеющей с поверхности. В этой породе видны многочисленные таблитчатые фенокристаллы полевого шпата. Внутренняя (нижняя) часть потока — плотный светло-серый эвпорфировый андезит.

Под микроскопом — авгитово-гиперстеновый андезит наружной корки обладает как бы помутневшей стекловатой основной массой с очень редкими микролитами, того же типа, как вышеописанные. В центральной части андезит с несколько более мелкими фенокристаллами, в них отсутствуют многочисленные включения стекла, столь характерные для наружной корки. В основной массе здесь много крупных микролитов (длина 0,07–0,15 мм), немало магнетита. Цветные минералы в фенокристаллах отсутствуют; есть опацигизированные выделения авгита — мелкие.

ПОТОК G

В конце потока G, находящемся восточнее скалы Одинокой, из-под снега выступают массивные андезиты и верхний слой глыбовых лав.

Лава этого потока — авгитово-гиперстеновый андезит с типичной гиалопилитовой структурой, мелкие гонкие иголки плагиоклаза в ней нередко флюидальные, короткие, и в верхней части лавовой массы, в глыбовой лаве в стекле выделились непрозрачные окислы железа, а гиперстен с периферии слегка опацигизирован. Поверхность потока засыпана рыхлыми продуктами, вероятно, последних извержений. Среди продуктов извержений преобладают лапилли, шлаки и куски зеленовато-серого андезита; очень характерно также присутствие темных андезитов обсидианового облика и угловатых кусков светло-серого андезита с литоидной массой, которые почти всегда находятся в растрескавшемся и развалившемся виде. Они трескаются по радиальным трещинам, нормальным к поверхности; у последней их больше и появляется своеобразная как бы гофрировка. Мы уже видели эти обломки в седловине между конусом Авачи и восточной соммой, также в других местах.

Темные плотные обломки более основной породы отвечают авгитовым андезитам, в которых, как видно под микроскопом, попада-

ется и оливин в маленьких фенокристаллах и особенно в ядрах сростков авгитовых выделений. Светлые, более кислые, содержат выделения кварца.

В числе выбросов попадают также куски метаморфических пород роговиков, они двоякого вида: одни похожи на обломки желтого кремнистого сланца – под микроскопом видно, что это полевошпатовые роговики с небольшой примесью диопсида; вторые представляют беловатые гяжелые породы, в которых главным минералом является бесцветный призматический минерал с положительным удлинением и средним рельефом, на первый взгляд неопределимый.

Потоки G поднимаются по склону конуса между Авачей и Игоревой соммой.

Между этим потоком и соммой располагается ледник, который выше занимает все пространство между соммой и конусом. Ледник этот начинается высоко на склоне вулкана. В части между соммой и конусом поверхность ледника представляет собой широкую площадь бугорков, усыпанных лапиллями, под которыми только изредка можно видеть лед. Ледник спускается тремя языками: один проходит между потоками D и G, второй – между G и скалой Одинокой и третий пропилил узкое ущелье в самой сомме, откуда начинается одно из верховьев Елизовской сухой реки.

ПОТОК 1827 г. (?)

Непосредственно после извержения 1827 года на Авачу совершил восхождение Постельс, который дал описание еще не остывшего лавового потока, спустившегося во время извержения, и продемонстрировал рисунок, на котором можно видеть как положение потока внутри соммы Авачи, так и своеобразную особенность его поверхности с многочисленными горнитосами. Настоящих горнитосов нет ни на одном из потоков Авачи, но как раз на потоке, положение которого вполне отвечает рисунку и описанию Постельса, наблюдаются многочисленные выпячивания глыбовой лавы, которые могли быть приняты за горнитосы. На рисунке, вероятно, они идеализированы и схематизированы.

Таким образом, для поверхности лавового потока 1827 г. характерны многочисленные шлаковые и глыбовые выступы высотой до 10 м. В редких случаях шлаки в них являются преобладающим материалом, обыкновенно это глыбы плотной лавы, окруженные шлаковой корой. Иногда шлаки накапливаются сверху этих глыб, иногда они перемешаны с глыбами. Излом плотной лавы угловатый, плоско-раковистый, в некоторых местах заметна как бы флюидальность – неправильная грешинчатость в одном направлении; такие грешины возникли до застывания лавы, так как стенки их покрыты корками, как наружная поверхность лавы.

Наружная поверхность лавовых глыб двух гипов, резко отличающихся друг от друга. В одном случае она имеет вид спекшегося

агломерата из более или менее округлых кусков довольно яркого буро-красного цвета. Размеры таких кусков измеряются сантиметрами или немногими дециметрами. Другой тип наружной поверхности — шероховатые, как бы отслаивающиеся гребнистые в более или менее одном направлении корочки ("шербатовая" поверхность). Покраснение в них слабое, или совсем его нет. Корочки имеют более темный вид, чем излом лавы. В некоторых случаях и тот, и другой тип присутствует сразу, в других случаях отдельно. Эти отслаивающиеся корочки имеют некоторое отдаленное сходство с "зашабринами хлебной корки". На поверхность потока нанесено немало рыхлого материала, сглаживающего более мелкие неровности; поэтому эти глыбовые выступы выделяются еще рельефнее. В смешанных выступах из лавы и шлака большие глыбы лавы обнажаются обыкновенно с северной верхней стороны. В строении этих лавовых и шлаковых выступов можно подметить следы вертикального движения, выражающегося в направлении трещин, флюидальности пор и т.д.

Микроскопическое исследование глыбовой лавы потока 1827 г. показывает, что она представляет собой авгитово-гиперстеновый андезит с основной массой, очень слабо раскристаллизованной: или это стекло с очень редкими тончайшими микролитами, кажущееся мутным, почти непрозрачным, или же в стекле микролитов заметное количество, так что структура начинает принимать облик гиалопилитовой, но чрезвычайно тонкой. При больших увеличениях (№ 5 с осветителем) различимы перекрывающиеся друг друга в шлифе микролиты силикатов и обильные пылинки магнетита; наконец, в некоторых случаях мы имеем настоящую тонкую гиалопилитовую основную массу, более или менее пропыленную магнетитом. Фенокристаллы плагиоклаза почти всегда с обильными правильно расположенными включениями стекла. Фенокристаллы авгита зеленоватого цвета, гиперстен в выделениях сильно плеохроичен, авгит, по-видимому, крупнее гиперстена. В более стекловатых разностях цветных минералов меньше.

Конец лавового потока 1827 г. представляет собой обрыв, в его верхней части глыбовая лавя с корками, большей частью обращенными в нижнюю сторону. Центральная часть потока выступает в виде массы сплошной лавы, разбитой гребнинами на остроугольно-полиэдрические выступы. Низа потока не видно.

ПОТОКИ К И К

Лавовый поток К, по-видимому, самый древний из потоков, спускающихся к Халактырской сухой реке. Он обнажен с правой стороны ущелья, ниже потока 1827 г., который его как будто бы перекрывает. Строение потока видно очень хорошо в обрыве.

Центральная массивная часть с остроугольно-полиэдрической отдельностью с плоскораковистым изломом, в середине отдельность переходит в плитчатую.

Под микроскопом светло-серый андезит средней части потока обладает очень гонкой, но ясно гиалопилиговой основной массой с перекрывающимися друг друга микролитами плагиоклаза, пироксена и магнетита, однако масса эта прозрачная. В этой гонкой массе рассеяны сравнительно немногочисленные более крупные микролиты плагиоклаза, образующие другую генерацию. Заметна флюидалность. Выделения — плагиоклаз, авгит (иногда отсутствующий в шлифе и обычно более крупный, чем гиперстен), гиперстен и магнетит.

Вверху и внизу потока красновато-бурый аггломератовый слой. В изломе — куски образующего его андезита, богатые фенокристаллами, — более темного серого цвета и менее плотные. Под микроскопом — основная масса — полупрозрачное, как бы потускневшее стекло с довольно редкими, относительно крупными микролитами. Мощность массивного андезита 6 м. В нижней его части — прослой с аггломератовой текстурой, достигающей 1,5 м и даже больше. Вверху порода потока переходит в типичную глыбовую лаву.

По-видимому, на этот поток налегает еще один поток (K_1), состоящий целиком из глыбовой лавы. Может быть, впрочем, этот поток K_1 является частью потока К. Интересное обнажение потока K_1 видно по ручью со стороны возвышенности Монастырь. Здесь в массе красной аггломератовой глыбовой лавы плотный серый андезит с раковистым изломом, залегающий отдельными линзами (метров до двух мощностью, длиной метров до 10), которые располагаются, частью перекрывая друг друга.

Этот серый андезит — пористый, имеющий внешний вид андезита из потоков глыбовой лавы; под микроскопом он оказывается авгитово-гиперстеновым андезитом с очень гонкой гиалопилиговой основной массой из перекрывающихся друг друга микролитиков плагиоклаза, гиперстена и магнетита; фенокристаллы плагиоклаза, как обычно, с обильными вростками стекла.

ЖЕЛОБООБРАЗНЫЙ ЛАВОВЫЙ ПОТОК, ОБРАЗОВАВШИЙ СКАЛУ БУДДА

Он имеет своеобразный вид, представляясь в виде двух валообразных нагромождений глыбовой лавы, на расстоянии 150 м одно от другого и высотой метров 10–15 над внутренней поверхностью (снаружи несколько больше). В концевой части потока эти валы смыкаются и спускаются несколькими террасообразными уступами в долину между возвышенностью Монастырь и агрою. Одна из этих террас внизу слева представляет собой почти горизонтальную площадку из ровных глыб. Глыбовая лава этого потока — серый андезит с характерной наружной коркой, названной нами выше “шербагой” (с “зашабринами”). Здесь нигде не наблюдается красной аггломератной корки, глыбы имеют очень свежий вид и не подернуты ни мхом, ни лишайниками, так распространенными на потоке 1827 г. Лава представляет собой авгитово-гиперстеновый андезит, богатый фенокристаллами плагиоклаза; авгита в выделениях очень

немного, гиперстен сильно плеохроичный. Основная масса — типичная гиалопилитовая тонкого строения, из стекла, переполненного микролитами плагиоклаза, мельчайшими призмочками гиперстена и зернышками магнетита в сравнительно небольшом количестве, опацификация цветного минерала отсутствует.

У конца потока находится скала Будда, представляющая собой лавовый обелиск метров 15 высотой, состоящий почти целиком из лавы со "щербатой" поверхностью глыб, причем ее морщинистость выгнута вертикально. На лаве кое-где заметны следы налетов серы и минералов фумарольного разложения.

"Щербатая" корка на глыбах этого потока имеет вид корявых и пористых отслаиваний из пластин, строение которых иногда кажется сростковатым; отслаиваясь от плотной центральной части, они отгибаются, точно были в пластичном состоянии, при этом загибание их идет в одну сторону, так что получается своего рода грубый односторонний "ворс".

Андезит лавового выпячивания скалы Будда совершенно того же типа, как и образующий остальную глыбовую лаву потока. Однако под микроскопом в образце из нижней части выпячивания заметна более сильная опацификация микролитов гиперстена. Более пористая лава из образца с вершины выпячивания — андезит с крупными выделениями авгита и с почти стекловатой, кажущейся под микроскопом мутной основной массой, стекло, несомненно, несколько гуще окрашено, чем в предыдущем образце, а микролиты мельче.

Внутренняя часть между валами потока обильно покрыта рыхлыми образованиями, очевидно, позднейшего происхождения. Здесь, между прочим, много округлых и плотных глыб зеленоватого-серого андезита, вероятно, представляющих собой бомбы. В одной из таких расколовшихся бомб удалось наблюдать ее строение: середина — плотный андезит, причем в расколе получился излом, сходный с изломом плотных эксплозивных обломков, затем идет пористый слой в несколько сантиметров толщиной, с охристой окраской, а на нем наружная корка, явно несколько более темная, чем наружная часть, зеленоватого-серая. Наружная поверхность отличается от поверхности бомб "с хлебной коркой" тем, что трещины глубже, их больше, участки между ними закругляются и напоминают по внешнему виду цветную капусту, особенно благодаря округлой форме бомб.

В верхней части потока, в боковых валах, под глыбовой лавой, с внутренней стороны желоба показывается сплошная лава, обращающая на себя внимание издали вертикально-бороздчатыми формами поверхности. Эта очень "пористая", легко разрушающаяся лава, иногда с фенокристаллами полевого шпата, иногда без них, она образует крутые стенки и как бы отслаивается в них. На этой стенке в некоторых местах заметны горизонтальные борозды скольжения. Несколько выше по другую сторону потока подобная же лавовая часть потока обнаруживает любопытные особенности структуры. Порода распадается на отдельные маленькие округлые кусочки и по виду напоминает пизолитовый или шлако-лапилевый туф. Сходство

это еще более усиливается нахождением мелких угловатых включений более плотного андезита неодинаковой величины.

Однако тут же рядом эти шарообразные кусочки как бы спекаются вместе, образуют плотную массу и переходят в такую породу, которую трудно отличить от поверхностной корки "щербатой" лавы. Пожалуй, такие постепенные переходы еще лучше можно было наблюдать в обнажениях восточного вала на высоте 1480 м. Здесь несомненная лава со структурой "щербатой" корки обнаруживает преобладающую вертикальную отдельность.

Микроскопическое исследование препаратов, сделанных из таких "мелко-агломератовых" лав, однако, убеждает, что мы имеем дело с тем же авгитово-гиперстеновым андезитом, лишь с немного менее раскристаллизованной основной массой (мельче микролиты, немного больше стекла).

Гиперстеновый андезит "включений" неотличим от породы глыбовой лавы с относительно крупными фенокристаллами авгита и с сильно плеохроичным гиперстеном.

В лавах, нагроможденных по верху западного борта, кое-где попадаются лавовые гроты с поверхностью, выстланной "щербатой" коркой.

В верхней части середины желоба количество бомб увеличивается, местами их целые скопления. Здесь было встречено несколько расколовшихся глыб с оболочкой гипса "цветной капусты" и "хлебной корки", последние глыбы с угловатыми краями.

В шлифе плотного серого андезита из корки одной из таких бомб можно видеть, что структура породы несколько отличается от андезита глыбовых лав. Это тоже авгитово-гиперстеновый андезит с основной массой гипса гиалопилитовой, но очень богатой буроватым прозрачным стеклом. Микролитов плагиоклаза немного, они то более короткие и голстые, когда покрупнее, то игольчатые — гонкие. Много зернышек пироксена, но не вытянутой столбчатой формы, а коротко-призматических, немного магнетита. Попался участок, где сгущаются фенокристаллы плагиоклаза, авгита и гиперстена, а в стекле совсем нет микролитов. Гиперстен в породе железистый, сильно плеохроичный.

В самом верху этого лавового потока среди плотных андезитов появляются и пористые, а у всякого бока среди пористых есть участки псевдопизолитового строения, такие же, какие мы встречали раньше.

Глыбовая лава сверху потока с его краев образует наружную часть потока. Породы глыбовой лавы — обычный серый андезит. Попадает и красно-бурая разновидность.

Порода последнего вида представляет собой также авгитово-гиперстеновый андезит с сильно плеохроичным гиперстеном в крупных выделениях, наряду с фенокристаллами плагиоклаза и относительно редкого авгита. Основная масса — гонкая гиалопилитовая, состоящая из прозрачного стекла, переполненного микролитами плагиоклаза и непрозрачными призмочками, вероятно, опацигизированного гипер-

стена. Опащитовые каемочки охватывают и фенокристаллы гиперстена и почти отсутствуют на авгите. Крупных выделений магнетита немного.

ПОТОК N

Поток N представляет массивный геррасообразный выступ на высоте 1750–1800 м и выше. Лавы этого потока можно только видеть в склонах этого языка. Верхняя же часть засыпана обломками и бомбами позднейших извержений.

Лава этого потока – авгитово-гиперстеновый андезит, отличающийся гонкостью строения гиалопилитовой основной массы, представляющей собой действительно войлок из очень мелких микролитов (скорее микронолитов) плагиоклаза, гиперстена, иногда опащитизированного магнетита. Для сравнения можно указать, что микролиты в этой лаве раза в два мельче микролитов глыбовой лавы потока, образовавшего скалу Будда.

СЕРИЯ ПОТОКОВ O

Эта серия или сложный поток в обнажении на высоте 1900 м представлен перемежаемостью неправильных пластов массивной лавы. Лавы с буро-красными аггломератовыми прослоями. Местами в плотной лаве линзы более пористой лавы и иногда аггломератов. В обнажении можно насчитать пять или шесть потоков, причем в западной части два верхних сливаются в один и аггломератовый слой выклинивается.

Мощность слоев плотной лавы измеряется несколькими метрами (2–4 м, иногда меньше, иногда больше). Красные аггломераты меньше мощностью (до 1 м). В контакте с аггломератами плотная лава становится более пористой – обычная картина для лав.

Лавы этого потока довольно светлые серые, по-видимому, более плотные. В некоторых видны включения кусочков обсидианового облика (в шлиф не попали). Под микроскопом – авгитово-гиперстеновые андезиты с еще более гонкой гиалопилитовой основной массой, с микролитами (микронолитами) еще более мелкими. Сростки фенокристаллов пироксена. Попались великолепные обрастания ромбического пироксена моноклинным.

ПОТОК P (ЗАПАДНЫЙ РУКАВ ПОТОКА 1909 г.)

Поток P – один из крупных потоков, резко выделяющихся топографически. Возвышаясь в целом метров на 8–10, он имеет с краев и с фронтальной части небольшое валообразное повышение, где и можно видеть его глыбовую лаву. В понижениях поверхности к глыбам этой лавы присоединяются бомбы, куски или материал позднейших извержений.

Лава потока представляет собой андезит с темной основной массой и многочисленными выделениями фенокристаллов полевого шпата. Поверхность глыб покрыта шероховатой коркой, типа мелкошербатой, почти черного цвета. Часть глыбы с одной только поверхностью внутреннего излома, глыбы вообще не крупнее, редко достигают метра.

У посторонних пород особенное внимание обращают на себя светлые андезиты, которые попадают включенными в андезите потока.

Поток Р спускается несколькими уступами, причем в средних уступах наблюдается и валобразное окаймление.

На поверхности потоков глыбы располагаются также валами, но, вероятно, под влиянием более поздней деятельности стекавших вод окончание потока приняло вид нескольких языков глыбовой лавы, налегающих один на другой, а впереди последнего из них тянутся два валобразных нагромождения глыб лавы. Промежуток между потоками М и Р занят рыхлым материалом из обломков бомб и отдельных глыб, этот материал отсортирован стекающими с конуса водами и переотложен в виде продольных валов.

ПОТОК 1909 г.

Вскоре после извержения 1909 г. Н.Г.Келль наблюдал из Петропавловска спускавшиеся при этом извержении по склону конуса Авачи первые лавы. Из точки, расположенной на льду Авачинской бухты, при помощи теодолита им было определено высотное положение "правого рукава" лавового потока, спускавшегося в южном направлении. Конец правой ветви лавового потока спускался до высоты 2600 м, длина потока до этой отметки определена в 2900 м.

Я не вполне уверен в том, что мы правильно отнесли рассматриваемый сейчас поток к извержению 1909 г., но мы руководствовались главным образом указаниями местных жителей. Во всяком случае поток этот очень свежий и, очевидно, возник недавно.

Лавовый поток 1909 г. (?), представляющий собой, вероятно, "левый рукав" по Келлю, расположен на южной стороне конуса и спускается до его подножия на высоту 1900 м. Ширина потока сверху около 50 м, ниже он несколько расширяется. Поток имеет краевые валы, сложенные глыбами андезита со шербатой поверхностью и включением мелких кусков кирпично-красного аггломерата. Андезит пироксеновый, темно-серый, иногда глыбы до половины сложены пемзовидным серым андезитом. Кроме этих глыб в небольшом количестве на валах находится рыхлый аггломератовый материал. Плотные темно-серые андезиты, богатые фенокристаллами из глыб лавы верхней части потока, представляют собой интересный тип оливинового гиперстенового андезита: фенокристаллы — плагиоклаз, гиперстен, оливин в хороших кристаллах, немного магнетита; моноклинный пироксен редок. Основная масса превосходно выраженной гиалопилитовой структуры, довольно тонкой, из микро-

лигов плагиоклаза, пироксена, магнетита и небольшого количества стекла. Гиперстен отчетливо плеохроичный. Темно-серые шлаковатые лавы с пористостью, переходящей в грешинчатость, под микроскопом представляют собой пироксеновый андезит с преобладанием гиперстена над авгитом в фенокристаллах и с очень, в общем, небольшим количеством выделений пироксена. Основная масса более стекловатая и в то же время с более крупными микролитами. В деталях микроструктура в разных местах шлифа неодинакова.

Средина потока шириной около 30–35 м немного опущенная ниже валов, засыпана главным образом кирпично-красными кусками агломератов, в меньшем количестве – бомбами типа "цветной капусты". На поверхности потока среди рыхлого материала иногда встречаются полиэдрические куски и глыбы с плоскораковистым изломом плотного пироксенового андезита. Поверхность этих глыб и кусков кирпичного цвета (возможно, эти куски и глыбы отвечают по составу бомбам "с хлебной коркой").

Поток 1909 г., спускаясь по юго-восточному склону конуса, на высоте 2100–2200 м образует резко выраженный уступ – своего рода бугор на склоне конуса.

Ниже на высоте 1950 м, – второй уступ, имеющий вид оконечности потока и сложенный глыбовой лавой. Порода здесь – черный стекловатый андезит, пористый, с обычной шербогатой коркой. Под микроскопом в этой лаве мы видим фенокристаллы плагиоклаза, пироксенов (из которых моноклинный пироксен образует более крупные и, пожалуй, более многочисленные выделения, чем гиперстен) и изредка оливина, иногда обрастаемого пироксеном. Основная масса – из бурого стекла, содержит микролиты плагиоклаза нескольких генераций: более крупные короткие и гонкие иголки. Заметны также зернышки пироксена. Довольно ясно видна флюидальность породы.

Внутренняя поверхность этого потока образована более мелкими глыбами, чем боковые края, к этим глыбам примешаны бомбы, эксплозионные обломки позднейших извержений.

ПОТОК S

С западной (правой) стороны из-под потока 1909 г. выходит террасовидное полукруглое окончание потока S, сложенное из глыбовой лавы, петрографически неотличимой от предыдущей и, может быть, относящейся к тому же излиянию.

От конца потока S отходят еще два или три отростка. Западный из них сложен типичной глыбовой лавой, в восточном интересно отметить, что часто корки на лаве не видно, точно она содрана.

В ряду исследованных под микроскопом образцов из лавы потока S обнаружено большое однообразие, несмотря на несколько варьирующий внешний вид (лава то более пористая, то как будто разложенная). Мы всюду имеем авгитово-гиперстеновый андезит с

преобладанием гиперстена над авгитом, со стекловатой основной массой, под микроскопом лишь просвечивающей и содержащей в небольшом количестве мельчайшие иголки (микролиты) плагиоклаза, рудные пылинки и, вероятно, такие же мелкие зернышки пироксена, которые трудно разглядеть даже при больших увеличениях. Эти призмочки можно видеть лишь вросшими по краям плагиоклазовых фенокристаллов (в косых срезах).

Дальнейшим продолжением потока 1909 г. и потока S является желобообразный поток, по строению напоминающий поток, образовавший скалы Будда. Правый борт его в виде валообразной гряды хорошо сохранился, обнаруживая с наружной стороны строение глыбовой лавы и с внутренней стороны — скалы мелкоагломератовой лавы с включениями (такой же, как в верхней части потока, образовавшего скалы Будда).

Порода глыбовой лавы здесь обладает основной массой почти исключительно из темно-бурого, слабо просвечивающего стекла. Авгита в такой стекловатой породе как будто относительно больше, чем в затронутой раскристаллизацией, но, может быть, это случайно. Любопытно нахождение остатков оливина внутри сростков авгита, кое-где попадаются параллельные обрастания гиперстена моноклинным пироксеном.

В "агломератовой" лаве, как бы состоящей из сросшихся комочков лавы, мы имеем тот же гиперстеновый андезит. Под микроскопом агломератовое строение даже незаметно, мы имеем просто сильно пористую разновидность. Основная масса из зелено-бурого стекла с мельчайшими плагиоклазовыми микролитами, почти непрозрачная. Фенокристаллы плагиоклаза и относительно крупные выделения авгита и гиперстена, ясно плеохроичного. Изредка попадаются округленные, точно оплавленные выделения оливина, обрастаемые иногда пироксеновыми зернышками.

Левый вал виден хуже, будучи частью скрыт моренными наносами конца ледника, прижимающегося к нему и даже как будто переваливающего через него.

На высоте 1650–1600 м в середине этого потока — языкообразный выступ, имеющий вид полузасыпанного конца лавового потока из глыбовой лавы и посторонних позднейших обломков. Несомненно, однако, что потоки лавы продолжают дальше, так как дальше можно видеть валообразные края потока (особенно западный). Валы эти возвышаются метров на 15. Возможно, что концом потока является скалистая лава на высоте 1500 м, хотя скрывающие ее ледниковые и аллювиальные наносы не позволяют проследить поток непрерывно до сих пор. Это окончание потока представляется нагромождением серого андезита с бурой и красной коркой. Высота его метров 30. Сбоку видно, что в строении потока участвует не один слой плотной глыбовой лавы.

Между нижней частью потоков S и потоком, образовавшим скалу Будда, из-под наносов мелкой шеленки и дресвы, выброшенной из Авачи, проглядывают крупные глыбы лавы, уже издали обнару-

живающие сходство с потоком L (1827 г.). Сходство подтверждается и при рассмотрении их. Эти глыбы представляют лаву с характерной, частью шербогатов коркой, но также и с красной шлаковой коркой, переходящей в шлаковые накопления, — лаву, которая не была встречена ни в одном из потоков. Поэтому кажется очень вероятным, что мы действительно имеем здесь верхнюю часть потока L (1827 г.).

ПОТОК 1926 г.

Наиболее достоверными сведениями о том, какой из потоков относится к извержению 1926 г., я считаю сведения, сообщенные мне А.Н. Трошиным, поднимавшимся на вулкан 30 марта 1926 г. в начале извержения и затем в сентябре, т.е. через 5 месяцев после его окончания. В описании П.Т. Новограбленова говорится о больших лавовых потоках, спускавшихся по конусу вулкана. Трошин наблюдал на их месте потоки из рыхлого вулканического материала: лапиллей, бомб, песка и т.д. Окончание лавового потока, бывшего тогда еще горячим, Трошин и его спутники наблюдали при подъеме в сентябре 1926 г. всего только метров в 100 (а может быть, несколько меньше) от края кратера. С этим совпадают и наши наблюдения, если к лавам извержения 1926 г. относить только самый молодой из потоков на южном склоне конуса. Согласно этим наблюдениям у нас получилось такое представление.

Лавовый поток 1926 г. состоял из трех частей: собственно лавового потока и двух отдельных лоскутов — "нашлепок" на краю кратера. Сам лавовый поток начинается между точками С и Н края кратера (см. выше) и вытягивается вниз по склону всего метров на 50–60. Очертания потока в общем близки к грапещи, большее основание которой соответствует началу потока, а меньшее — концу языка.

Лавы, образующая этот поток, представляет собой типичный серый пироксеновый андезит с многочисленными фенокристаллами плагиоклаза и более редкими, но более крупными выделениями пироксена в плотной массе. Под микроскопом пироксен представлен как моноклинным, так и ромбическим. Первого как будто несколько больше и его фенокристаллы тогда крупнее. Попадают также гломеропорфировые сростки мелких пироксеновых зерен; внутри некоторых встречаются зерна оливина и нередко магнетита; наблюдалось параллельное обрастание оливина гиперстеном; попались также (в другом образце) гломеропорфировые сростки пироксена с плагиоклазом. Основная масса типичная гиалопилитовая.

Между аггломератом лежачего бока и лавой находится туфовый прослой мощностью около 30 см, который виден и на боковом разрезе потока и спереди под языком потока. Туф этот местами рыхлый, светло-серого цвета, но большей частью то буро-красного цвета, то зеленого. Небольшие тонкие слои его видны еще на повер-

ности более раннего потока, подстилающего рассматриваемый поток. Под микроскопом можно видеть, что туф этот принадлежит по структуре к типу обломочных туфов и подвергся сильному разложению фумаролами. Полевой шпат замещается снаружи корочкой с низким преломлением, кажущейся изотропной (галлуазит), пироксен остается без изменений. Пустоты между обломками инкрустированы сначала тонкой корочкой рельефного желтого минерала (может быть, серы) с интересной зональной структурой кристалликов, а остальная часть пустоты заполнена гипсом и ангидритом.

У конца языка погоя при осмотре его в 1931 г. можно было видеть, что нижний аггломерат выгнулся несколько вперед лавы, распространившись по поверхности подстилающего потока. В боковом разрезе потока 1926 г. было видно, что мощность аггломерата не превышает 0,5 м. Куски лавы в этом аггломерате иногда (?) подвергались сильному разложению фумаролами. Плаггиоклаз замещен аморфной смесью опала и галлуазита (?) и сохранился только в виде остатков. Пироксены сохранились лучше. В мелких порах ставшего непрозрачным стекла какие-то мельчайшие двупреломляющие зернышки.

Сама лава потока 1926 г., — как это заметно в борту потока, — состоит из больших глыб андезита, иногда разобнесенных друг от друга зияющими трещинами (особенно вблизи края кратера), но большей частью лишь разбитых округло-полиэдрической отдельностью. В характере поверхности лавового потока не обнаруживается таких ярко выраженных особенностей глыбовой лавы, как это заметно на других потоках, она имеет скорее сглаженно-кудрявый вид. Погоя подходит к кругому скалистому откосу, здесь утоняется и обрывается.

Большая часть поверхности потока до последнего извержения была засыпана эксплозионными обломками.

Слева к описанному потоку 1926 г. примыкает, располагаясь непосредственно под ним, другой поток глыбовой лавы. Лава этого потока — серая, более плотная, отличается более тонкой и бедной стеклом гиалопилитовой массой. Разложение с выделением непрозрачных окислов железа захватывает снаружи фенокристаллы гиперстена. В основной массе тоже много мелких зернышек магнетита, а микролиты пироксена целиком опацигизированы. На фенокристаллах плаггиоклаза заметно действие фумарол (опылизации), а в порах — отложение фумарольных минералов: алунита(?), гипса, ангидрита. В более стекловатой лаве этого потока, где в гиалопилитовую массу входит значительное количество бурого стекла, наблюдаются те же изменения под влиянием фумарол. Стенки пор выстланы серой, гипсом и ангидритом.

В одном из образцов лавы с гиалопилитовой основной массой, но без следов разложения гиперстена встречены выделения оливина, довольно крупные (до 1 мм), иногда обросшие венчиком гиперстеновых кристалликов.

Этот лавовый погоя, как бы подстилающий последний погоя 1926 г., состоит из неправильно перемежающихся участков аггло-

мерага и лавы. В основании этого потока находится аггломерат, который выступает из-под осыпи значительно ниже обнажения. За последней "нашлепкой" лавы 1926 г. в сторону точки К края кратера идет пологопадающая площадка, засыпанная эксплозионными обломками и представляющая собой поверхность начала лавового потока (вероятно, 1909 г.), около самого кратера. Борты этого потока выходят: один у точки К, другой у "нашлепки" лавы 1926 г., ниже по склону. Правый борт этого потока накрывает нижележащий поток, который соприкасается с потоком 1926 г. слева.

Поверхность потока 1909 г. (?), сверху конуса, но ниже площадки, расположенной у южного края конуса, имеет резко выраженное глыбовое строение. Поверхность отдельных глыб темно-серая с шербатым строением, но местами наблюдается и красная поверхность. Под микроскопом эта лава, во взятом здесь образце, представляет типичный пироксеновый оливин-содержащий андезит. Основная масса, богатая стеклом, гиалопилитовая с флюидальным расположением микролитов среднего размера. Стекло прозрачное, бурое. В выделениях — плагиоклаз; гиперстен преобладает над авгитом и — в более крупных кристаллах. Оливин корродирован и обрастается каемочками гиперстена.

Выходов аггломерата по склону нигде не видно, но зато он прекрасно заметен в обрыве кратера, у места выхода лавы.

Упомянутый выше лавовый поток, подстилающий поток 1926 г., протягивается обрывом по склону на северо-запад, до длинного лавового гребня, идущего вниз по склону конуса. Гребень этот, по видимому, образован отростком того же потска, непосредственно прилегающим к его основному телу. Однако достоверно это было трудно установить, так как скалы в месте ответвления указанного гребня сильно изменены газами угасших фумарол. В неизменной хорошо сохранившейся лаве, представляющей собой обычного вида темно-серый, слабо пористый и богатый профировыми выделениями андезит, основная масса богата бурым стеклом, микролиты довольно крупные, но относительно редкие. В выделениях, кроме плагиоклаза и пироксенов, встречен и оливин с каемками обрастающего его гиперстена.

Пространство вниз от обрыва, на котором лежит лавовый поток 1926 г., и между вышеуказанными гребнем и краем потока, прилегающего к несомненному потоку 1926 г., слева занято осью, покрывающей лежащий под потоком аггломерат. Поверхность лавового гребня нетипично глыбовая, примерно такого же типа, как и поверхность потока 1926 г. и потока, прилегающего к нему слева. На правой стороне гребня, у его начала, в 1931 г. было несколько незначительных площадей, занятых инкрустациями растворимых солей, отложенных фумаролами.

КОЗЕЛЬСКАЯ СОПКА

Козельская сопка представляет собой, несомненно, самостоятельную вулканическую постройку, лишь расположенную в непосредственном соседстве с сопкой Авачи. В седловине между Козельской сопкой и Авачей располагается фирновое поле, от которого ледник спускается и на юг (южный Козельский ледник) и на север (северный Козельский ледник). Последний на высоте около 1500 м сливается с ледником, спускающимся из Авачинского кара. Верхняя часть Козельской сопки представляет собой кальдеру, также обработанную деятельностью ледников и заполненную фирновым полем, от которого в восточном направлении в прорыв кальдеры спускается большой ледник, немного не доходящий до горы Перевальной. Другой меньший ледник спускается из кальдеры Козельской сопки на северо-восток.

Ледники разделяют Козельскую сопку на отдельные участки. Обойдя вулкан с восточной стороны у верхней границы зоны развития растительности, мы последовательно осмотрели эти участки, начиная с севера. Примерно в таком же порядке изложено дальше описание наших наблюдений.

Необходимо заметить, что они были значительно более беглыми, чем на Аваче. Это было вызвано как недостатком времени, так и тем, что наблюдениям сильно мешали туманы и выпадавший уже в это время снег. Иногда экскурсировать приходилось не без некоторого риска в густом тумане, используя для наблюдений короткие промежутки времени, когда туман разрывался ветром. Естественно, что многое осталось неясным.

ХОЛМЫ КОЗЛЯТА

У восточного подножия Козельской сопки поднимаются три небольших скалистых крутых холма (Козлята), которые были осмотрены на пути следования вокруг вулкана.

Из них средний — самый высокий, западный — почти такой же высоты, восточный — наиболее низкий и широкий. Холмы эти довольно сильно заросли ольховником и только у вершины образуют частью вертикальные скалистые выступы. Форма их невольно наводит на предположение о конусах выпячивания (по сходству со скалой Булка).

Восточный, наиболее низкий холм напоминает по форме столовую гору, вроде Фанзы, Месы и других. Может быть, мы имеем дело с некками. Отношение к окружающим породам не видно, так как все кругом засыпано лапиллями, из-под которых лишь проглядывают коренные выходы андезита.

Среди андезитов, слагающих холмы Козлята, можно различить две главные разновидности: темно-серую, как будто несколько более пористую, и светло-серую, более плотную. Та и другая мелкопорфировые с многочисленными фенокристаллами плагиоклаза, в светлой заметны также редкие выделения цветного минерала. Под микроскопом темная разновидность с средней вершины представляет собой сериально-порфировую породу с многочисленными выделениями плагиоклаза в темном, слабо просвечивающем стекле. Сравнительно мало выделений гиперстена. Выделения плагиоклаза по размерам дают непрерывный ряд от фенокристаллов до микролитов. Светло-серый андезит с западной вершины холмов Козлята под микроскопом представляется эвпорфировой, иногда гломеропорфировой породой. Фенокристаллы — основной плагиоклаз с узкой олигоклазовой периферией.

Основная масса интерсертального типа, из довольно крупных микролитов плагиоклаза, зернышек пироксена и небольшого количества почти бесцветного стекла, немного магнетита, замечен апатит. Пироксен, по-видимому, моноклинный, но как будто есть и гиперстен.

БАРАНЬЯ ГОРА

Мы прошли по восточному склону Козельской сопки на высоте около 900 м. Склон здесь усыпан лапиллями, выброшенными из Авачи. Несколько выше 1000 м на этом склоне выступает холм — Баранья гора. У юго-западного подножия этого холма в небольшой котловинке — удобное место для стоянки, и отсюда на обратном пути после осмотра северного склона Козельской сопки было предпринято несколько экскурсий для осмотра этого вулкана.

Баранья гора представляет эллиптический купол на восточном склоне Козельской сопки; как и вся окружающая местность, он засыпан лапиллями, на вершине его выступают скалы андезита роговообманкового, серого и розового. Обнажения вытянуты в направлении холма, т. е. в широтном. С юга они представляются в виде двух ярусов скал, но в сущности мы здесь имеем одну сплошную массу андезита, вероятно, представляющую собой экструзию. В скалах нижнего яруса в западной части можно видеть на выветрелых поверхностях своего рода флюидалность в виде бороздок, отмечающих различные структуры в массе андезита. Расположение этой флюидалности самое затейливое. Отдельность этой породы неправильная, остроугольно-полиэдрическая.

Андезиты Бараньей горы светло-серые и розоватые; в розоватых андезитах довольно крупные фенокристаллы роговой обманки

несколько более многочисленны. И в том, и в другом типе обильны мелкие выделения плагиоклаза. Под микроскопом та и другая разновидности очень похожи одна на другую. Обе они представляют собой пироксеновые андезиты с моноклинным и с ромбическим пироксенами в выделениях. Выделения бурой базальтической роговой обманки как бы обломаны и сильно опациитизированы снаружи. Характерна основная масса с относительно крупными короткими микролитами плагиоклаза, пироксена в ней немного, меньше, чем магнетита, и буроватое прозрачное стекло. В розовой разновидности породы в основной массе как будто больше зернышек рудных минералов, может быть, опациитизированного гиперстена. В одном из шлифов замечен как будто черепитчатый кристобалит.

К северу от Бараньей горы в широтном направлении вытянут своеобразный отрог Козельской сопки, за которым мы спускаемся в глубокую лошину между этим отрогом и горой Перевальной. Верховые лошины (выше горы Перевальной) заняты главным ледником Козельской сопки, спускающимся из ее кальдеры, ниже по мореным отложениям этого ледника течет ручей. Пересекши его, мы обошли гору Перевальную с восточной стороны, пересекли второй ручей, текущий в глубоком барранкосе с другой стороны Перевальной, и по склону этого барранкоса поднялись на северные отроги Козельской сопки, расположенные между этим ручьем и ледником, образовавшимся от слияния двух ледников: ледника, спускающегося с седловины между Козельской сопкой и Авачей, и ледника, спускающегося из Авачинского кара.

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СКЛОНА КОЗЕЛЬСКОЙ СОПКИ

Последние северные отроги Козельской сопки (к северу от горы Перевальной) представляют собой скалистые обнажения роговообманкового андезита, серого и красноватого цвета. Скалы этой породы обнажаются в виде крутых обрывов выше отметок 1000 м, еще выше следуют осыпи, наконец, скалы выступают на самой вершине. По-видимому, все обнажение занимает площадь не менее 1,5 км в поперечнике. На вершине андезиты плотные с заметной пластообразной отдельностью, с падением книзу по склону. По окраинам среди плотных встречаются пористые разновидности, причем они неправильно чередуются с плотными, иногда обнаруживают флюидальность, крото поставленную.

На вершине, на высоте 1270 м был встречен жлообразный выход брекчии. Эта брекчия в гораздо более мощных обнажениях выходит на северном склоне, и здесь она отделяет коренные обнажения роговообманкового андезита и осыпи андезита с покрасневшим цветным минералом, а также выходы андезита, которые спускаются мелкими скалами до самого лога, ограничивающего с востока пологую Красную гору. На более пологих участках склона сохрани-

лись места, покрытые лапиллями с кусочками пемзы и других выбросов Авачи. Андезиты, слагающие эту гору, представляют собой светло-серые, иногда розовато-серые породы с беловатыми фенокристаллами плагиоклаза и более крупными черными выделениями призм роговой обманки. Под микроскопом роговая обманка в разных образцах различается по окраске от буровато-зеленой до красно-бурой и всегда более или менее опацигизирована. В некоторых типах амфибол целиком превращен в непрозрачные псевдоморфозы рудного минерала, которым иногда является, несомненно, гематит. В образце с такой, замещенной гематитом, роговой обманкой и в основной массе породы микролиты также опацигизированы, в других — это прозрачные призмочки пироксена, нередко иголки. Плагиоклазовые фенокристаллы нередко образуют сростки; кроме плагиоклаза и роговой обманки, — довольно крупные выделения магнетита. В основной массе иногда относительно много бесцветного прозрачного стекла. Микролиты плагиоклаза довольно крупные, вытянутые.

ТИАРА ИЛИ КРАСНАЯ ГОРА

К западу от описанного отрога Козельской сопки и выше по склону этого отрога расположен правильный конический холм с несколькими ярусами скалистых обнажений красноватого андезита. В особенности характерный вид эта коническая горка имеет с запада (с северного склона соммы), откуда расположение скал андезита на склоне конической вершины напоминает расположение венцов тиары. Такое довольно правильное расположение обнажения андезита в виде скалистых горизонтальных выступов сохраняется, однако, только на северной и западной сторонах горы. На восточной — скалы выступают в виде беспорядочно расположенных пиков. Расположение обнажений с северной и западной сторон горизонтальными ярусами не является результатом действительно слоистого строения горы. Гора состоит сплошь из андезита, частью плотного и пористого, и из брекчиевидного, преимущественно буровато-красной окраски, иногда серой. Различные разновидности в целой массе располагаются более или менее горизонтальными слоями и при разрушении дают террасовидные склоны, от которых зависит внешность горы. Настоящие шлаковые аггломераты отсутствуют, и в промоянах видно, что гора состоит из сплошной массы изверженной породы. Эти андезиты представляют собой те же роговообманковые андезиты, которые мы только что видели севернее. В них могут быть еще резче выражены типические особенности микроструктуры этих андезитов: богатая бесцветным стеклом гиалопилитовая масса с относительно крупными удлиненными микролитами плагиоклаза и с флюидальным их расположением. Фенокристаллы — плагиоклаз и роговая обманка, более или менее опацигизированная; в основной массе кроме плагиоклазовых микролитов — иголки пироксена.

Андезит из брекчии неожиданно оказался андезитом пироксеновым. В фенокристаллах так же, как в основной массе, выделения — бесцветный моноклинный пироксен; характерно его нахождение в основной массе в виде скоплений мельчайших зернышек между микролитами плагиоклаза.

С запада и северо-запада к Красной горе примыкает толща соммы Авачи с характерным здесь для нее падением. Из-под осыпей, закрывающих низы склона, выступает сначала мощная толща аггломератов из шлаковых базальтов, тождественная с толщей, выходящей в скалах Быки. Так же, как и там, она состоит из пористых базальтовых кусков с кулак величиной, иногда и больше, до полуметра, а иногда и более мелких. Эти темно-серые шлаки сильно пузырчатые, иногда почти пенистые с характерной округлой формой пузырьков. Под микроскопом это типичные базальты (или андезито-базальты Авачи). В выделениях — плагиоклаз, авгит и в сравнительно небольшом количестве оливин, на кристаллах которого нередко выделяется опалитовая каемочка. В некоторых образцах пироксен представлен главным образом гиперстеном, слабо плеохроичным. Основная масса в образцах, сильно пузыристых и темных, богата стеклом, в котором заключены мельчайшие иголки плагиоклаза, зернышки магнетита и пироксена. В образцах плотных мы имеем уже интерсертальную основную массу с более крупными микролитами и мелкими зернышками интергранулярного авгита; немного бурого прозрачного стекла.

В верхней части склона встречаются красные шлаки. Выше этой толщи, среди таких же аггломератов, частью с прослоями туфа, залегают четыре или пять потоков с красными характерными аггломератами в лежачем боку. Образец лавы из самого нижнего потока под микроскопом представляет собой ту же базальтовую породу, которую мы только что видели в темных шлаковых кусках из аггломератов. Здесь также присутствует оливин в фенокристаллах и, пожалуй, его даже больше, чем авгита. Фенокристаллы плагиоклаза и микролиты в гиалопилитовой основной массе обнаруживают ясную флюидалность.

Туфы, залегающие прослоями в аггломератах, также имеют состав базальтов. Главным образом они состоят из кусочков пузыристых шлаков и аморфного цемента, но также и из обломков минералов, среди которых немало оливина.

Вверху обрыва выступает поток серого плотного пироксенового андезита с относительно крупными выделениями пироксена. Под микроскопом видно, что пироксен представлен здесь как авгитом, так и плеохроичным гиперстеном, их выделения крупнее фенокристаллов плагиоклаза. Основная масса гиалопилитового типа, относительно бедная стеклом (микролиты плагиоклаза, пироксена и магнетита), отчетливая флюидалность.

Эта лавовая аггломератовая толща соммы частично огибает Красную гору, а также, несомненно, распространяется на юг от нее.

Обходя с юга Красную гору, на высоте 1100 м на скалах оврага можно наблюдать тонкоплитчатое строение андезита. Падение его прямо на юг, около 30° . Это серые плотные андезиты с тонкоплитчатой отдельностью. В выделениях, кроме плагиоклаза, цветной минерал, частью в коротких столбиках, частью в виде длинных призм, напоминающих формы роговой обманки. Под микроскопом действительно в фенокристаллах присутствуют моноклинный пироксен и почти нацело опациitized обманка. Основная масса — гиалопилитовая с микролитами плагиоклаза, пироксена и магнетита в прозрачном буроватом стекле, относительно тонкого строения.

НАЛЫЧЕВСКАЯ СУХАЯ РЕКА. ГОРА ФАНЗА

На северо-восток от Авачи и Козельской сопки уже на ровном месте поднимается небольшая изолированная гора Фанза, издали очень похожая на куполообразную экструзию. По форме она напоминает известный купол Тарумаи. От центра Козельского вулкана до Фанзы около 10 км, а от описанных выше северных отрогов — около 5 км. Эта возвышенность была осмотрена ввиду того интереса, который представляло сравнение ее с экструзивными массами у подножия Авачи и Козельской сопки.

Наиболее удобным путем к Фанзе от Козельской сопки является Налычевская долина.

У места слияния двух крупных истоков этой реки (из которых один берет начало из Каскадного ледника у скал Быки, а другой — у Северного Козельского ледника), на высоте примерно 520 м, обнажается разрез ледниковых отложений. Высота обнажения около 10 м. Верхняя часть разреза состоит из угловатых, неправильно торчащих глыб и кусков андезита в рыхлой земистой массе, а в нижней заметны линзы и неправильные прослойки глинистого материала. Этот материал принадлежит, по-видимому, срединной морене ледника.

Склоны обеих долин выше их соединения имеют скорее U-образный профиль ледниковой долины, чем эрозионный. Ниже устья этих двух речек долина суживается и принимает явно выраженный V-образный характер. Высота берега в этом месте приблизительно достигает 125 м над руслом реки. Современный язык ледника спускается до высоты около 600 м. Конечной морены и переломов dna долины не видно.

Среди довольно разнообразных валунов, находящихся в русле Налычевской реки, обращают на себя внимание авгитофировые и хризофировые андезито-базальты с серой основной массой и с крупными выделениями цветных минералов. Под микроскопом в одном из образцов такой породы основная масса полнокристаллическая, долеритового типа. В фенокристаллах, кроме оливина, авгита и плагиоклаза, попался также призматический кристалл гиперстена, обрастающий и как будто превращающийся в агрегаты зерен моноклинного пироксена.

Невысокий бугор у южного подножия горы Фанза имеет только один выход коренных пород на юго-восточном склоне. Остальные склоны покрыты либо мелкими белыми пемзовидными обломками, либо бурым суглинком. Вершина бугра занята зарослями ольховника, среди которого местами виднеются голые плешинки, покрытые слоем лапиллей.

Здесь выходят серо-фиолетовые андезиты с мелкой вкрапленностью полевых шпатов, имеющие большей частью неправильно остроугольную или, значительно реже, толстоплитчатую отдельность. Поверхность андезита неправильно бугорчатая, без пористой наружной части, темно-бурая. Видимая мощность не превышает 10 м. В осыпях, рядом с обнажением, встречаются окатанные куски андезита иного состава. Высота бугра над окружающей равниной 50 м (абс. высота около 475 м).

Через небольшую, покрытую лапиллями седловинку начинается подъем на гору Фанза. Скалистый обрыв, опоясывающий вершину Фанзы, представляет собой коренной выход, такого же, что и на предыдущем бугре, серо-лилового трахитовидного андезита. Ниже, у подножия Фанзы, в осыпи встречались куски и глыбы такого же андезита, но с ноздреватой внешней коркой. Отдельность андезита здесь преобладает плитчатая, переходящая в полиэдрическую. Видимая мощность достигает 20–25 м. Порода, слагающая Фанзу, представляет собой очень типичный для таких экструзивных масс светлый трахитовидный андезит. Под микроскопом это мелкопорфировая порода с фенокристаллами плагиоклаза и с основной массой грубогиалопилитовой структуры из очень крупных микролитов плагиоклаза, призмочек пироксена (видимо, железистого и в значительной части превращенного в железистые псевдоморфозы) и бесцветного прозрачного стекла. В верхней части экструзии имеется поверхностный слой; около метра толщиной, темно-серый, тонкопористый. Под микроскопом эта разновидность отличается большим количеством пористого бурого стекла, пироксеновых микролитов гораздо меньше.

Вершина горы Фанза, представляет собой несколько бугристую площадь, заросшую ольховником. Приблизительно в средней части плоской вершины имеется небольшое углубление, поверхность которого покрыта лапиллями. Это углубление на северо-восток переходит в невысокий бугор, являющийся самой высокой точкой горы (абс. высота около 550 м).

ОБНАЖЕНИЯ НА ЛЕВОЙ СТОРОНЕ ВОСТОЧНОГО КОЗЕЛЬСКОГО ЛЕДНИКА

Гора Перевальная со всех сторон обнаруживает скалистые обрывы. При этом с северной стороны они уходят под осыпь, и там ничего не видно; с южной стороны в скалах можно различить как бы слои плотных бурых, а в средней части склона — более порис-

тых пород. Между ними, однако, никаких аггломератов, как это бывает обычно, нет. В восточной части склона, внизу под всей толщей андезитов, видно дно из шлаковых красных аггломератов, быстро скрывающихся под осыпями.

Породы с верхней части склона Перевальной горы представляют собой пироксеновые андезиты с мелкими выделениями плагиоклаза и небольшого количества пироксена, иногда в гломеропорфировых сростках. Основная масса — гиалопилитового типа с относительно крупными микролитами и небольшим количеством стекла. В красноватой разновидности микролиты покрупнее и к плагиоклазу примешиваются мелкие рудные столбики, очевидно, опациitizedированного пироксена. Опациитовые каемочки можно видеть на фенокристаллах пироксена. Остатки разложившейся роговой обманки в несколько большем количестве попадают в серой более плотной разновидности. В красноватых андезитах попало округлое включение другой разновидности андезита.

К западу от Перевальной горы, на острой конической сопке, выступают светлые желтоватые андезиты, наверху склона образующие скалы и спускающиеся вниз осыпями мелких глыб. Между Перевальной горой и этой конической сопкой на склоне видны глыбы серого авгитового андезита, о залегании которого судить невозможно. Это светло-серый пироксеновый андезит с белыми выделениями плагиоклаза и темными более крупными выделениями пироксена. Основная масса богата стеклом и с относительно крупными микролитами. В другом образце — выделения плагиоклаза и более редко гипертена в равномерной однородной массе мутного стекла.

Андезиты конической горки, находящейся сейчас же к западу от горы Перевальной, представляют собой под микроскопом типичную породу куполообразных экструзий: небольшие фенокристаллы плагиоклаза и крупные выделения опациitizedированной роговой обманки заключены в основной массе из относительно крупных микролитов плагиоклаза, призмочек опациitizedированного цветного минерала и бесцветного стекла.

Западнее этой конической сопки мы могли наблюдать ряд интересных обнажений, вскрывающих, по-видимому, центральное ядро вулкана. В центре этого ядра обнажаются светлые, почти беловатые роговообманковые андезиты, слагающие отрог, отходящий от больших скал на левой стороне Восточного Козельского ледника.

Отдельность андезита в осыпях остроугольно-полиэдрическая, в скалистых выходах развиты вертикальные трещины отдельности. Эти андезиты окружены с севера и с запада темными (бурными в обнажениях) андезитами, переходящими в брекчии, причем участки распространения брекчий располагаются неправильно среди андезитов.

Темные буроватые андезиты, слегка пористые, представляют собой довольно обычный тип пироксеновых андезитов с типичной гиалопилитовой основной массой, иногда с крупными выделениями авгита. Стекла в гиалопилитовой массе довольно много. В состав

брекчии входят куски андезитов со стеклом, ставшим непрозрачным, и с более крупными микролитами. В породах видна иногда флюидальность, по трещинам попадают жильные своеобразные тонкозернистые брекчии. Шлиф из этой тонкой брекчии (из контакта ее с андезитом) имеет вид смешанного туфа. Он состоит из обломочков андезитов очень разнообразной структуры, обломочков минералов плагиоклаза и, что обращает на себя особое внимание, — зеленой роговой обманки, свежей, без всяких признаков опацификации. Довольно много также тонкого цементирующего материала. Эти брекчии видны в контакте роговообманкового андезита.

Большие скалы, поднимающиеся выше по течению ледников, чем выходы роговообманкового андезита, образованы также вулканической брекчией, состоящей из кусков серого андезита (который мы уже видели) различной величины — от размеров лапиллей и до 10–20 см. Куски эти большей частью остроугольные, но некоторые имеют округлую форму. Цементом является желто-бурая песчаная на вид масса. Брекчии составляют главную массу скалистого выхода, но вверху западной части в недоступных скалах видны более массивные андезиты.

Породы, слагающие упомянутые брекчии, обнаруживают большое разнообразие. Мы встречаем в кусках: совершенно светлые роговообманковые андезиты с трахитовидным обликом, с крупными, часто растрескавшимися фенокристаллами роговой обманки, с более мелкими выделениями плагиоклаза и с вплавленниками других родственных пород; преобладающим, пожалуй, является тип обычных для Авачи серых пироксеновых андезитов; попадают и темные базальтовидные породы.

Под микроскопом в роговообманковых андезитах роговая обманка зеленая или буро-зеленая с неширокой реакционной каймой, обнаруживающая замещение агрегатами плагиоклаза, пироксена и магнетита. Основная масса — от стекловатой до тонкой полнокристаллически гранулитовой, через своеобразные точечные и пятнисто-криптопойкилитовые формы. Очень интересен образец роговообманкового андезита, в котором при большом количестве фенокристаллов роговой обманки были встречены отдельные выделения зерен оливина, совершенно свежего, и оплавленные зерна кварца. Пироксеновые андезиты с гиалопилитовой основной массой, иногда довольно грубой, с бурым стеклом и с переменчивым отношением числа выделений авгита и гиперстена, а иногда и с полудиссоциированными выделениями бурой роговой обманки. В некоторых случаях попадают обрастания гиперстена авгитом. В оливиновых типах выделения оливина сильно замещаются зеленым серпентиновым минералом. Фенокристаллы плагиоклаза большей частью мелкие; изредка попадают более крупные выделения. Основная масса почти неразличимо тонкой интерсертальной или гиалопилитовой структуры.

На правой стороне ледника, против описанных больших скал вблизи льда видны беловатые обнажения, которые при ближайшем рас-

смотрении тоже оказались представленными брекчией: в сильно разрушенной, ставшей почти рыхлой массе заключены угловатые куски серого андезита. Эти брекчии мощностью не больше 25 м покрываются толщей андезита мощностью около 20 м, андезит слагает одну из нижних экструзий Козельской сопки. Следуя вниз по леднику, можно видеть налегание этих андезитов на брекчии. Под микроскопом — это пироксеновые андезиты, содержащие иногда остатки роговой обманки (в менее раскристаллизованном образце) или зернистые псевдоморфозы пироксена по роговой обманке.

Верх только что упомянутой потокообразной (?) мощной массы андезита образован красноватым мелкопорфировым андезитом, напоминающим андезит горы Крутоподъемной и т.п. Под микроскопом мы видим мелкопорфировый пироксеновый андезит, основная масса которого отличается короткостолбчатой формой мелких микролитов плагиоклаза, скелеенных стеклом. Довольно сильно выражено развитие окислов железа. Образцы лавы из центральной части — светлого розовато-серого цвета и характеризуются присутствием остатков роговой обманки и пироксеновых псевдоморфоз по этому минералу. Фенокристаллы роговой обманки опацифицированы снаружи, такая же опацифовая каемка окружает пироксеновые псевдоморфозы по амфиболу. Мелкие призмочки последнего в основной массе целиком стали непрозрачными. Структура основной массы характеризуется довольно крупными удлиненными микролитами полевого шпата, по общему облику отчасти напоминающая структуру пород куполообразных экструзий. В образце из нижней (?) части андезитовой массы, взятом несколько ниже по течению ледника, мы имеем пироксеновый андезит; в выделениях — моноклинный, редко ромбический пироксен и плагиоклаз. В основной массе, имеющей вид микрозернистой, — немало губчатого микропйкилитового кварца.

ЮЖНЫЙ СКЛОН КАЛЬДЕРЫ КОЗЕЛЬСКОЙ СОПКИ

Кальдера Козельского вулкана занята фирном, рассеченным глубокими и широкими трещинами. На южном склоне кальдеры видно слоистое строение, обусловленное рядами потоков лав. На западном склоне под серией темных лавовых потоков выступает мощная масса светло-серого андезита, похожая издали на роговообманковый андезит; подойти ближе к обнажениям не удалось.

На восточном склоне крупного гребня, являющегося северным продолжением кольцевого вала кальдеры, выше ледника, среди снега и тумана, мы встретили отдельные скалы андезита. В скалах верхней части соммы заметна причудливо изогнутая флюидалность.

Подъем с этой сторны по внутренней стенке кальдеры показал, что здесь главным образом встречаются относительно кислые андезиты. Скалы на высоте около 1500 м образованы из роговообманкового андезита с разложенными фенокристаллами амфибола, с основной массой типично флюидално-гиалопилитовой.

На высоте 1670 м и выше были встречены гиперстеновые андезиты, основная масса относительно богата стеклом. Фенокристаллы гиперстена очень редки, попадают и выделения авгита. Образцы с высоты 1700 м представляют несколько более плотный андезит с более обильными микроскопическими выделениями пироксена. Под микроскопом этот пироксен оказывается гиперстеном; основная масса характеризуется относительно значительным количеством бурого стекла и короткими толстыми микролитами плагиоклаза. Следует отметить присутствие как кристобалитовых чешуйчатых агрегатов, так и крупных прекрасных таблиц тридимита в порах породы. Еще выше метров на 30 взят образец, где указанная особенность микроструктуры основной массы (короткие прямоугольные разрезы плагиоклазовых микролитов в буром стекле) выступает еще резче благодаря несколько большей крупности микроструктуры основной массы; благодаря этому можно также хорошо видеть присутствие в ней довольно значительного количества микролитов пироксена.

Верхний скалистый пик северной вершины Козельской сопки образован фиолетово-серым тонкопористым (трахитовидным) андезитом с полиэдрической отдельностью и с упомянутой причудливо изогнутой флюидальностью. Под микроскопом эти андезиты очень характерны. Это гломеропорфировые породы, в которых фенокристаллы как плагиоклаза, так и пироксена (гиперстена) образуют сростки, основная масса породы из буроватого стекла и относительно крупных коротких призмочек плагиоклаза второй генерации и таких же призмочек замещенного рудным веществом цветного минерала, вероятно, пироксена. На фенокристаллах пироксена также тонкие опалитовые каемочки.

На обратном пути по гребню, спускающемуся с Козельской сопки к кару Бараньей горы, по правой стороне Восточного Козельского ледника, на высоте около 1300 м выступает выход фиолетово-серого андезита, богатого мелкими порами и дающего остроугольно-полиэдрическую отдельность с плоскораковистым изломом. Под микроскопом крупные фенокристаллы авгита выделяются среди этой типично сериально-порфировой породы, в которой невозможно отделить вторую генерацию минералов от вкрапленников. Заметно выражено разложение пироксенов основной массы (главным образом гиперстена с замещением их окислами железа).

ВНУТРЕННИЙ СКЛОН КАЛЬДЕРЫ КОЗЕЛЬСКОЙ СОПКИ

Внутренний склон кальдеры Козельской сопки начинается на высоте 1500 м, образуя стены цирка, занятого фирном и ледником. При подъеме вверх по гребню Козельской сопки от Бараньей горы примерно с высоты 1200 м начинается россыпь остроугольно-полиэдрических глыб розовато-серого авгитового андезита, выше с высоты 1300 м появляются и коренные выходы этих андезитов, обрывающихся в виде крупных скал в сторону ледника. Почти до

самой вершины сопки весь этот край склона сложен одним лавовым потоком.

На высоте 1875 м в стенке отвесного скалистого ребра, идущего от края гребня в сторону цирка, видны пять лавовых потоков серого авгитового андезита, чередующихся с прослоями шлаковых красных и темновато-красных аггломератов. Падение к северо-востоку под углом 25° . Верхний поток мощностью около 10 м – в середине с отдельностью полиэдрически-остроугольной, приближающейся к плитчатой, порода серого цвета, в верхней части андезит коричневатого-серый и плоскости отдельности не столь ровные.

В общем все образцы андезитов верхней части Козельской кальдеры, отобранные с этой стороны, довольно похожи один на другой. Это довольно светлые серые породы, то более плотные, то несколько пористые с видимыми фенокристаллами пироксена и плагиоклаза. Под микроскопом – это авгитово-гиперстеновые андезиты с гиалопилитовой основной массой, вообще бедной стеклом и несколько различающейся размерами и тонкостью микролитов. Красные аггломераты, как обычно, имеют стекловатую, ставшую непрозрачной основную массу.

Под верхним лавовым потоком идет аггломератовый слой мощностью 10–12 м, далее следует чередование четырех потоков серых авгитовых андезитов с аггломератами, еще ниже разобрать что-нибудь трудно, так как все сильно засыпано снегом. Ниже, местами, выступают только отдельные скалистые выходы лав. Образец, взятый отсюда, представляет собой пироксеновый андезит, богатый вкрапленниками, структура сериально-порфировая. Основная масса гемикристаллическая из бурого стекла, микролитов плагиоклаза, магнетита и пироксена, но она не похожа на типичную гиалопилитовую вследствие коротких форм мелких полевошатовых микролитов. В выделениях гиперстен преобладает над моноклинным пироксеном. Любопытно присутствие сростков плагиоклаза и пироксена с примесью магнетита, которые напоминают о зернистых псевдоморфозах по роговой обманке.

Внутренний склон кальдеры был осмотрен еще по другому направлению – с юго-запада на северо-восток. При спуске вниз по склону, по направлению к горе Перевальной, встречаются россыпи коричневатого-серых остроугольно-полиэдрических глыб и обломков пироксеновых андезитов. Образец с высоты 1500 м представляет собой светло-серый плотный андезит с крупными, но редкими выделениями пироксена и более мелкими многочисленными фенокристаллами плагиоклаза. Крупные выделения принадлежат моноклинному пироксену. Кроме него, довольно много фенокристаллов гиперстена. Основная масса довольно грубая, гиалопилитовая с относительно большим количеством прозрачного, слабо буроватого стекла. Микролиты плагиоклаза в ней слабо вытянуты, кроме них имеется также магнетит, гиперстен, но последнего очень мало. Между россыпями есть аггломератовые прослои из плотных и шлаковых кусков авгитового андезита кирпично-красного цвета.

Выход на высоте 1450 м в виде россыпи коричневато-серых андезитов для данного разреза является как будто последним. Ниже следуют темные шлаковые аггломераты, вверху встречен один поток темных пористых пироксеновых андезитов. Эти фиолетово-серые андезиты под микроскопом содержат кроме выделений плагиоклаза только гиперстеновые фенокристаллы. Заметна опацизация цветного минерала, с которой, вероятно, и связан красноватый оттенок окраски породы. Основная масса флюидално-гиалопилитовая с вытянутыми микролитами плагиоклаза.

Эта толща продолжается почти до фирнового поля дна кальдеры, местами темные аггломераты имеют вид глыбовой лавы. Идя на восток от выходов на высоте 1320 м, можно встретить после толщи темных аггломератов выходы серых авгитовых андезитов с полиэдрически-остроугольной отдельностью и корочками зеленоватого и желтого минерала на плоскостях отдельности. Этот поток соответствует потоку, установленному на высоте 1450 м.

Здесь, по существу, видно два потока, разделенных и подстилаемых аггломератами. Около краевых частей потока эти аггломераты красные и темно-красные, а в средних слоях переходят в темно-желтые, темно-бурые. В этих пироксеновых плотных андезитах в основной массе обращают на себя внимание микролиты пироксена, их много; плагиоклазовые микролиты — короткие. Пористые разноски богаты бурым стеклом; микролиты у них крупные и среди них много опацизированных пироксеновых призмочек.

Красные аггломераты более бедны порфиоровыми выделениями, и основная масса их — покрасневшее стекло с редкими микролитами.

ГОРА КРУТОПОДЪЕМНАЯ

С левой стороны Козельского ручья на высоте 800–1050 м находится гора Крутоподъемная. Это своего рода небольшой отрог на склоне. Он ограничен крутыми ущельями, и здесь скалистые обнажения позволяют видеть, что гора Крутоподъемная представляет собой массивное андезитовое тело, подобное горам Фанза, Меса, Булка и др. В отвесных скалах, окаймляющих гору Крутоподъемную, андезит красно-бурый, в верхней части скалы тонкопористый, напоминающий андезиты горы Булка. В нижней части осмотренного обрыва, с восточной стороны горы, выступают роговообманковые андезиты, переходящие постепенно кверху в буро-красные андезиты, упомянутые выше.

Андезиты горы Крутоподъемной переходят и на левую сторону ущелья, ограничивающего эту гору с востока, где они образуют такие же скалистые обнажения. Может быть, с ними связаны и выходы андезита, обнажения которых образуют скалы в правой стороне ущелья Козельского ручья, ниже горы Крутоподъемной.

Наиболее распространенной разновидностью породы, слагающей гору Крутоподъемную, является буровато-серый трахитовидный ан-

дезит с грубошероховатым изломом, с относительно немногочисленными и некрупными выделениями плагиоклаза. Под микроскопом — это порода, бедная цветным минералом и довольно богатая стеклом. Относительно крупные длинные микролиты плагиоклаза и игольчатые микролиты пироксена; выделения плагиоклаза нескольких генераций; фенокристаллы пироксена, как моноклинного, так и ромбического, в небольшом количестве. Иногда попадаются выделения бурой роговой обманки с опацитовой каймой. В покрасневших образцах плагиоклазы второй генерации крупные и микролиты цветного минерала нацело опацитизированы. Более плотная светло-серая разновидность с плитчатым изломом, под микроскопом оказалась несколько лучше раскристаллизованной, но в общем похожей на обычный тип.

В образце породы с восточного склона горы Крутоподъемной, пожалуй, еще резче выражены под микроскопом структурные черты андезитов экструзивных масс. Кроме крупных выделений плагиоклаза, мы во второй генерации имеем относительно крупные призмочки, далеко выходящие за пределы размеров микролитов; выделения пироксена, главным образом гиперстена, слабо плеохроичного, редки, а в основной массе пироксен имеет игольчатые формы. Встречены совершенно опацитизированные фенокристаллы роговой обманки.

К востоку от горы Крутоподъемной в ущелистом логу на высоте 990 м выступает серый, несколько пористый андезит, богатый выделениями. В нем заметны те же черты структуры с относительно крупными призмочками плагиоклаза второй генерации, но в его основной массе много превращенного в рудное вещество цветного минерала, вероятно, пироксена; любопытно отметить встреченные небольшие зернышки оливина.

Платообразная вершина горы Крутоподъемной ограничивается с севера невысоким (20 м) уступом. Вершина горы покрыта мелкой щебенкой разрушенных андезитов, а также лагиллиями, а иногда шлаками и другими вулканическими выбросами Авачи.

ЮЖНЫЙ СКЛОН КОЗЕЛЬСКОЙ СОПКИ

Южный (а также юго-западный) склон Козельской сопки во время осмотра был уже сильно занесен снегом. Главным образом он покрыт осыпями мелкого щебня и крупных глыб андезитов, на нем лишь местами обнажаются различные остатки потоков, стекших по склону. Поэтому оказалось невозможным разобраться в направлении и последовательности потоков и в других деталях. Андезиты здесь обнаруживают некоторое разнообразие, но в общем довольно схожи между собой, представляя серые, относительно светлые пироксеновые разновидности. Заслуживает внимания тот факт, что в плотных разновидностях наблюдается присутствие небольшого количества оливина наряду с авгитом и гиперстеном. Пироксена довольно много и в основной массе, стекла иногда мало, а микроли-

ты относительно крупные. Микроструктура тогда приближается к интерсертальной; в другом случае она переходная от гиалопилитовой к интерсертальной. В мелкопористых богатых выделениях и обыкновенно более темных разновидностях вместо типичных микролитов — более крупные короткие призмочки плагиоклаза второй генерации, развита в равной степени опацизация пироксена. Стекла довольно много. Есть разновидности промежуточного типа. Наконец, встречаются пористые розово-серые андезиты.

Лучше сохранившиеся потоки можно видеть в барранкосах. На самой вершине четко выступает поток, спускающийся к югу. Лавовые потоки, спускающиеся в этом направлении, можно видеть на южном склоне Козельской сопки в виде скалистых обнажений по барранкосам. Однако обильные осыпи рыхлого материала не позволяют видеть распределение потоков. В осыпях к кускам и щебню андезита присоединяются лапилли и другие выбросы Авачи.

Более крупные лавовые потоки выступают также гребешками по склону или отрогам; здесь иногда можно видеть лавовую поверхностную корку. Обращает на себя внимание то, что нигде на гребешках не видно шлаковых аггломератовых образований (может быть, во время осмотра они были скрыты под снегом). Андезиты эти должны быть отнесены главным образом к пироксеновым, преимущественно гипертеновым разновидностям; в некоторых образцах присутствуют остатки фенокристаллов роговой обманки с характерными зернистыми реакционными каймами. Структура основной массы в общем гиалопилитового типа, но довольно разнообразная в разных образцах по размерам микролитов и количеству стекла.

Попались также в отдельных глыбах и более основные лавы, близкие к андезито-базальтам, у которых в числе фенокристаллов присутствует, кроме плагиоклаза и небольшого количества пироксена, также и оливин, часто с тонкими каемочками пироксеновых зернышек. Основная масса — довольно грубой интерсертальной структуры.

Самый крупный отрог, высотой 1584 м, издали очень похож на паразитический конус на склоне Козельской сопки. При ближайшем рассмотрении можно заметить такие особенности. Он соединяется с телом горы сравнительно узким перешейком, сложенным, по-видимому, рыхлым материалом. На вершине коренные выходы лав, а склоны покрыты кусками и глыбами этих лав.

ЮЖНЫЙ КОЗЕЛЬСКИЙ ЛЕДНИК

По бортам долины, занятой Южным Козельским ледником, ниже высот 1300—1700 м можно видеть потоки темного андезита, прикрытого красноватым аггломератом, отделяющим их от следующего потока. Андезиты эти темные, несколько пористые. Поры неправильные, но с закругленными контурами. Под микроскопом эти породы оказываются базальтами, содержат фенокристаллы плагио-

клаза, авгита и оливина в голокристаллически интерсертальной микродолеритовой основной массе, может быть, с ничтожной примесью стекла. Порода в обоих потоках почти тождественна. Аггломераты состоят из базальта же, но с основной массой, богатой стеклом, ставшим непрозрачным от выделения зернышек рудного минерала.

На среднем отрезке Южного Козельского ледника (ниже дающего начало Козельскому ручью), на высоте 1300–1700 м в обоих бортах ледниковой долины выступают скалистые обнажения серых андезитов, слагающих тело огромной мощности. На первый взгляд кажется, что обнажения по обеим сторонам ледника принадлежат к одному и тому же массивному телу.

Выше по течению ледника на высоте 1400–1450 м начинаются слева высокие скалы, образующие мощное тело изверженной породы.

Поднимаясь по леднику с левой его стороны, можно видеть дно этого тела; нижняя часть его представлена темно-серыми почти черными лавами, сперва с мелко-полиэдрической отдельностью, они подстилаются красными аггломератами и в них как бы в виде карманов проникают черные. Темные серые пористые лавы с выделениями макроскопических фенокристаллов плагиоклаза под микроскопом оказываются основным типом андезита, примыкающим к андезито-базальтам. Порода содержит, кроме плагиоклазовых фенокристаллов, также редкие выделения оливина и пироксена. Основная масса богата бурым до непрозрачности стеклом, в котором заключены крупные микролиты плагиоклаза. Подстилающие красные аггломераты мало отличаются от предыдущей породы. Стекло стало еще более непрозрачным от выделения окислов железа. Окраска породы принимает более бурый цвет с крупно-полиэдрической отдельностью и с плоскораковистым изломом. Это тоже основные андезиты или андезито-базальты, слегка пористые, с многочисленными фенокристаллами плагиоклаза и с более редкими выделениями оливина, обычно с опацитовой каемкой или с венчиками из мелких зернышек пироксена. Основная масса характеризуется крупными микролитами в буром стекле. Красноватые тона окраски связаны с выделением окислов железа.

К своеобразному типу относится порода, залегающая непосредственно под более светлыми андезитами, образующими скалы, видные выше. Макроскопически – это фиолетово-серый эвпорфировый андезит с несколько неоднородной пятнистой окраской. Под микроскопом – оригинальная основная масса, в состав которой, кроме плагиоклазовых, относительно крупных, микролитов и небольшого количества стекла входят многочисленные рудные кристаллики. Вытянутые формы их заставляют предполагать, что здесь, по крайней мере частично, мы имеем псевдоморфозы по цветному минералу.

Эти сравнительно темные основные на вид андезиты имеют мощность примерно 10 м и сменяются сверху более светлыми андезитами; отдельности последних имеют столбчатый вид благодаря вертикальным трещинам. Эти столбчатые отдельности иногда рас-

ходятся радиально. Они-то и слагают главную массу тела, образуя живописные скалы и пики.

Несколько образцов этих серых андезитов показывают, что мы имеем дело с пироксеновыми андезитами с несколько изменяющейся структурой и отчасти минералогическим составом. Мы имеем здесь андезит с интерсертальной структурой, с небольшим количеством стекла и довольно обильными пироксенами, как моноклинным, так и ромбическим; в этом лучше раскристаллизованном типе как будто есть примесь кристобалита. Другой разновидностью является андезит с основной массой гиалопилитового типа, насыщенной длинными довольно крупными флюидально расположенными микролитами и бедной цветными минералами. Этот тип напоминает породы других экструзивных масс.

Только в одном образце серого пироксенового андезита из нижней части скал с грубой, близкой к интерсертальной основной массой встречены довольно многочисленные псевдоморфозы рудного минерала по роговой обманке, иногда вместе с гиперстеном.

В осыпях в южной части обнажений встречаются глыбы светлого андезита с крупными фенокристаллами авгита.

В нижней части обнажения, в середине описанной мощной массы, серые андезиты не обнаруживают таких крупных фенокристаллов авгита.

Как уже сказано, на противоположной стороне ледника в огромном скалистом обнажении выходит подобное же мощное тело андезита. Но здесь вся его масса как бы распадается на две отдельные толщи мощностью метров по 20, которые по виду имеют строение потоков, подстилаясь каждая красными аггломератами и принимая сверху бурый цвет поверхностной корки.

Во внутреннем строении каждого из этих тел обнаруживается концентричность; именно в центральной части обнаруживается более крупная отдельность, как и в обнажениях возвышенности Монастырь. Тела имеют неправильную форму и слегка изгибаются. Сверху и снизу они прикрываются мощной толщей серых вулканических аггломератов, причем эту толщу рассекает вертикальная базальтовая жила северо-западного простирания. Замечательно то, что эта жила, как ясно видно в обнажении, не происходит через описанные андезитовые тела.

Образец из центральной части тела имеет вид плотного зеленовато-серого основного андезита. Другие образцы в общем похожи по виду на этот же андезит. Обращают на себя внимание крупные фенокристаллы цветного минерала. Под микроскопом в исследованном образце мы имеем пироксеновый андезит (с небольшим количеством оливина). Присутствуют и моноклинный и ромбический пироксены, последний довольно сильно плеохроичен. Кроме того, в породе присутствуют рудные псевдоморфозы по фенокристаллам роговой обманки. Основная масса значительно более раскристаллизована, чем в предыдущем образце.

В основании такой лавы мы имеем более светлую красновато-серую разновидность андезита с тонкопористой основной массой, но также с крупными фенокристаллами цветного минерала. Под

Микроскопом можно отметить заметное присутствие бесцветного прозрачного стекла и сильную опацизацию пироксенов; крупные фенокристаллы опацизированной, сохранившейся только в незначительных остатках роговой обманки. Есть сростки плагиоклаза, разложенного опацизированного гиперстена и магнетита, похожие на псевдоморфозы по роговой обманке.

Ниже по леднику, чем эти скалистые обнажения, можно видеть типичную толщу соммы Авачи из переслаивающихся тонких потоков лавы и рыхлых продуктов, при этом, как видно уже издали, лавы несогласно, впритык, подходят к упомянутым мощным андезитовым телам.

Обнажение, находящееся выше, по западной стороне фирнового поля Южного Козельского ледника, представляет собой толщу тонких лавовых потоков, чередующихся с более мощными аггломератами. По составу лавы отвечают андезито-базальтам, точно так же как и аггломерат.

Общее число лавовых потоков доходит до 12-15 и мощности их колеблются от 0,5 до 1,5 м. Переходы между лавой и аггломератом постепенны и лавовые потоки очень непостоянны, часто раздваиваются и выклиниваются. Мощность всей толщи достигает 50 м. Все лавовые потоки, по-видимому, претерпели нарушение первоначального залегания и падают в сторону соммы под углом около 10° .

Микроскопическое изучение лав этих тонких потоков показывает, что эти темные плотные породы представляют собой основной тип пироксенового андезита или андезито-базальта с многочисленными, очень мелкими, микролитами пироксена в основной массе. Они, вместе с магнетитом, заключены в стекле, вмещающем относительно крупные и короткие кристаллики плагиоклаза второй генерации. Структура основной массы имеет вид скорее интерсертальной. В окисленных частях лавовых потоков основная масса, включающая микролиты плагиоклаза, переполняется рудными пылинками, становясь почти непрозрачной; в этих образцах на фенокристаллах гиперстена - опацитовые каемки. В шлаковых разностях стекло стало совершенно непрозрачным. В образцах пористых разностей фенокристаллы, по-видимому, более крупные, чем в плотных. Фенокристаллы цветных минералов представлены как моноклинным, так и ромбическим пироксеном, неодинаково распространенным в разных образцах. Оливин отсутствует.

ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ КОЗЕЛЬСКОЙ СОПКИ, СПУСКАЮЩИЕСЯ В СТОРОНУ ЮЖНОГО КОЗЕЛЬСКОГО ЛЕДНИКА НА ВЫСОТУ 1730-1800 м

У самого ледника, в нижней части наружного склона Козельской сопки на высоте 1730 м, в обрыве обнажаются два лавовых потока темных пироксеновых андезитов или андезито-базальтов, с округлой плоскораковистой и полиэдрической отдельностью. Мощность нижнего потока около 3-4 м. Нижний поток с морщинистой поверх-

ностью и с красноватой и желтоватой коркой (такая желтая корка характерна для базальтовых потоков). Поток подстилается крупным темным аггломератом.

Порода потока темная, андезито-базальтового облика, что подтверждается и микроскопическим исследованием. Она содержит, правда, небольшие и немногочисленные фенокристаллы оливина, наряду с преобладающими плагиоклазами и пироксенами, причем последние представлены чаще ромбическим пироксеном, чем моноклинным. Кроме относительно крупных фенокристаллов плагиоклаза, он имеет в нескольких генерациях и наиболее мелкие его кристаллики — микролиты входят в основную массу, имеющую облик, средний между гиалопилитовой и тонкой интерсертальной; присутствие бурого прозрачного стекла несомненно. В одном из образцов оливин замещен зеленым волокнистым серпентиновым веществом.

Лава с высоты 1780 м с того же борта ледниковой долины образует поток мощностью около 3 м и обладает плитчатой, переходящей в остроугольную, отдельностью. Поток также подстилается слоем красного аггломерата.

Поднимаясь выше по краю ледника и перейдя язык фирна, идущий кверху, на мысу между главным ледником и вливающимся в него языком фирна на высоте 1780 м видим обнажение темно-серого пироксенового андезита с остроугольно-полиэдрической отдельностью. Верхняя часть потока уже превратилась в россыпь глыб и обломков, в оставшихся коренных выходах видимая мощность потока около 3 м. Простираение потока СВ около 25° , падение СЗ до 30° (к леднику).

Довольно темные серые андезитовые лавы этого потока, богатые плагиоклазовыми выделениями, очень походят на андезиты новейших потоков конуса. Под микроскопом эти породы представляют собой пироксеновый андезит. Фенокристаллы плагиоклаза двух типов: более крупные, переполненные включениями стекла, и более мелкие, свободные от этих включений. Затем идет серия мелких выделений и, наконец, основная масса чрезвычайно тонкой гиалопилитовой структуры. Из пироксенов преобладает гиперстен, встречающийся в крупных выделениях.

Шлаковые аггломераты — обычного типа, из пузыристого стекла (ставшего непрозрачным, с выделениями двух или трех генераций плагиоклаза и редких кристалликов пироксена).

Внутренняя часть потока темно-серая, плотная; книзу порода потока переходит в красноватый, пористый, шлаковатый андезит и спекшиеся аггломераты (общей мощностью до 0,5 м), а затем уже следуют тонкие аггломераты кирпично-красного цвета, чередующиеся с шлаковидными коричнево-буроватыми аггломератами. Эти аггломераты образуют тонкий слой (около дециметра). Полосы их резко вырисовываются в обнажении. Таких полос всего около 8–10. Здесь же в обнажении видно, как аггломератовая толща разбита трещиной в несколько (2–5) сантиметров шириной и заполнена зеленоватым туфом (может быть, это выполнение жильного происхож-

дения). Трещина эта прослеживается и выше, в лавовом потоке; там она расширяется, но заполнена ли она зеленовато-сероватым туфом, сказать трудно, так как она была закрыта свежавывавшим снегом.

ОБНАЖЕНИЯ В ВЕРХОВЬЯХ ЮЖНОГО КОЗЕЛЬСКОГО ЛЕДНИКА

Перевал от Южного Козельского ледника к Северному Козельскому находится на высоте 1900 м, а плоская поверхность снежника, заполняющего впадину Козельской сопки в виде цирка, расположена метров на 50 выше.

От перевала на север спускается Северный Козельский ледник; поверхность его сверху сильно бугриста и засыпана лапилями. Этими лапилями сложены, вероятно, и острые гребни на леднике.

Спускаясь вниз по правому борту ледниковой долины, можно видеть, как здесь на высоте 1780 м обнажены темно-серые андезиты со столбчатой и полиэдрической отдельностью, слагающие, по-видимому, интрузивное (?) тело. Это тело постепенно переходит в брекчии из красноватых и темноватых обломков. Выше по борту видно, что за брекчиями залегают как будто лавы из темных андезитов с эвпорфировыми вкраплениями полевого шпата. Далее, поднимаясь вверх по леднику на высоте 1825 м, на краях ледника встречаем розовато-серые андезиты. Эти массивные андезиты обладают основной массой несколько шероховатого трахитовидного облика независимо от оттенка окраски, серой или буроватой. Под микроскопом видно сходство с трахитовидными андезитами северо-восточного склона: основная масса богата стеклом и с относительно крупными длинными микролитами плагиоклаза. Микролиты пироксена, наоборот, очень мелкие, игольчатые. Порода относительно лейкокраговая, но иногда с довольно значительным содержанием магнетита. Фенокристаллы — плагиоклаз и пироксены (моноклинный и ромбический). Роговой обманки не встречено, но в одном шлифе попался агрегат из пироксена, плагиоклаза и магнетита с "криогенным" строением и вытянутой формы: может быть псевдоморфозой по амфиболу.

В южной части скалистых обнажений, спускающихся с востока к фирновому полю ледника, выступает серый андезит с плитчатой и полиэдрической отдельностью, входящей в состав той же экструзивной массы. В нем присутствуют относительно крупные фенокристаллы частично разложенной роговой обманки. Под микроскопом можно отметить следующую своеобразную особенность: мы имеем как бы две генерации фенокристаллов. Первая состоит из более крупных фенокристаллов плагиоклаза и роговой обманки, частично диссоциированной и замещающейся снаружи мелкозернистыми агрегатами пироксена, магнетита и плагиоклаза. Вторая генерация выделений состоит из более мелких кристаллов плагиоклаза и моноклинного пироксена, от которых отличается в свою очередь еще более мелкими выделениями тех же минералов последней генерации, входящих вместе с буроватым стеклом в состав основной массы, последней немного.

ДАЙКИ СОММЫ

Цельный ряд даек пересекает наслоенную толщу андезитов и пирокластических продуктов, слагающих тело соммы. Мы встречали эти дайки в разных частях соммы. Они наблюдались на возвышенностях Монастырь и Сарай.

На северном склоне соммы проходит огромная дайка, пересекающая склон, частью отпрепарированная эрозией и вновь отчасти засыпанная новейшими продуктами; в разъединенных ледниками верхних частях склонов на северной стороне соммы прекрасно выступают эти дайки, многие из которых недоступны для ближайшего исследования вследствие обрывов, трещин ледника и тому подобных препятствий.

Такие дайки мы видели в стенках ледниковых ущелий между соммой и Козельской сопкой. Несколько даек превосходно обнажено в обвалах соммы в районе скалы Кутха.

Породы, образующие дайки, — двух типов.

С одной стороны, это андезиты, близкие к андезитам современного конуса, с другой — базальты, которые невольно хочется связывать с базальтовыми излияниями, сохранившимися в самых верхних частях соммы.

Нами были изучены следующие из даек, пересекающих сомму:

1. На южном склоне возвышенности Монастырь прекрасно видны несколько даек, секущих переслаивание лав и пирокластических продуктов. Здесь мы могли наблюдать как андезитовые дайки, так и базальтовые.

2. Дайки андезитов выступают также на восточном склоне возвышенности Монастырь.

3. Вероятно, выход дайки представляет скала Идол в северо-западной части соммы.

4. Дайки встречаются также в обрывистых стенках ледника в северо-восточной части соммы Авачи.

5. Дайки наблюдаются в стенках кара Каскадного ледника (северо-восточная часть Авачи) — это базальтовые дайки.

6. Базальтовые дайки обнаружены на внутреннем склоне восточной части соммы.

7. Дайки встречены в более нижних частях северного склона в Каскадном леднике близ его слияния с Козельским ледником; в нижней части склона большая дайка андезита.

Мы опишем породы этих даек по отдельности.

АНДЕЗИТОВАЯ ДАЙКА ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Это мощная дайка – мощностью 8–10 м. В середине жилы андезит обладает крупной параллелепипедальной отдельностью, переходящей в боках жилы в призматическую, с призмами, расположенными перпендикулярно к контакту. Дайка вертикальная.

К востоку от нее проходит являющаяся ее апофизой такая же дайка, мощностью около 60 см, круто падающая на запад.

Андезит в центральной части дайки с мелкими порами, грубо шеховатый на ощупь, светло-серого цвета (g), иногда желтовато-серого (ig² и иногда даже ig³). В светло-серой основной массе видны многочисленные беловатые фенокристаллы плагиоклаза, в меньшем количестве – темно-серые зернышки пироксена и, кроме того, крупные, иногда до сантиметра величиной, черны, блестящие спайными плоскостями фенокристаллы роговой обманки. Они, однако, редки и присутствуют не во всех образцах, взятых из дайки.

Таков же характер андезита и в центральной части апофизы.

В краевых частях дайки и ее апофизы андезит принимает более плотный вид, отчасти стекловатый блеск и более темную окраску, отчего беловатые фенокристаллы плагиоклаза резче выступают на темно-сером фоне основной массы (основная масса – серый I, общая окраска – серый i по Оствальду). Буроватые оттенки связаны с поверхностями отдельности, подвергавшимися окислению. В расположении фенокристаллов плагиоклаза у контакта заметна флюидалность, параллельная этому контакту. Фенокристаллы пироксена такие же, как в центральной части, выделений роговой обманки в краевых частях дайки не замечено, однако они наблюдались под микроскопом.

МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Как видно под микроскопом, порода из дайки, обнажающейся на южном склоне возвышенности Монастырь, и из апофизы этой дайки, представляет собой авгитово-гиперстеновый андезит, несколько варьирующий по микроструктуре основной массы в зависимости от того, где взят его образец. Несколько меняется в разных образцах также относительное количество моноклинного и ромбического пироксенов.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

В состав породы входит плагиоклаз, пироксен (как моноклинный, так и ромбический), роговая обманка, рудный минерал и апатит, тридимит, стекло. Мы отдельно рассмотрим особенности минералов в том случае, когда они образуют фенокристаллы, и в том, когда они входят в состав основной массы.

Фенокристаллы

Плагиоклаз является главным минералом среди фенокристаллов. Плагиоклазовые фенокристаллы составляют окло 25-30% всей массы породы. Размеры их колеблются в длину до 0,7 мм и даже меньше, до 2 мм, чаще всего 1 мм. Форма тонкотаблитчатая. Фенокристаллы представляют собой всегда двойниковые сростки обычно по альбитовскому и карлсбадскому законам, но обнаружены были также двойники периклиновые и бавенские. Заметна также зональность в строении кристаллов, выражающаяся как в изменении состава, так и в расположении обильных, но мелких включений стекла, которые переполняют или центральную часть кристаллов, или некоторую зону. Довольно многочисленные измерения оптических констант фенокристаллов указывают, что в ядре мы имеем битовнит, на периферии - лабрадор. В следующей табличке сведены результаты этих исследований.

1. Центральная часть дайки.

а) Ядро фенокристалла, двойник по сложному альбитово-карлсбадскому закону, т.е. $\perp [001]$ во (010) .

В $BNg = 69^\circ$; $BNm = 30^\circ$; $BNp = 70^\circ$; состав № 82.

Краевая часть того же кристалла по тому же закону: $BNg = 73^\circ$; $BNm = 38^\circ$; $BNp = 57^\circ$; состав № 60.

По шву и спайности по $M (010)$ найдено для периферии: $MNg = 35^\circ$; $MNm = 60^\circ$; $MNp = 74^\circ$, что также отвечает составу № 60.

в) В другом фенокристалле углы погасания в сечении, перпендикулярном к $[100]$, таковы: в ядре 41° , что соответствует № 81, в краевой части 34° , что соответствует № 64.

2. Центральная часть апофизы этой дайки в метре до контакта.

а) сложный двойник с расположением сростшихся неделимых.

Для ядра двойниковые оси имеют такие координаты:

Закон		Ng	Nm	Np	Состав, №	2V
Альбитовый	В 1-2	41	61	64	79	90
Карлсбадский	В 2-3	69	31	68	80	

Срастание 2 и 3 происходит по (100) .

Для центральной части В 1-3 карлсбадский двойник дает $BNg = 62^\circ$; $BNm = 75^\circ$; $BNp = 32^\circ$, что отвечает № 68.

б) Фенокристалл без заметной зональности альбитовый двойник $BNg = 33^\circ$; $BNm = 62,5^\circ$; $BNp = 73^\circ$. Состав отвечает № 60, $2V = \pm 80^\circ$, в этом двойнике были измерены углы погасания: в сечении $\perp [100]$, оказавшийся равным 34° и максимальный в зоне $\perp (010)$, равный 36° ; это отвечает № 65.

с) В небольшом фенокристалле в сечении $\perp [100]$ углы погасания: в ядре 38° , что отвечает № 73; в наружной зоне 36° , № 69.

д) В шлифе до десятка бавенских двойников с характерным двойниковым швом, располагающимся диагонально к плоскостям (010)

и (001). Измерение таких двойников в наружной зоне крупных фенокристаллов дало:

BNg	BNm	BNp	Состав
7	86	84	
7,5	87	85	72

Зональность в различных кристаллах выражена неодинаково резко; центральная часть обыкновенно значительных размеров. Нередко имеются кристаллы с многократным чередованием тонких зон то более кислого, то более основного состава. Число таких тонких зон доходит до 40. Реже встречаются зональные фенокристаллы с более основной наружной зоной. Примерами таких фенокристаллов могут служить два зональных вкрапленника.

е) угол погасания в сечении $\perp [100]$: в ядре 32° , что отвечает № 60; в наружной зоне 38° , что отвечает № 73.

ф) тот же угол: в ядре 35° , что отвечает № 67; в наружной зоне 38° что отвечает № 73.

3. В сером слабопористом андезите из апофизы большой дайки были измерены фенокристаллы, давшие такие результаты:

а) зональный фенокристалл, периклиновый двойник со срастанием по (001): в ядре $BNg = 39^\circ$; $BNm = 59,5^\circ$; $BNp = 68^\circ$, что отвечает № 69; в нем же шов P (001) $BNg = 52^\circ$; $BNm = 55^\circ$; $BNp = 57^\circ$;

б) в другом фенокристалле в краевой части зонального кристалла $BNg = 60^\circ$; $BNm = 70^\circ$; $BNp = 38^\circ$, что отвечает карлсбадскому двойнику № 62, шов (010), $2V = +78^\circ$.

с) в сечениях $\perp [100]$ углы погасания (измерены в нескольких зернах) в ядре $38-39^\circ$, что отвечает составу № 73-75, и в краевой зоне 34° - отвечает № 63;

д) в мелких вкрапленниках плагиоклаза этот же угол погасания в ядре 37° в краевой зоне 35° , что отвечает колебаниям от № 70 до № 65.

Несколько более основной плагиоклаз был встречен в виде фенокристаллов в образце, взятом из самого контакта дайки с боковой породой. Здесь мы имеем в двойнике по сложному альбитово-карлсбадскому закону, т.е. где двойниковая ось $\perp [001]$, лежащей во (010), такие координаты двойниковой оси:

	BNg	BNm	BNp	
ядро	68°	27°	75°	отвечает № 90
наружная зона	73°	32°	64°	отвечает № 70

Приведенные данные достаточно характеризуют состав вкрапленников плагиоклаза.

Гиперстен. На втором месте по распространенности в виде фенокристаллов стоит гиперстен. Он не только значительно уступает плагиоклазу по числу выделений, но и размеры его фенокристаллов несколько меньше. Наиболее часты размеры около 0,5 мм в длину.

Форма порфириковых выделений гиперстена — обычные вытянутые призмочки с развитым (100), в меньшей степени (010) и еще меньше (110). В поперечных разрезах всегда хорошо видна призматическая спайность.

Плесхроизм в фенокристаллах гиперстена в рассматриваемых породах относительно сильный с типичными цветами: светло-зеленым по Ng и буровато-розовым по Np.

Уклонений от оптической ориентировки, свойственной ромбическому минералу, обнаружено не было.

Исследование остальных оптических свойств дало такие результаты:

Угол оптических осей в большинстве случаев колеблется в пределах от $2V = -64^\circ$ до $2V = 2-65^\circ$; $\rho > \nu$, а величина двупреломления равна $N_g - N_p = 0,010$. В образце из апофизы дайки в гиперстене, слабее (?) окрашенном, $2V = -70^\circ$ и $N_g - N_p = 0,013$.

Фенокристаллы гиперстена нередко срastaются группами в несколько зерен и к ним тогда иногда присоединяется магнетит.

Асцит встречается в виде фенокристаллов в меньшем числе, чем гиперстен, но они крупнее и иногда даже крупнее, чем фенокристаллы плагиоклаза.

Как обычно, кристаллы моноклинного пироксена имеют форму более коротких и более толстых призм, распространены простые и олигосинтетические двойники по (100); обычная призматическая спайность.

Клинопироксен слабо окрашен в буроватый или зеленовато-буроватый цвет, но заметного плеохроизма не обнаруживает.

Оптическое исследование обнаружило такие константы этого минерала.

Угол осей $2V =$ от $+50^\circ$ до $+52^\circ$, в одном из десяти измерений, $2V = \pm 60^\circ$. Угол погасания $N_g [001] = 42-43^\circ$, в одном случае до 45° , причем тогда $2V = +49^\circ$; и то, и другое проверено в двух разных зернах. Двупреломление $N_g - N_p = 0,024-0,025$.

Кристаллы пироксена иногда срastaются с зернами магнетита или содержат его вставки.

Магнетит в кристалликах размером до 0,3 мм в диаметре, часто оплавленных, иногда срastaющихся по несколько штук, также должен быть указан среди фенокристаллов.

Роговая обманка встречается не во всех образцах. В некоторых местах размеры ее черных блестящих кристаллов достигают почти сантиметра в длину и 2-3 мм в толщину. Под микроскопом видно, что присутствуют также и более мелкие выделения этого минерала.

В большинстве случаев роговая обманка в большей или меньшей степени разложена и подверглась обычному превращению с наружной стороны в мелкозернистый агрегат из пироксена (около 60%), плагиоклаза (около 30%) и магнетита (10%). Контуры сохранившихся роговообманковых ядер в таких псевдоморфозах очень неправильны.

В одних образцах из апофизы большой дайки роговая обманка совершенно не подверглась указанному изменению, в других — ее кристаллы покрылись тонкой рудной (опацитовой) корочкой. Сильнее всего минерал разложен в центральных частях дайки.

По оптическим свойствам роговая обманка в андезитах из дайки, секущей толщу возвышенности Монастырь, и из ее апофизы является обыкновенной буро-зеленой роговой обманкой. Ее плеохроизм: Ng — буро-зеленый (от ng до ρ_1 24 по Оствальду); Nm — более буроватый; Np — светло-желтый (ngc 1).

Угол погасания в нашей роговой обманке колеблется в пределах от 10° до 14° . В одном из кристаллов было замечено зональное распределение окраски: ядро более темноокрашенное и вместе с тем оно обнаруживает несколько меньший угол погасания.

Величина угла оптических осей, судя по трем кристаллам в разных образцах, постоянная: $2V = -80^\circ$, до -82° . Величина двупреломления была измерена только в одном зерне Ng-Np = 0,021.

Мы не встречали в нашей дайке бурой базальтической роговой обманки, столь характерной для лавовых потоков и куполов. Нельзя не обратить также внимания на то, что в менее раскристаллизованных стекловатых породах в краевой части дайки и в ее апофизах роговая обманка подверглась изменению в меньшей степени, чем в центральной части.

Основная масса — ее минералогический состав и структура

В состав основной массы входят такие минералы: плагиоклаз, пироксен, магнетит, апатит, тримит и стекло.

Микролиты плагиоклаза в различных частях дайки колеблются в размерах довольно широко; в центральной части дайки они доходят до 0,15–0,30 мм в длину, а в краевых частях ее так мелки, что измеряются микронами и еле различимы при сильных увеличениях.

Состав микролитов определяется, как обычно, по углам погасания в поперечных сечениях иглочек, вытянутых по [100]. Измерялись по несколько штук, иногда до десятка в шлифе, и все измерения давали близкие цифры для угла погасания в этих перпендикулярных оси [100] сечениях (от 31° и, чаще, до 33 – 34°). Это отвечает составу лабрадора от № 61 до 65. Изредка попадаются зональные микролиты. В ядре они более основные с углом погасания в сечении \perp [100] до 37° , что отвечает № 71.

Пироксен в основной массе тех образцов, где она лучше раскристаллизована, имеет вид мелких призмочек с квадратным сечением. По заметному плеохроизму и прямому угасанию вытянутых разрезов и слабому действию на поляризованный свет среди призмочек пироксена, как будто, присутствует гиперстен, хотя в то же время можно убедиться и в наличии в основной массе клинопироксена с относительно высоким двупреломлением и большим углом погасания.

Уже было упомянуто о превращении роговой обманки в смесь пироксена, плагиоклаза и магнетита. В этих реакционных каймах клинопироксен во всяком случае преобладает, но нет полной уверенности в отсутствии в них ромбического пироксена.

Магнетит основной массы рассеян в ней в виде обычных мелких кристалликов. Апатит рассмотреть трудно среди призмочек пироксена, но его присутствие установлено не только из анализа: отдельные иголки наблюдались вросшими в полевой шпат.

Тридимит (или кристобалит) встречается в довольно значительном количестве в лучше раскристаллизованных андезитах центральной части дайки. Он неравномерно распределен в породе и часто образует небольшие мелкопластинчатые скопления, являющиеся в некоторых случаях, быть может, заполнениями пор. Они обращают на себя внимание низким показателем преломления. Такие скопления нередко нарастают на кристаллики полевого шпата (и пироксена) или как бы зажаты между ними. Их размеры, а также и размеры отдельных неделимых тридимита (кристобалита) тем крупнее, чем крупнее микролиты основной массы вообще. Вследствие мелкости табличек минерала их исследование чрезвычайно трудно. В этом отношении показательны встречающиеся субпараллельные сростки таких табличек. Они достигают размера 0,25 мм, тогда как отдельные таблички в них около 30 μ . В одном из таких сростков из табличек, расположенных примерно в плоскости шлифа, видны ромбические очертания табличек с углом около 60°. Np является острой биссектрисой не большого угла осей и направлена в данном случае перпендикулярно к шлифу, Ng лежит в остром углу ромбических очертаний табличек. Эти свойства вместе с низким преломлением и двупреломлением позволяют считать минерал за тридимит.

Стекло в основной массе редко прозрачное, иногда бесцветное; в таком виде его можно наблюдать под микроскопом. В богатых стеклом образцах оно кажется мутным от пронизывания бесчисленным количеством кристаллитов, как это видно при больших увеличениях.

Микроструктура основной массы в большинстве случаев подходит под определение гиалопилитовой, в краевых частях дайки она представляется стекловатой.

Гиалопилитовая микроструктура не вполне одинакова во всех образцах в зависимости от размеров и отчасти формы микролитов плагиоклаза, являющихся в этом случае главной составной частью основной массы. Мы указывали уже пределы колебаний размеров полевошпатовых микролитов. В зависимости от этого среди наших образцов также различаются разновидности.

а) Тип с грубогиалопилитовой, приближающейся к навитовой основной массой. Микролиты плагиоклаза в длину 0,15–0,25 мм, в толщину около 0,04 и больше. Призмочки пироксена несколько мельче, так же как и кристаллики магнетита. Стекла мало, преобладают микролиты. Относительно много кристобалита.

а') Такие же крупные и относительно короткие микролиты плагиоклаза, но много стекла. Оно кажется бурым, почти непрозрачным

при больших увеличениях и с освещением конденсором видно, что последнее зависит от густо пронизывающих стекло кристаллитов силикатов и магнетита.

б) Тонкогипопилитовая масса. Микролиты плагиоклаза мелкие, мельче 0,1 мм, чаще всего в длину 20–50 μ , а толщиной всего около 5 μ , соответственно мельче и зернышки пироксена и магнетита. Стекла мало, и оно прозрачное, так что при скрещенных николях основная масса тоже выглядит как войлок микролитов.

с) Микролиты почти такие же размером или немного мельче, но присутствуют в значительном количестве, более или менее изолируя стекло, переполненное микролитами и кристаллитами, еле различимыми при сильном увеличении. Стекло от этого кажется бурым, мутным. От этого типа мы имеем переходы к предыдущему. При скрещенных николях основная масса этих типов темная, в ней выступают довольно многочисленные, но отдельные, микролиты.

д) Значительно преобладает бурое, как бы мутное (вследствие переполняющих его кристаллитов) стекло, в котором плавают отдельные микролиты и микролиты. В скрещенных николях темная, как бы изотропная, масса с немногими отдельно различимыми микролитами. Появление в такой массе более или менее значительного числа крупных микролитов создает переход к типу а'.

е) Даже без анализатора в видимо мутной аморфной массе различаются только отдельные мелкие микролиты полевого шпата и зернышки магнетита. При больших увеличениях и достаточном освещении можно рассмотреть, что "помутнение" стекла связано с началом его девитрификации и выделения кристаллитов. В скрещенных николях структура выглядит как витрофирующая – фенокристаллы плавают в темной, не действующей на поляризованный свет массе.

ДАЙКА СКАЛЫ ИДОЛ

Скала Идол представляет собой тоже выход андезитовой дайки, торчащей над толщей пород соммы. По своим петрографическим особенностям породы этой дайки несколько отличаются от породы из жил возвышенности Монастырь.

Мы здесь тоже имеем заметную разницу во внешнем виде породы в центральной части дайки и в ее краевой зоне.

В центральной части порода светло-серая (g) со слегка буроватым оттенком. Многочисленные беловатые, размером до 2–3 мм, фенокристаллы плагиоклаза, много довольно крупных (до нескольких мм) неправильных пор. В краевой зоне основная масса породы темная (i или l), отчего беловатые или розоватые фенокристаллы плагиоклаза выделяются гораздо резче, чем в породе из центральной части.

Под микроскопом структура породы из скалы Идол довольно своеобразна для наших даек.

В центральной части жилы крупные фенокристаллы плагиоклаза заключены в массе, состоящей главным образом из коротких и толстых призмочек плагиоклаза (более крупные из которых достигают около 0,3–0,4 мм в длину и около 0,1 мм в толщину, но большая часть раза в 2–3 меньше). К плагиоклазу присоединяются в небольшом количестве пироксен (гиперстен, редко клинопироксен) в призмочках приблизительно тех же размеров, что и магнетит. Буроватого стекла сравнительно немного.

Краевая зона отличается обилием бурого стекла, которое здесь значительно преобладает над такими же крупными и короткими кристалликами плагиоклаза и пироксена, какие мы видели во второй генерации в породе центральной части дайки.

Что касается минералогического состава, то о нем мы можем судить по точным исследованиям минералов в образце из центральной части.

Фенокристаллы плагиоклаза здесь обычно в сложных альбитово-карлсбадских двойниках с нерезким зональным строением. Для ядра такого фенокристалла мы имеем координаты двойниковой оси (карлсбадский закон): $BN_g = 57,5^\circ$; $BN_m = 78^\circ$ и $BN_p = 35^\circ$, что отвечает плагиоклазу № 73. Интересно, что двойниковым швом здесь является плоскость 100, так как перпендикуляр к ней S образует: $SN_g = 71^\circ$; $SN_m = 32$ и $SN_p = 65^\circ$, вполне отвечающая координатам этого направления для № 73.

О колебании состава в зональных кристаллах дает представление ряд измерений угла погасания в сечении, перпендикулярном (100):

угол погасания ядра	40°	38°	39°
угол погасания наружной зоны	36°	33°	33°
состав ядра	78% A_n	73% A_n	75% A_n
состав наружной зоны	69%	62%	62%

Состав мелких выделений, которые скорее можно отнести по размерам ко второй генерации, однако, оказывается одинаковым с составом крупных фенокристаллов. Эти мелкие выделения также зональны, углы в сечениях, перпендикулярных (100), составляют:

в ядре	39°	38°	37°
в наружной зоне	31°	33°	30°
состав ядра	75% A_n	73% A_n	71% A_n
состав наружной зоны	58% A_n	52% A_n	56% A_n

В совсем мелких микролитах наблюдался состав, отвечающий наружной зоне более крупных кристаллов:

Углы погасания в сечении ⊥ [100]	33°	32°	33°	33°
Состав	62% A_n	60% A_n	62% A_n	62% A_n

В крупных фенокристаллах плагиоклаза зональность иногда повторная.

Моноклинный пироксен был встречен в виде фенокристалла. Его оптические свойства таковы: угол погасания $[001] N_g = 42^\circ$. Угол оптических осей (измеренный по 2 осям) в двух случаях оказался $2V = +48^\circ$ и в сумме $2V = +46^\circ$. Двупреломление $N_g - N_p = 0,028$.

Гиперстен встречается в форме мелких призмочек, в некоторых случаях лишь немного превосходящих кристаллики плагиоклаза, которые отнесены ко второй генерации. Угол оптических осей гиперстена $2V = -58^\circ$ (два измерения по двум осям) и $N_g - N_p = 0,012$.

Магнетит встречается главным образом в основной массе, но наблюдался также в виде включений в фенокристаллах гиперстена. Здесь его зернышки как бы оплавлены.

Отдельными маленькими комочками в массе породы центральной части дайки встречается мутное непрозрачное вещество.

ДАЙКА В ОБРЫВИСТОЙ СТЕНКЕ ЛЕДНИКОВОГО КАРА В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АВАЧИ

Порода в центральной части дайки представляет собой интересную разновидность по структуре.

Удлиненные фенокристаллы плагиоклаза размером от 0,5–1,0 мм, редко до 2 мм, обнаруживают зональное строение, характерна узкая наружная зона, отличающаяся от центрального ядра более, чем другие.

По углу погасания в сечении, перпендикулярном $[100]$, центральная часть – лабрадор № 65 до битовнит – лабрадора № 70.

Наружная зона имеет состав до № 50–55. Кроме нее нередка тонкая повторная зональность.

Кроме плагиоклаза, в фенокристаллах мы имеем оба пироксена и магнетит, иногда вырастающие в пироксен.

В расположении фенокристаллов заметна флюидальность.

Самое интересное в этой породе – микроструктура основной массы. Она кажется тонкой полнокристаллической микрогранулитовой, состоя из изометрических зернышек, видимо, полевого шпата размерами всего 10–15 μ . Среди нее распределены встречающиеся в небольшом количестве мелкие зернышки магнетита и пироксена. Отдельными маленькими (до 0,2 мм) пятнышками попадаются несомненные агрегаты кристобалита, иногда, как будто, мы имеем более крупные таблички тридимита. Очень может быть, что тот или другой из этих минералов примешан к полевому шпату в основной массе, но это трудно рассмотреть.

Интересное явление представляют потрескавшиеся фенокристаллы как плагиоклаза, так и гиперстена, в которых трещины заполнены слабо преломляющим и слабо двупреломляющим минералом, по внешнему виду неотличимым от тридимита или кристобалита.

Порода из краевой части дайки макроскопически красноватая, под микроскопом отличается большим количеством стекловатой основной массы, в которой, кроме фенокристаллов, рассеяны немно-

гочисленные мельчайшие тонкие микролиты плагиоклаза, еле достигающие 30–40 μ в длину, пылинки магнетита, а также мельчайшие зернышки пироксена. Основная масса пропитана бурыми окислами железа хлопьеватого вида. Фенокристаллы представлены плагиоклазом и обоими пироксенами. Фенокристаллы плагиоклаза более крупных размеров (до 2 и больше миллиметров) содержат включения стекла и зональны; более мелкие (0,5 мм) почти лишены их и почти не зональны или со слабо выраженной рекуррентной зональностью; состав отвечает приблизительно № 70.

Разнообразие размеров плагиоклазовых фенокристаллов заставляет отнести структуру к типу сериально-порфировой.

БОЛЬШАЯ ДАЙКА СЕВЕРНОГО СКЛОНА

Некоторым своеобразием по своим микроскопическим особенностям отличается серый андезит, образующий большую дайку, прорезающую северный склон соммы Авачи (Большая северная дайка).

Андезит здесь был изучен из разных частей указанной дайки. Ее выход выступает в обрыве в берегу ручья, другие выходы мы видели еще в нескольких местах и ниже и выше по склону. Своеобразная скала, — по-видимому, подобный неку отпрыск, представляет собой с петрографической точки зрения тот интерес, что здесь особенно отчетливо выступает разница во внешнем облике и структуре между центральной частью дайки (апофизы ее) и ее краевой частью.

Я опишу отдельно ту и другую разновидности андезита.

В центральной части из указанного отростка дайки и в образце из отдельного выхода дайки мы имеем светло-серую породу (глаже до е по Оствальду). Она содержит довольно много пор, достигающих размеров до нескольких миллиметров и всегда очень неправильных, но масса между порами плотная с литоидным, не трахитоидным изломом. Беловатые, несколько более светлые, чем основная масса, фенокристаллы плагиоклаза иногда нерезко выделяются среди этой массы; они довольно многочисленны. Фенокристаллы цветного минерала представлены изометрическими темными зеленовато-серыми выделениями пироксена и очень редкими более крупными черными призмами роговой обманки.

В краевой части андезит изменяет свой наружный вид. Порода здесь значительно темнее (между i и l по Оствальду); благодаря темной окраске основной массы отчетливо выступают многочисленные мелкие изометрические выделения плагиоклаза размером 1–2 мм, и наоборот, становятся мало различимыми фенокристаллы мафических минералов. Поры исчезают и порода представляется плотной с очень неровным литоидным изломом. Меняется и характер отдельности.

Под микроскопом рассматриваемые породы обнаруживают такие особенности.

По минералогическому составу их приходится отнести к рогово-обманково-пироксеновым андезитам, хотя фенокристаллы роговой обманки в них присутствуют в незначительном количестве, а в образце из краевой части они совсем не были обнаружены. Различна также и структура в образцах из внутренней и наружной части изверженного тела. Я дам характеристику породы из той и другой части отдельно.

Структура светло-серого андезита внутренней части скорее относится к типу *serpatic*, чем *doratic*. В фенокристаллах, как сказано, преобладает плагиоклаз, затем наблюдаются пироксены и очень редко роговая обманка.

Плагиоклаз порфириковых выделений в изометрических или толсто-таблитчатых кристаллах с обычным для основных плагиоклазов двойниковым строением, нередко в сложных двойниках, иногда образующих сростки. Более крупные фенокристаллы с обильными включениями стекла.

Зональное строение почти всегда наблюдается, но обычно оно выражается в присутствии одной резко очерченной узкой наружной зоны на слабо зональном ядре.

Состав ядра по углам погасания в разных сечениях отвечает основному лабрадору, периферия — андезиту. Размеры выделений разнообразны с постепенным переходом в более крупные микролиты, так что структура является в общем сериально-порфириковой, но все же существует как будто некоторый *hiatus*, отвечающий минимальному размеру фенокристаллов (0,2–0,3 мм).

В некоторых фенокристаллах плагиоклаза замечены вростки мелких иголок апатита.

Пироксены: в фенокристаллах присутствуют как моноклинный в преобладающем количестве, так и в меньшем ромбический, но и тот и другой вместе встречаются только как единичные зерна в поле зрения даже при объективе № 1 (диаметр поля зрения которого около 9 мм). Размеры зерен только в редких случаях достигают 1 мм, обычно они около 0,2 мм, в разных образцах они неодинаковы. Оба пироксена образуют иногда между собой сростки.

Магнетит первых выделений редко достигает размеров 0,2 мм в поперечнике, обычно мельче. Такие его фенокристаллы очень редки.

Роговая обманка плеохроирует в бурых тонах, но без красноватого оттенка: по N_g светло-бурый ($pg-ri$ 1–24 по Оствальду); по N_m тоже более светлый, по N_p светло-желтый (до 2).

Встреченные в одном из шлифов крупные фенокристаллы до 3–5 мм в длину сильно корродированы и оторочены обычной реакционной каемкой толщиной около 0,07 мм, в своей внутренней части — черной непрозрачной с резкой границей, подчеркнутой роговой обманкой, кнаружи переходящей в тонкие агрегаты мельчайших пироксеновых зернышек.

Угол погасания нашей роговой обманки около 10° , двупреломление N_g-N_p около 0,020.

Она больше походит на обыкновенную, чем на базальтическую роговую обманку.

Основная масса андезита из внутренней части дайки очень бедна стеклом, которое только как бы склеивает микролиты. Ее структуру можно было бы отнести к интерсертальному типу, если бы не свойственная последнему призматическая форма микролитов пироксена не накладывала свой характерный отпечаток на структурный рисунок.

Микролиты плагиоклаза крупные, но сравнительно толстые и короткие, в среднем достигают в длину 0,15 мм, ширина раза в 4 меньше, но есть и более и менее тонкие. Судя по углам погасания в сечениях, перпендикулярных одновременно (001) и (010), плагиоклаз имеет состав лабрадора № 55, а иногда и более основной.

Микролиты пироксена обладают формой вытянутых столбиков длиной 0,07–0,15 мм, раз в 5–6 или больше превышающей толщину. Очень редко попадаются призмочки, гаснущие под большим углом; в большинстве случаев погасание прямое и минерал, вероятно, надо отнести к орто-пироксену.

Магнетитовые зернышки присоединяются в небольшом относительно числе к силикатам, образуя с ними основную массу. Размеры их всего около 20 μ в поперечнике. Местами магнетит и пироксен образуют небольшие скопления, в которых магнетит преобладает в центральной части и пироксен снаружи. Может быть, здесь мы имеем остатки совершенно диссоциированных небольших фенокристаллов амфибола.

Необходимо, наконец, отметить присутствие в основной массе рассматриваемой породы маленьких (0,1–0,5 мм) участков, образованных мелкочешуйчатыми агрегатами, вероятно, кристобалита, который выделяется своим низким преломлением. Сами неделимые чрезвычайно мелки (около 10 μ), участки их неправильной формы.

Стекло, входящее в состав основной массы, буроватое и прозрачное.

Более темный андезит из краевой части дайки под микроскопом обнаруживает отличие, главным образом, в составе и структуре основной массы. Здесь более крупные микролиты плагиоклаза, такие же, как в породе из центральной части дайки, уже вполне разделены один от другого стеклом, густо запыленным магнетитом, так что при малых увеличениях оно кажется непрозрачным. Благодаря такой запыленности при беглом взгляде на эту основную массу породы под микроскопом остаются незаметными рассеянные в ней зернышки магнетита и призмочки пироксена, в присутствии которых легко убедиться, применяя более сильные увеличения. Однако все же, как будто, пироксена здесь меньше, чем в основной массе породы из средней части дайки, и, несомненно, призмочки его мельче. Что касается фенокристаллов в породе, то существенной разницы не заметно.

ДАЙКИ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Выходы даек на восточном склоне возвышенности Монастырь не столь отчетливы, как на южном склоне. На остром хребтике между восточным и южным склонами отдельные небольшие скалы торчат среди осыпей рыхлого пирокластического материала. На восточном склоне такие выходы вытягиваются в виде гребня.

Сравнивая породу из выходов по упомянутому хребту с породами описанной большой дайки возвышенности Монастырь, мы едва ли можем указать какие-нибудь существенные отличия. Так же как и в большой дайке, центральная часть и приконтактовая отличаются своей окраской: именно, первая несколько светлее.

Под микроскопом мы наблюдаем ясную разницу между структурой породы в центральной и в краевой частях жилы.

В центральной части мы имеем типичную гиалопилитовую микроструктуру основной массы: обильные микролиты плагиоклаза длиной около 80 μ образуют действительно "пропитанный стеклом войлок", в состав которого входят также многочисленные зернышки магнетита и менее обильные — пироксена. Отдельными пятнышками, не резко отграниченными от окружающей массы, — агрегаты мелких зернышек — чешуек кристобалита.

В основной массе краевой части жилы стекло значительно преобладает над микролитами, микролиты большей частью значительно более мелкие, бурое стекло обильно пронизано вторичными окислами железа, иногда становится совсем непрозрачным.

В отношении размера фенокристаллов плагиоклаза и их общего облика существенной разницы нет: мы имеем одинаково, с одной стороны, более редкие фенокристаллы, достигающие 2,5 мм в сложных двойниках, обычно отчетливо зональные, с другой — более мелкие, величиной 0,7–0,9 мм, но более многочисленные. Фенокристаллы цветного минерала представлены главным образом гиперстеном с обычным плеохроизмом. Они также неодинаковых размеров, большую часть измеряются десятками миллиметра. Гиперстеновые призмы иногда образуют звездчатые сростки. Кроме гиперстена в значительно меньшем количестве присутствует и авгит в коротко-столбчатых мелких кристалликах, иногда двойниках. Магнетит в относительно крупных зернах (около 0,1 мм) также представляет фенокристаллы. Он встречается вросшим в пироксене.

В образце из центральной части жилы наблюдаются под микроскопом опалитовые псевдоморфозы по фенокристаллам роговой обманки небольших размеров, хотя в куске есть призмы цветного минерала, имеющие очертания амфибола, до 5 мм в длину.

В одном из образцов из краевой части встречено зернистое скопление из пироксена, плагиоклаза и магнетита, имеющее общее ромбовидное очертание поперечного разреза роговообманкового кристалла размером 2,5 × 1,6 мм и состоящее из зернышек размером около 30 μ , у краев более крупных. В этой псевдоморфозе можно

было подсчитать относительное количество пироксена - 59,0%, плагиоклаза - 31%, магнетита - 10%. Из пироксенов в фенокристаллах преобладает авгит, составляющий около 80% всего количества пироксена.

В породе центральной части жилы наблюдалось маленькое (около 1 мм в поперечнике) гомеогенное включение с полнокристаллической микроструктурой основной массы, состоящей из микролитов плагиоклаза и изометрических зернышек пироксена. Очень похожую картину петрографических особенностей породы дало также исследование образцов из гребня, выступающего вдоль восточного склона возвышенности Монастырь. Светло-серая порода центральной части жилы у краев интрузивного тела становится темной (и даже темнее), в связи с чем темные выделения цветного минерала становятся менее заметными, а фенокристаллы плагиоклаза выступают резче. В самом контакте заметна флюидальная текстура в расположении многочисленных, но более мелких фенокристаллов плагиоклаза. Поверхность куска, взятого из контакта, обращенная к боковой породе, имеет светло-бурую (желто-серую) окраску.

Макроскопическое исследование показывает, что разница заключается главным образом в основной массе. Фенокристаллы, за исключением прилегающих к самому контакту, одинаковы, величиной в 2-3 см.

Фенокристаллы плагиоклаза размером около 0,5-2,5 мм, с обычным зональным строением более крупных выделений, часто с рекурренцией, принадлежат битовниту.

В альбитовом двойнике $BN_g = 45^\circ$; $BN_m = 60^\circ$; $BN_p = 60^\circ$, что отвечает № 89; $2V =$ около -80° .

В сечении их, перпендикулярных к $[100]$, в ядре мы имеем угол погасания 43° , что отвечает № 89, а более кислая наружная зона с углом погасания 38° представляет собой битовнит - лабрадор № 73. В других фенокристаллах мы имеем углы в ядре 42° и в кислых тоже $36-37^\circ$, что отвечает № 85 и № 69-71. В мелких фенокристаллах породы как будто несколько кислые: ядро $37-38^\circ$ и наружная зона $38-35^\circ$, что отвечает соответственно № 71-73 и № 63-67.

Микролиты же плагиоклаза имеют в этой породе состав № 67-69, судя по углу погасания в поперечных сечениях, равному $36-35^\circ$.

Фенокристаллы явно плеохроичного ортопироксена (гиперстена) преобладают над клино-пироксеном, иногда попадаются сростки того и другого. В орто-пироксене определен $2V = -70^\circ$, $\rho > V$ и $Ng-Np = 0,014$.

Магнетит в зернах размером 0,1-0,2 мм, редко крупнее, является третьим минералом, встречающимся в фенокристаллах.

Основная масса в центральной части дайки обладает гялопидиловой структурой, бедной стеклом, почти пилотакситовой, из тонких микролитов плагиоклаза длиной до 0,1 мм и зернышек пироксена и магнетита, измеряющихся $10-20 \mu$; стекло только кое-где можно разглядеть между микролитами. Как будто в ничтожном количестве кое-где присутствует кристобалит.

В краевой части дайки, наоборот, стекло бурое и ставшее почти непрозрачным от пронизывающих его окислов железа, содержит немало мелких микролитов плагноклаза, флюидално расположенных, лишь кое-где удается рассмотреть зернышки пироксена и магнетита. По виду при скрещенных николях структуру породы скорее всего следует назвать витрофировой.

БАЗАЛЬТОВЫЕ ДАЙКИ СОММЫ

Слоистая толща соммы, как мы видели, рассечена дайками не только андезита, но и базальта. Но лишь в одном очень трудно доступном месте, и то не вполне ясно, можно было видеть, как дайки андезита, по-видимому, пересекают дайку базальта. С другой стороны, пересечение базальтами андезитовых потоков соммы является фактом бесспорным. Относя появление андезитовых даек частью уже к возобновлению вулканической деятельности после первой фазы эффузивного цикла, я склонен связывать базальтовые дайки вообще с верхними излияниями соммы, сохранившимися еще на вершине "соммы в районе скалы Кутха", в восточной ее половине, где эта связь очевидна. Наше описание мы начнем именно с пород этих даек.

БАЗАЛЬТОВЫЕ ДАЙКИ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СОММЫ

Как наиболее типичный пример, я опишу дайку, обнаженную во внутренней части соммы Авачи и пересекающую тело соммы в северо-северо-восточном направлении (около 75°) с отвесным падением. Мощность этой дайки около 2,5–3 м, кверху она утончается и ее мощность там всего около 0,3 м.

В этой дайке хорошо различаются центральная часть и краевые. В первой порода несколько светлее и с остроугольно-полиэдрической отдельностью, а в кривой части жилы породы потемнее, а отдельность становится плитчатой. Мы более подробно описывали эту жилу, и я не буду повторять это описание. Коснусь только петрографических особенностей.

Порода дайки представлена базальтом, очень типичным для наших даек. В центральной части жилы порода макроскопически имеет эвпорфировую структуру: в очень тонкозернистой серой (по Оствальду) основной массе, в которой еле можно различить невооруженным глазом более крупные кристаллики полевого шпата, выделяются фенокристаллы оливина зелено-желтого, иногда светло-бугольно-зеленого цвета; размеры их большей частью не более 1 мм, но иногда достигают нескольких миллиметров.

В некоторых образцах основная масса чуть потемнее. Иногда на обветренных поверхностях отдельных частей она принимает буроватый оттенок, здесь изломы оливиновых кристаллов делаются непрозрачными от вишнево-красной корочки гематита.

Под микроскопом можно видеть, что структура породы из центральной части дайки полнокристаллическая и в большей части эвпорфировая. Иногда фенокристаллы плагиоклаза, постепенно уменьшаясь в размерах, образуют серию кристаллов и резкое различие между двумя генерациями этого минерала ступенчато вытекает. Тогда типичная эвпорфировая структура становится менее ясной.

В виде фенокристаллов мы встречаем в породе оливин, плагиоклаз и авгит. Оливин в хорошо образованных кристаллах обычной формы.

Иногда зерна оливина слегка округлой формы, но, пожалуй, не более, чем пироксены, и эта округлость в данных породах мало типична.

Размеры порфировых выделений оливина от 0,3 до 1-3 мм. Из включений в оливине замечен только рудный минерал (магнетит) в хороших кристалликах размером около 0,05 мм. Оливин бесцветен и свеж.

В нем определены двупреломление $N_g - N_p = 0,036$ и угол оптических осей $2V = 88^\circ$, нередко спайности.

По количеству оливин порфировых выделений уступает плагиоклазу, но его больше, чем клино-пироксена.

Заслуживает быть отмеченным довольно частое обрастание фенокристаллов оливина венчиками из мелких зернышек клино-пироксена.

Плагиоклаз фенокристаллов в обычных голстобабличатых по (010) формах в сложных двойниках чаще всего по альбитовому и карлсбадскому законам. Фенокристаллы нередко зональны, причем наружные зоны неширокие, но правильные и хорошо выраженные. В центральной части обычно довольно обильные включения помутневшего стекла. Исследование фенокристаллов дало такие результаты.

1. Ядро зонального фенокристалла, двойник по карлсбадскому закону: $BN_g = 64^\circ$; $BN_m = 31^\circ$; $BN_p = 74^\circ$; угол осей $2V$ около -81° - отвечает составу анортита № 90.

2. Наружная зона в другом фенокристалле, карлсбадский двойник: $BN_g = 57^\circ$; $BN_m = 79^\circ$; $BN_p = 35^\circ$; $2V = +80^\circ$ - отвечает составу битовнита № 74. Тот же результат дает измерение по спайности M (010): $MN_g = 38^\circ$; $MN_m = 62^\circ$; $MN_p = 66^\circ$.

3. Углы погасания в сечении $\perp [100]$ и состав, им отвечающий, дали в двух исследованиях зерен гакой результат:

	угол погасания	состав №
a - ядро	42°	85
a' - наружная зона	37°	71
b - ядро	42°	85
b' - наружная зона	35°	67

Результаты показывают, что в общем плагиоклазовая часть этих базальтов намного отличается от плагиоклаза менее основных пород.

Фенокристаллы клино-пироксена обычно меньшего размера, чем оливина и плагиоклаза (около 0,5 мм и меньше). Это обычные ко-

рогко-призматические кристаллы, нередко с двойниковыми вростками. Они хорошо отличаются от оливина уже по своей заметной буровой окраске. Обычная спайность по (110) большей частью хорошо выражена.

Для клино-пироксена определены тонкие контакты: угол погасания $[001] N_g = 42^\circ$; угол осей $2V = +54^\circ$ (по двум осям) и двупреломление $N_g - N_p = 0,024$.

Магнетит только редко встречается в кристалликах более крупных (до 0,1 мм), которые можно рассматривать как порфиновые выделения.

Основная масса, как сказано, полнокристаллическая микродоле-риговой (интергранулярной или полнокристаллически-интерсертальной) структуры. Микролиты плагиоклаза достигают в длину 0,1–0,2 мм при толщине меньшей раза в 4–5. Между ними располагаются зернышки клино-пироксена размером 0,02–0,05 мм и, наконец, кристаллики магнетита, не превышающие 0,05 мм. Количество пироксена в основной массе не меньше, чем плагиоклаза; магнетита значительно меньше.

Из вторичных изменений можно заметить только легкие пленки окислов железа по трещинкам в цветных минералах.

Краевая часть дайки образована базальгом с более плотной на вид и более темной (1) основной массой. Под микроскопом можно проследить переход от полукристаллической структуры основной массы к почти целиком стекловатой. Структура породы всегда эвпорфировая; в виде фенокристаллов мы находим те же оливин, плагиоклаз и клино-пироксен. Размеры фенокристаллов также существенно не отличаются от того, что в центральной части. Как будто бы несколько меньше относительное количество выделений оливина, но оно колеблется в разных образцах, и с уверенностью судить об этом трудно.

Основная масса промежуточного гиа представляет собой стекло, в котором обильно рассеяны мелкие микролиты плагиоклаза размером от 0,025 до 0,05 мм в длину, соответствующие им мелкие зернышки клино-пироксена, довольно сильно действующие на поляризованный свет, и обильные мелкие пылинки магнетита, благодаря которым при малых увеличениях основная масса породы кажется почти непрозрачной.

В еще менее раскристаллизованной краевой части дайки мы имеем основную массу, представляющую собой сильно окрашенное и в большей своей части непрозрачное стекло с редкими и тонкими микролитами плагиоклаза, в толщину достигающими иногда всего 2–3 μ , и редкими же мелкими зернышками клино-пироксена.

Отметим нередко наблюдающиеся в образцах из краевой части жилы гломеропорфиновые сростки выделений авгита или иногда оливина.

Следует отметить некоторые особенности боков жилы, которые можно было наблюдать в этом обнажении. Как мы уже видели, в краевой части дайки порода приобретает гонкоплигчатую отдель-

ность. При пересечении дайкой аггломератного слоя наблюдались апофизы – затеки от дайки в прослое аггломератов, причем форма этих затеков указывает на вязкость лавы; они представляют собой тупые остротки с закругленной поверхностью. Наружная поверхность дайки при пересечении аггломерата покраснела и содержит впаянные мелкие корочки аггломерата.

В других частях дайки, пересекающих лавовые потоки, краевая часть почти черного цвета. Наружная поверхность имеет морщинистый вид и как бы борозды скольжения в почти вертикальном направлении, свидетельствующие, вероятно, о продолжающемся движении в жиле, когда лава в ней уже стала достаточно вязкой.

БАЗАЛЬТОВАЯ ЖИЛА ВО ВНУТРЕННЕЙ ЧАСТИ СОММЫ АВАЧИ ОКОЛО СКАЛЫ КУТХИ

Другое прекрасное обнажение дайки базальта видно южнее описанного. Здесь дайка пересекает тело соммы в направлении NE около 50° ; она тоже почти вертикальная, местами падает под углом 80° , мощность ее от 3 до 4 м. Подобно тому, как и в предыдущей жиле, здесь мы можем отличить центральную часть с угловато-полиэдрической отдельностью и краевую с плитчатой отдельностью.

Порода, образующая центральную часть дайки, – такой же серый базальт с выделениями оливина, какой мы видели в описанном выше обнажении.

Под микроскопом сериально-порфировая структура с рядом разных размеров минералов хорошо выражена. Основная масса полнокристаллическая микроклеритовой структуры. В расположении фенокристаллов – следы флюидальности. Размеры выделений и зернышек основной массы такие же, как в описанном выше базальте. Не останавливаясь дальше на описании этой породы, приведу только оптические константы и состав минералов.

Фенокристаллы плагиоклаза.

1. Зональный кристалл, двойник по закону $\perp [001]$ во (010), т.е. сложному альбитово-карлсбадскому: ядро BNg = 67° ; BNm = 27° ; BNp = 76° ; 2V = -84° , состав № 95, наружная часть BNg 72° ; BNm 32° ; BNp = $64,5^\circ$; 2V = $+84^\circ$ состав № 71.

2. По спайности M (010) в таком же фенокристалле получены такие цифры: ядро MNg = 45° ; MNm = 62° ; MNp = 59° , что отвечает № 90, наружная зона MNg = $37\ 1/2^\circ$; MNm = 61° ; MNp = 68° , что отвечает № 71.

3. Очень интересный тройник по альбитовому, карлсбадскому и бавенскому законам был исследован в фенокристалле в том же базальте с несколько более тонкозернистой основной массой.

	BNg	BNm	BNp	2V	Состав №
Альбитовый двойник	$37,5^\circ$	64°	65°	-	75
карлсбадский "	58	80°	34°	-	75
бавенский "	$6,5^\circ$	$87,5^\circ$	$84^\circ +$	83°	74

		BNg	BNm	BNp	$\%An$	
B_{1-2}	$= 1(021)$	$6,5^\circ$	$87,5^\circ$	84°	74	$83^\circ +$
B_{1-3}	$= 1[001]$	68°	80°	34°	75	
B_{2-4}	$= 1(010)$	$37,5^\circ$	64°	65°	75	

4. По углам погасания в сечении $1[100]$ в фенокристаллах найдено:

	Угол погасания	Состав №
a - ядро	43°	88
a' - наружная зона	37°	71
b - ядро	41°	81
b' - наружная зона	37°	71

Исследование фенокристаллов оливина дало: угол осей $2V = -86^\circ$ и $Ng-Np = 0,037$.

Для порфириковых выделений клино-пироксена имеем: угол погасания $[001]$ $Ng = 42^\circ$ (в нескольких зернах), угол осей $2V = +53^\circ$ и $+55^\circ$, двупреломление $Ng-Np = 0,025$ (две призмы в разных зернах).

В основной массе определению поддается состав микролитов плагиоклаза по углам погасания в поперечных перпендикулярных $[100]$ сечениях:

Угол погасания	36°	37°	36°	37°	37°
Состав №	69	71	69	71	71

Следует отметить некоторые особенности микроструктуры краевой части этой дайки. Здесь она отличается от микроструктуры центральной части жилы не появлением значительного количества стекла, как это мы видели раньше, а уменьшением размеров микролитов; размеры их здесь порядка $0,025$ мм. Микродолеритовый тип структуры (в смысле взаимных отношений минералов) сохраняется. Отметим также наблюдающееся в этом шлифе разложение оливина с поверхности и по трещинкам с выделением окислов железа, а также встречающиеся скелетные формы оливина.

Размер фенокристаллов в этой части дайки редко превышает $0,5$ мм.

В числе образцов из этой жилы мы имеем такой, в котором наблюдалось сравнительно редкое в наших базальтах замещение оливина иддингситом (или бовлингитом). Этот буро-зеленый слюдообразный минерал в виде тонкочешуйчатых, нередко параллельно чешуйчатых агрегатов замещает оливин по трещинкам, а иногда замещает и значительные участки его кристаллов, образуя даже псевдоморфозы по ним. Процесс этот неодинаково захватывает разные зерна оливина, и иногда можно видеть развитие пучков этого минерала в основной массе породы. В остальном порода совершенно свежа. Образование этого иддингсита нельзя приписывать процессам вторичных изменений породы, и оно, вероятно, связано с воздействием на породу магматической воды.

ДАЙКА БАЗАЛЬТА НА ВНЕШНЕЙ СТОРОНЕ СОММЫ В НАЛЫЧЕВСКОМ КАРЕ КАСКАДНОГО ЛЕДНИКА

Интересный пример базальтовой дайки соммы представляет собой дайка, выступающая на наружном склоне соммы к востоку от скалы Быки. Она прорезает здесь как потоки лавы, входящие в состав соммы, так и слои перемежающихся с лавами пирокластических отложений. Мощность этой дайки около 1,5–2 м. Центральная часть обладает параллелепипедальной отдельностью, краевые части – плитчатой. Микроскопическое исследование обнаружило такие изменения в породе, следуя от центральной ее части к краевой:

а) В центральной части основная масса порфировой породы обладает полнокристаллической основной массой того же типа, как в центральной части других таких даек. В этой массе обильные фенокристаллы плагиоклаза (в среднем около 0,5 мм, часто до 1 мм) имеют форму толстых лейст и расположены флюидально. Обычное двойниковое строение и часто зональность. В исследованном зональном двойнике по альбитовому и карлсбадскому законам, для координат двойниковой оси по карлсбадскому закону получено: ядро $BNg = 56,5^\circ$; $BNm = 86^\circ$; $BNp = 34^\circ$, состав № 83; наружная часть $BNg = 57^\circ$; $BNm = 80^\circ$; $BNp = 35^\circ$, состав № 75.

Размеры выделений плагиоклаза переменчивы, образуя целую серию; также изменчивы и размеры выделений оливина и пироксена. Большинство их около 0,3–0,5 мм, но некоторые достигают 1 мм и больше.

Для этой породы характерно значительное развитие зеленоватого идингсита, замещающего оливин с образованием типичных петельчатых псевдоморфоз. Идингсит обнаруживает яркие поляризационные цвета; замещая оливин, он образует или спутанно-чешуйчатые, или параллельно пластинчатые ("волокнистые") псевдоморфозы. Окраска минерала зеленая до буровато-зеленой слабый плеохроизм (примерно от $ig\ 24$ до $ie1$).

Идингсит, или подобный ему минерал, главным образом замещает оливин, но изредка развивается и в основной массе и в грешниках фенокристаллов клино-пироксена.

Из констант оливина определено только $Ng-Np = 0,034$. Зерна оливина иногда оплавлены и обросли мелкими кристалликами клино-пироксена.

Фенокристаллы клино-пироксена нередко с двойниковыми вросками по (100), в обычных формах и с хорошо развитой призматической спайностью. Исследование фенокристаллов его дало: угол погасания $[001] Ng = 42^\circ$; угол осей $2V = +50^\circ, +51^\circ$ и $+52^\circ$ и двупреломление $Ng-Np = 0,028$.

Фенокристаллов магнетита незаметно, но в основной массе довольно много кристалликов этого минерала размерами около 0,02–0,04 мм. Главные минералы основной массы – плагиоклаз и пироксен, взаимные отношения которых создают облик интергранулярной (полнокристаллически-интерсергальной) структуры. Размеры зернышек порядка 0,02–0,05 мм.

б) В образце из краевой части дайки, но не из самого контакта с вмещающей породой, базальт обнаруживает следующие отличия от того, что мы видим в центральной части. Фенокристаллов здесь вообще несколько меньше. В особенности обращает на себя внимание отсутствие более крупных фенокристаллов оливина и клино-пироксена. Далее бросается в глаза почти полное разложение оливина с образованием псевдоморфоз из талькоподобного или слюдоподобного минерала, слабо окрашенного; он отличается от идингситового минерала из образца центральной части именно слабой окраской, иногда еле заметной желтовато-зеленой. При этом по периферии и по трещинам внутри псевдоморфоз выделяются окислы железа.

Основная масса породы более тонкого строения, чем в центральной части дайки; размеры микролитов примерно раза в два мельче. Кроме того, здесь в основной массе больше магнетита (может быть, гематита, выделившегося при окислении).

с) Образец из самого контакта обладает еще менее раскристаллизованной основной массой. Здесь она главным образом состоит из стекла, ставшего почти непрозрачным от выделившейся окиси железа. Только в небольшом количестве в этом стекле плавают мелкие микролиты плагиоклаза. Лейстовидные или призматические фенокристаллы плагиоклаза мелкие; большей частью меньше 0,5 мм.

Оливин весь разложен, превращаясь в псевдоморфозы чешуйчатого строения, сложенные идингситом (или бовлингитом). Светлого грязно-зеленоватого цвета с довольно высокими цветами поляризации. Окислы железа выделяются по периферии и по бывшим в оливине трещинам.

В породе много мелких пор, округлых или с извилисто-округлыми контурами, выполненных, по-видимому, тем же грязно-зеленым идингситоподобным минералом, который замещает оливин, но он здесь развивается, облекая концентрически стенки пустот одним или несколькими слоями, причем внутри слоев чешуйки нарастают, располагаясь перпендикулярно слою (поверхности пустоты). В центральной части выполнения к спутанному тонкочешуйчатому агрегату примешивается какое-то мутное неопределимое вещество. Иногда оно преобладает в выполнении и только прорезано тонкими прозрачными жилками из идингситоподобного минерала.

ДАЙКА НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СОММЫ

Выходы этой дайки сильно засыпаны лапиллями, так что картина ее залегания не вполне ясна. Слагающий ее базальт схож по микроструктуре основной массы с описанными выше породами, но отличается отсутствием фенокристаллов плагиоклаза, чем и заслуживает некоторого внимания. Я ограничусь краткой характеристикой породы из центральной части дайки.

Фенокристаллы в породе представлены главным образом оливином. Они обычно размером 0,3–0,4 мм, нередко больше. Оливин в кристаллах обычной формы со слабо развитой спайностью. Минерал

свеж, и только иногда по периферии выделяются окислы железа. В оливине определен угол осей $2V = -83^\circ$ (по двум осям) и двупреломление $N_g - N_p = 0,034$. Редко встречаются фенокристаллы клино-пироксена; в нем определены угол погасания $[001] N_g$ около 45° и $2V = +53^\circ$ (обе оси). Немного фенокристаллов магнетита (около 0,1 мм в поперечнике). Общее количество выделений оливина, пироксена и магнетита составляет примерно 12-15%.

Основная масса полнокристаллическая, микродиабазовая с характерными офитовыми отношениями между плагиоклазом и пироксеном. Размер призмочек плагиоклаза в длину около 0,1 мм (и до 0,2 мм), в ширину не более 0,02 мм. В них хорошо видно двойниковое строение. Измерение углов погасания в поперечных разрезах, перпендикулярных к $[100]$, дало такие их значения и соответственно состав микролитов:

угол погасания	39°	39°	40°	37°
состав №	75	75	78	71

В клино-пироксене, входящем в виде ксеноморфных зерен в состав основной массы, удалось смерить угол оптических осей в грех зернах, наблюдая выходы обеих осей. Получено $2V = +53^\circ, +52^\circ, +52^\circ$.

Рассеянные в основной массе кристаллики магнетита достигают всего около 0,01 мм в поперечнике. Они хорошо образованы.

ЖИЛА БАЗАЛЬТА (ИЛИ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТА) НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ СОММЫ

На северном склоне соммы западнее холмика Мею выступает изпод засыпавших ее лапиллей дайка базальта (может быть, андезито-базальта) мощностью всего около 1,5 м, крутопадающая на северо-запад и простирающаяся в направлении СВ 40° . Она имеет ясные закаленные зоны толщиной по 20 см. В середине дайки базальт серый (между i и l), плотный, со слабо различимыми невооруженным глазом призмочками полевого шпата с субпараллельным расположением. Кроме того, заметны фенокристаллики зеленоватого оливина размером 1-2 мм. В краях дайки порода темнее (n), отчего менее выступают более свежие серые фенокристаллы полевого шпата (около 0,5 мм, редко больше). Заметна пористость породы; поры вытянутые, мелкие. В их вытянутости и расположении фенокристаллов параллельно бокам жилы выражена флюидальная текстура.

Под микроскопом видна резко выраженная флюидальная текстура и в центральной части жилы. Коротко-призматические фенокристаллы плагиоклаза размером 0,3-1,0 мм, чаще всего около 0,5 мм, располагаются по направлению течения, так же как и микролиты. Фенокристаллы, как обычно, зональные и иногда с зональным включением стекла. Кроме плагиоклаза в числе фенокристаллов мы видим кристаллики оливина размером 0,1-0,2 мм, редко крупнее. Их углы обыкновенно закруглены и покрыты гонкой корочкой (тол-

шиной около 0,01 мм) рудного минерала. Такая корочка, однако, отсутствует в тех случаях, когда оливин оброс снаружи пироксеном, как гиперстеном, так и клино-пироксеном. Особенно поучителен пример, когда оливиновый фенокристалл оброс пироксеном; только с одной стороны — там, где его поверхность осталась свободной, она покрыта корочкой рудного минерала.

Фенокристаллы пироксенов несколько крупнее, чем оливиновые, причем, как обычно, призмы гиперстена более удлинены, чем выделения авгита. В гиперстене ясно заметен плеохроизм. Клино-пироксен не плеохроичен. Порфиновые выделения магнетита редкие и мелкие.

Основная масса породы полнокристаллическая, гонкозернистая. Присутствие стекла можно подозревать местами только в ничтожном количестве. Наиболее крупными в основной массе являются микролиты плаггиоклаза, достигающие в длину до 0,1 мм и даже больше, толщина их обычно не более 0,01–0,02 мм. Много и более мелких микролитов. Призмочки пироксена в основной массе обычно в длину около 0,025 мм, а зернышки магнетита редко больше 0,01 мм.

Макроструктуру трудно уложить в какой-либо из характерных типов: она приближается к пилотакситовой, но плаггиоклазовые микролиты разьединены группами более мелких зернышек феррических минералов.

В краевой части жилы микроструктура основной массы является гялопилитовой, относительно богатой стеклом и с флюидальной текстурой. Стекло стало почти непрозрачным от выделения окислов железа. Микролиты мелкие и тонкие, длина их в среднем около 0,05 мм.

Фенокристаллы плаггиоклаза того же в общем облика, как в центральной части дайки, но их здесь меньше.

Если там количество фенокристаллов составляло около 50% породы, то здесь оно не более 30%. Фенокристаллы оливина несколько (почти вдвое) крупнее, с явными следами коррозии, но без той опацитовой корочки, какую мы видели на них в центральной части дайки. В числе фенокристаллов пироксена встречаются относительно крупные (до 1 мм и больше) оплавленные выделения клино-пироксена, отсутствовавшие в образце из центральной части жилы. Вообще выделений пироксена очень немного. Тонкие выделения магнетита трудно рассмотреть в малопрозрачной основной массе; во всяком случае они мелкие.

Исследование оптических свойств минералов в этой породе дало такие результаты:

Фенокристаллы плаггиоклаза.

1. Карлсбадский двойник: ядро $BN_g = 51^\circ$; $BN_m = 90^\circ$; $BN_p = 39^\circ$ отвечает составу № 90; наружная зона $BN_g = 57^\circ$; $BN_m = 79^\circ$; $BN_p = 35^\circ$ отвечает составу № 74; $2V = +85^\circ$.

В том же кристалле в наружной части по спайности $M(010)$ $MN_g = 40^\circ$; $MN_m = 60^\circ$; $MN_p = 66^\circ$ отвечает составу № 75.

2) По углам погасания в сечениях 1 [100]:

	Угол погасания	Состав №
а) ядро	42°	85
наружная зона	37°	71
б) ядро	42°	85
наружная зона	36°	69

В микролитах плагиоклаза в тех же сечениях найдены:

Угол погасания	37°	33°	38°	37°	36°	37°
Состав	71	62	73	71	69	71

В клино-пироксене были измерены только: угол погасания [001] $N_g = 43^\circ$ и $2V = \text{ок. } +58^\circ$; в оливине найдены $2V = -88^\circ$ и $N_g-N_p = 0,033$.

Как видим из этих измерений, минеральный состав этой дайки не отличается от ранее рассмотренных, несмотря на некоторое отличие в микроструктуре.

ЖИЛА ИЗ СЕВЕРНОГО БОРТА АВАЧИНСКОГО КАРА

Эта дайка пересекает здесь вулканическую брекчию, входящую в состав соммы и образованную иногда очень крупными глыбами и кусками среди другого пирокластического материала. Базальтовая дайка пересекает эти брекчии с север-северо-восточным ($25^\circ, 30^\circ$) простиранием, круто падая на восток, и имеет мощность около 1 м.

Порода, ее образующая, базальтового облика, нейтрально-серого цвета с желтоватым или зеленоватым оттенком. Она имеет вид несвежей, уже подвергшейся выветриванию породы. На поверхности кусков — краснеет.

Структура породы эвпорфировая вследствие присутствия крупных (иногда до 5 мм) вкрапленников пироксена, в сравнительно небольшом количестве рассеянных в массе породы, в которой невооруженным глазом можно разглядеть также и мелкие лейсточки полевого шпата. Заметна флюидальная текстура породы, особенно в краях жил, выражающаяся в расположении пор, вытягивающихся в настоящие щелевидные пустотки. Порода распадается на плитки поперек жилы, и в поперечных их изломах видна полосчатость в окраске — то желтоватой, то зеленоватой. Эта полосчатость совпадает с направлением жилы.

Исследование породы под микроскопом обнаружило, что она представляет собой интересный пример безоливиновых жильных базальтов Авачи. Характер породы несколько различен в центральной части дайки и вблизи ее краев.

В центральной части, как обычно, порода гораздо лучше раскристаллизована. Главные ее составные части — основной плагиоклаз (около № 85, судя по углам погасания в симметричной зоне), моноклинный пироксен присутствует в двух генерациях.

Фенокристаллы плагиоклаза достигают в длину до 1, редко 2 мм. Они в виде обычных сложных двойников, чаще всего альбитовых и карлсбадских (наблюдается также бавенский закон) и с нередко выраженным по периферии кристаллов зональным строением. Форма кристаллов — толстые лейсты. Фенокристаллы клино-пироксена, обладающие буроватой окраской, достигают иногда и более крупных размеров — от 2 до 5 мм. Крупные выделения обнаруживают следы оплавления: они округлены.

В основной массе размеры лейст плагиоклаза (№ 75) в среднем около 0,3 мм в длину и раза в 4–5 меньше в толщину, но много более мелких кристалликов. Соответственно уменьшаются и размеры зернышек клино-пироксена (от 0,05 до 0,1 мм); кристаллики магнетита имеют размеры около 0,03 мм. Кроме этих минералов в основной массе присутствует в значительном количестве (около 20%) зеленый хлоритоподобный минерал с относительно высоким двупреломлением, образующий гонкочешуйчатые агрегаты, заполняющие промежутки между кристалликами. Только как исключение попадаются формы, напоминающие псевдоморфозы по фенокристаллам какого-то минерала.

В очень небольшом количестве между кристаллами полевого шпата и пироксена основной массы зажато бурое стекло, густо запыленное рудным минералом. Возможно, что хлоритовый минерал развивается главным образом на месте этого стекла.

Плагиоклазовые кристаллики располагаются в основной массе субпараллельно, и структура ее имеет вид грубо-пилотакситовой или долеритовой (интергрунулярной).

В краевых частях дайки мы видим под микроскопом такие же кристаллики плагиоклаза и пироксена, как в основной массе центральной части, но они разделены здесь большим количеством (до 50% всей массы) стекла, почти ставшего непрозрачным от густой пыли рудного минерала.

Хлоритоподобный минерал здесь образует иногда явные псевдоморфозы, по всей вероятности, по оливину, но в виде небольших кристалликов. В других местах как будто бы тот же минерал замещает клино-пироксен.

БАЗАЛЬТОВАЯ ДАЙКА ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

В своем месте были описаны базальтовые дайки, рассекающие, наряду с дайками андезита, эффузивно-пирокластическую толщу возвышенности Монастырь.

Наиболее значительная дайка имеет мощность около 1,5 м. Как и во всех других подобных случаях, порода дайки в ее центральной части и у краев отличается по структуре и внешнему облику. В центральной части порода имеет серую окраску (1), с несколько желтоватым оттенком, обусловленным развитием тонких агрегатов зеленовато-желтоватого гонкочешуйчатого минерала, выполняющего поры, и пленок лимонита. В серой массе видны мелкие (до 1 мм), но

многочисленные более светлые фенокристаллы полевого шпата, кое-где выделения пироксена и многочисленные поры неправильные, но с закругленными очертаниями; размеры их достигают 0,5 см, редко больше; заметна вытянутость в направлении дайки.

Уже в 0,5 м от контакта основная масса породы становится гемнее и на вид плотнее. Пор гораздо меньше и они мельче. Фенокристаллы полевого шпата такие же, как и в центре дайки. У самого контакта порода дайки почти черная, плотная, афанитовая; поры отсутствуют; порфиновые выделения плагиоклаза наряду с выделениями цветного минерала как будто в меньшем количестве, чем в центральных частях дайки.

Микроскопическое изучение обнаружило такие особенности породы в разных частях дайки.

а) Центральная часть. Крупные фенокристаллы оливина редки; вещество оливина сохранилось только в виде остатков среди замещающего его, то бледно окрашенного, то более темного грязно-зеленовато-желтого минерала пластинчатого (слодообразного) с высоким двупреломлением. Более мелкие выделения оливина целиком превращены в псевдоморфозы из этого минерала. Этот же вторичный минерал или более бурый (от пропитывающих его окислов железа) выстилает стенки пор. Размеры крупных выделений оливина — несколько миллиметров. Фенокристаллы плагиоклаза в виде толстых таблиц и клино-пироксена в обычных коротких призмах достигают 1 мм. По количеству пироксен в выделениях значительно уступает плагиоклазу. Фенокристаллы плагиоклаза в обычных двойниках и с нерезким зональным строением и часто обильными зонально расположенными включениями стекла. Исследование их дало такие результаты:

1) альбитовый двойник, ядро зонального кристалла $BNg = 43,5^\circ$; $BNm = 61^\circ$; $BNp = 61^\circ$; отвечает № 85; $2V = -86^\circ$;

2) в сечениях, перпендикулярных $[100]$, определены:

	угол погасания	состав №
а) ядро	42°	85
наружная часть	41°	80
б) ядро	42°	85
наружная часть	38°	73
в) ядро	43°	88
наружная часть	40°	78

Для фенокристаллов клино-пироксена был определен только угол оптических осей $2V = +52^\circ$ (по обоим осям). Основная масса породы, состоящая из микролитов плагиоклаза, пироксена, магнетита и некоторого количества стекла, имеет местами типичную интерсервальную микроструктуру, местами структура переходит в гиалопилитовую или, при субпараллельной ориентировке плагиоклазовых микролитов, в пилотакситовую. Микролиты плагиоклаза имеют в длину около 0,1 мм, а толщину в 5–10 раз меньше. О составе их можно судить по углам погасания в поперечных, перпендикулярных

[100], сечениях.

угол погасания	36°	38°	37°
состав №	69	73	71

Зерньшки авгита в среднем около 0,02 мм. Флюидальная текстура развита слабо, только местами.

б) Образец в 0,5 м от контакта. Что касается фенокристаллов, то в общем они таковы же, как в центральной части. Заметно флюидальное расположение порфировых вкрапленников плагиоклаза. Основная масса отличается от той, которую мы видели в центральной части, несколько большей гонкостью микролитов и плагиоклаза, имеющих вид иголочек и главное — отчетливым их флюидальным расположением. Микроструктура принимает явный пилотакситовый облик. Разложение оливина выражено так же, как и в центральной части дайки.

с) Образец у контакта жилы с гуфами. Здесь порода уже резко отличается от того, что мы видели в двух предыдущих случаях. В отношении фенокристаллов можно отметить разнообразие размеров порфировых выделений плагиоклаза (в среднем около 0,5 мм). Оливин в большинстве случаев совершенно свеж и лишь в некоторых зернах подвергается замещению желтовато-зеленым идингситовым (слодообразным) минералом.

Пироксеновые вкрапленники обычно некрупные, обращают на себя внимание сростки таких порфировых выделений. Реже попадаются фенокристаллы клино-пироксена более крупных размеров, достигающие 2 мм.

Основная масса представляет собой стекло, почти ставшее непрозрачным от выделившихся окислов железа, в котором только в незначительном количестве выделились мелкие иголки плагиоклаза (около 0,05 мм в длину) и зерньшки пироксена. Флюидальность почти не выражена ни в расположении микролитов, ни в расположении порфировых выделений.

Я не буду описывать породу других даек возвышенности Монастырь, — в общем они довольно близки к описанным, отличаясь обыкновенно несколько меньшим количеством цветных минералов и деталями микроструктуры.

ЛАВЫ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ САРАЙ И МОНАСТЫРЬ

Возвышенности Сарай и Монастырь представляют собой две части отрога Авачи, образующие вместе сектор соммы, претерпевший нарушение своего первоначального положения и спустившийся как грабен между двумя радиальными сбросами.

Понятно поэтому, что лавы и пирокластические продукты возвышенностей Сарай и Монастырь по существу не отличаются от таких же образований других частей соммы. Мы здесь дадим только их краткую характеристику в связи с теми разрезами толщи соммы, обнаженными на возвышенностях Сарай и Монастырь, которые были изучены.

Среди потоков этих пород отсутствуют такие базальты, какие мы наблюдали в самом верху восточной части соммы и особенно в дайках, пересекающих эту часть. Однако была встречена дайка базальта, пересекающая толщу возвышенности Монастырь.

Лавовые потоки представлены авгитово-гиперстеновыми андезитами и частью андезито-базальтами, с несколько более основным плагиоклазом и с появляющимся, наряду с пироксенами, оливином в фенокристаллах. Такие же породы мы уже видели в других частях соммы.

По наружному виду здесь (как и в других местах) сильнее различаются лавы, застывшие в разных условиях, чем лавы, застывшие при одинаковых условиях (хотя и отличающиеся по составу). Как уже отмечено, в средних частях потоков мы имеем обычные серые плотные эвпорфировые породы относительно светлого цвета. Более стекловатые разности обычно более пористые и более темного цвета. Наконец, явления окисления и выпадения при этом окиси железа обуславливают возникновение красноватых тонов, особенно отчетливых в шлаковых аггломератах.

Последовательность отдельных потоков мы пытались проследить, поднимаясь по гребню возвышенности Сарай с левой стороны Сарайного ручья, в нескольких местах пересекая как восточный, так и западный склоны возвышенности Монастырь.

РАЗРЕЗ ПО ОТРОГУ ВОЗВЫШЕННОСТИ САРАЙ

На высоте (по барометру) от 1020 м кверху почти до 1100 м среди осыпей и пирокластических образований выступают андезитовые лавы; в плотных разновидностях из центральных частей потоков

они имеют серый цвет (i-1). По внешнему виду и по структуре это довольно типичные представители пород, какие мы наблюдали в других частях соммы.

Под микроскопом мы имеем богатую фенокристаллами плагиоклаза породу, в которой фенокристаллы цветных минералов представлены как гиперстеном, так и клино-пироксеном; оливин среди порфировых вкрапленников отсутствует. Немного магнетита.

Исследования фенокристалла плагиоклаза в сложном двойнике, для сложного альбитово-карлсбадского закона, $1[001]$ во (010) , дали такие координаты: ядро $BNg = 72^\circ$; $BNm = 29^\circ$; $BNp = 67^\circ$, состав № 78; наружная зона $BNg = 76$; $BNm = 33$; $BNp = 62$, состав № 65.

Размеры наиболее крупных фенокристаллов плагиоклаза не превышают 2 мм.

В фенокристалле гиперстена определены: угол $2V = -72^\circ$ и $Ng-Np = 0,012$. Клино-пироксен характеризуется сравнительно небольшим углом оптических осей $2V \sim +50^\circ$. Размеры выделений пироксенов, как обычно, значительно меньше выделений плагиоклаза.

Тип структуры сериально-порфировый, в большинстве случаев вкрапленники составляют не менее 50% всей массы породы.

Структура основной массы, состоящей из плагиоклаза, клино-пироксена, магнетита и буроватого стекла, в разных образцах варьирует. Обычно микролиты плагиоклаза относительно крупные и мало-вытянутые, но в более богатых стеклом разновидностях формы их более вытянуты. Состав плагиоклаза микролитов отвечает № 58-64, судя по углам погасания в поперечных сечениях, т.е. $1[100]$, от 31 до 34° .

Размеры микролитов также переменчивы, и в сущности нет резкой границы, которая разделяла бы кристаллы плагиоклаза по размерам на две или несколько отчетливо обособленных генераций.

То же самое мы можем сказать и относительно клино-пироксена.

Почти во всех шлифах более или менее ясно проявляется флюидальность породы в расположении минералов.

На высоте около 1110 м, т.е. несколько выше по гребню, выступает более светлый андезит. Обнажения не настолько ясны, чтобы можно было с уверенностью судить, образует ли он такой же поток, как нижележащие, или это выходы дайки или другой интрузивной массы. Петрографически эта порода заметно отличается от предыдущих прежде всего тем, что в числе фенокристаллов в ней появляется и роговая обманка; а в основной массе присутствует кристобалит.

Под микроскопом мы имеем эвпорфировую породу с 30% вкрапленников.

Фенокристаллы плагиоклаза в толстотаблитчатых кристаллах размером 1-1,5 мм, редко до 2,5-3 мм, обнаруживают тонкое зональное строение и обычные сложные двойники; зонально располагающиеся включения стекла необычны. Состав плагиоклаза порфировых

выделений, судя по измерениям оптической ориентировки по отношению к полюсу спайности по (001) - P, определяется таким образом: ядро $PNg = 52,5^\circ$; $PNm = 55^\circ$; $PNp = 58^\circ$; состав № 69; наружная зона $PNg = 53^\circ$; $PNm = 51^\circ$; $PNp = 61^\circ$, состав № 63.

Угол оптических осей меняется от $+85^\circ$ в центральной части кристалла до $+84^\circ$ в его наружной зоне.

Цветные минералы в фенокристаллах представлены главным образом пироксенами, - как моноклинным, так и ромбическим. В небольшом числе присутствуют фенокристаллы роговой обманки и магнетита.

Ромбический пироксен преобладает над моноклинным; его кристаллы достигают 1,5-2 мм в длину, имеют обычные призматические формы и слабый плеохроизм: по Ng - зеленоватый и по Np буро-розоватый. Двупреломление минерала $Ng-Np = 0,012$.

Небольшие фенокристаллы клино-пироксена нередко обнаруживают полоски двойниковых вростков. Минерал в короткостолбчатых кристаллах слегка окрашен в буровато-зеленоватый цвет и неплеохроичен. Определены были также оптические константы: угол погасания $[001] Ng = 43^\circ 2V = +50^\circ$ и $Ng-Np = 0,024$.

Нужно заметить, что некоторые фенокристаллы клино-пироксена обнаруживают зональное строение. В наружной зоне увеличивается угол погасания и понижается двупреломление.

Фенокристаллы роговой обманки подвергаются с наружной стороны разложению с образованием тонкозернистых каемок из магнетита и пироксена, причем иногда магнетит образует внутреннюю кайму, а пироксен наружную. Небольшие фенокристаллы часто целиком опацифицированы, в более крупных (1 мм и больше) в центральной части сохранилось ядро роговой обманки. Оно принадлежит к виду обыкновенной роговой обманки с зелеными тонами плеохроизма: по Ng - оливково-зеленый, по Nm - буровато-зеленый и по Np - зеленовато-желтый. Абсорбция $Ng=Nm > Np$. Угол погасания $[001] Ng = 11^\circ$ и угол оптических осей $2V = -78^\circ$; двупреломление $Ng-Np$ около 0,020.

Ранние выделения магнетита, достигающие 0,1 мм, редко немного большей величины, попадают включенными в фенокристаллах всех других минералов.

Основная масса породы тонкой гиалопилитовой структуры, но бедная стеклом. В противоположность лавам, описанным выше, совершенно резкий перерыв отделяет полевошатовые вкрапленники от микролитов по их размерам и форме. Мы имеем здесь типичные микролиты в виде вытянутых призмочек. Размеры микролитов плагиоклаза достигают 0,05-0,1 мм в длину, редко встречаются более крупные. Состав их, судя по углам погасания в поперечных сечениях $31-33^\circ$, отвечает лабрадору № 58-62. Такого же примерно размера и призмочки пироксена (моноклинного). Плагиоклазовые и пироксеновые микролиты вытянутые; длина превышает обычно толщину не меньше чем в 5 раз. Кристаллики магнетита основной массы чаще всего от 0,005 до 0,01 мм. Отдельными участками среди основной массы, достигающими в поперечнике 0,1-0,3 мм, встречаются скопления

зернышек кристобалита с характерным "черепитчатым" строением, размеры неделимых около 0,01 мм. Их легко узнать по этому строению и низкому показателю преломления минерала

Стекло, присутствующее в основной массе, свежее и бесцветное.

По находению в фенокристаллах роговой обманки и в основной массе кристобалита порода эта походит на ту, которая образует дайки на склоне возвышенности Монастырь. В данном случае, как уже отмечено, ее залегание недостаточно ясно.

По гребню отрога, выше выходов только что описанного андезита, опять появляется сначала выход такого же андезита, какой мы видели внизу, а выше он сменяется рядом чередующихся с пирокластическим материалом потоков серых, содержащих оливин андезитобазальтов, подобных тем, которые мы видели, например, на внутреннем склоне восточной части соммы.

По внешнему виду эти лавы почти не отличаются от тех, которые мы видели внизу гребня и которые не содержат оливина. Это такие же серые (i-l по Оствальду) породы с многочисленными выделениями плагиоклаза и более редкими - цветного минерала. В некоторых образцах, где на выветрелых поверхностях фенокристаллы пироксена особенно хорошо видны, можно подметить, что они несколько более обильны, чем в андезитах внизу отрога, но вообще количество выделений цветного минерала подвержено колебаниям.

Макроскопическое исследование обнаруживает большую близость этих пород с упомянутыми оливин-содержащими андезитобазальтами с восточной соммы.

Эта близость прежде всего сказывается в присутствии совершенно таких же, вообще некрупных, фенокристаллов оливина с тонкой оторочкой магнетита снаружи и с таким же характером основной массы, бедной стеклом и состоящей из тонких микролитов плагиоклаза, пироксена и относительно обильного магнетита. Некоторые образцы этих лав с отрога возвышенности Сарай, с одной стороны, и с восточной части соммы - с другой микроскопически совершенно неотличимы. В других есть некоторые отличия, но они того же порядка, как различия в структуре разных частей одного и того же потока, и сводятся к некоторой разнице в размерах микролитов, разной степени совершенства их флюидального расположения и т.д.

В сопровождающих эти серые лавы красноватых аггломератах мы имеем шлаковатые, сильно пористые куски лавы, богатые стеклом, ставшим непрозрачным и не содержащим настоящих микролитов. Любопытно, что в имеющемся образце такого шлака оливина не наблюдается.

Исследование типичного серого оливин-содержащего андезитобазальта дало такую оптическую характеристику входящих в его состав минералов.

Фенокристалл плагиоклаза зональный дан для альбитового двойника: ядро $BN_g = 45^\circ$; $BN_m = 62,5^\circ$; $BN_p = 55,5^\circ$; наружная зона $BN_g = 36^\circ$; $BN_m = 64^\circ$; $BN_p = 66^\circ$.

Соответственно углы погасания в сечении, перпендикулярном для ядра 43° и для наружной зоны 37° . Угол оптических осей в ядре $2V = -84^{\circ}$ и -82° . Это все указывает на то, что в ядре мы имеем анортит № 92-94, а в наружной зоне № 70.

Микролиты плагиоклаза обнаруживают такие углы погасания в сечениях перпендикулярно $[100]$: 38° , 35° , 34° , 35° , что отвечает составу № 72, 67, 65, 67.

Для оливина определено двупреломление $Ng-Np = 0,034$, а для гиперстена $Ng-Np = 0,012$ и $2V = -68^{\circ}$. Порода обладает серийно-порфировой структурой.

Таковы типичные представители этих лав в центральных частях потоков. В верхних их частях, а иногда и по всей мощности потока встречаются также более темные и пористые разновидности. В некоторых случаях поры распределены не равномерно, а полосами, параллельно общему направлению флюидалности породы.

РАЗРЕЗ ПО ВОСТОЧНОМУ СКЛОНУ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ ПРОТИВ СКАЛЫ БУДДА

Изучение этого разреза общей мощностью около 200 м не обнаружило какой-либо правильности в изменениях состава участвующих в его строении лав. Все они относятся в сущности к одному и тому же типу андезитов и содержат в числе фенокристаллов цветных минералов как гиперстен, так и моноклинный пироксен. В некоторых случаях появляются в небольшом числе фенокристаллы оливина, но такие породы, содержащие оливин, наблюдались как в самом верху разреза, так и внизу его. Среди верхних потоков были встречены лавы, почти тождественные содержащим оливин серым андезит-базальтам других частей соммы. В них мы видим такие же маленькие выделения оливина с тонкой оболочкой рудного минерала и также основную массу с повышенным против обычного содержанием мелких зернышек магнетита и в лучшем раскристаллизованных разновидностях, более светлых (*i* по Оствальду) с тонкой гиалопилитовой структурой с ничтожным количеством стекла. Макроскопически такие разновидности довольно плотные, они содержат только небольшое количество и большей частью очень мелких (доли миллиметра) пор. Были изучены два образца таких лав из середины потоков, находящихся в средней части разреза, один выше другого метров на 70.

Макроскопически они очень близки. В нижнем потоке только лучше заметны более крупные фенокристаллы как плагиоклаза, так и пироксенов. Фенокристаллы плагиоклаза достигают тут 3 мм, в верхнем потоке они не превышают 1 мм.

Под микроскопом и в той, и в другой породе мы имеем серийно-порфировую структуру, но с довольно резким разрывом в размерах полевых шпатов при переходе к основной массе, особенно в образце из нижнего потока. В образце из верхнего потока в шлифе

присутствуют несколько фенокристаллов оливинна, в типичных формах с прямоугольными и ромбическими разрезами, с округленными углами и с тонкой магнетитовой корочкой; наибольшее из таких выделений имеет около 0,3 мм в поперечнике.

Пироксеновые фенокристаллы в обоих образцах представлены как клино-пироксеном, так и гиперстеном, причем последний решительно преобладает в образце нижнего потока. Его призмочки здесь несколько крупнее, обычной формы, нередко крестообразные двойники.

Ранние выделения магнетита присутствуют одинаково в обоих образцах, будучи иногда вросшими внутри пироксенов. Немного отличается и структура основной массы.

В обоих случаях мы имеем дело с гиалопилитовой (андезитовой) структурой с тонкими вытянутыми микролитами плагиоклаза, но эти микролиты в одном случае (внизу) явственно видны, имея в длину в среднем около 0,05 мм и в толщину около 0,005 мм, а в другом случае (вверху) они еще более тонки и только некоторые из них достаточно различимы. При небольших увеличениях основная масса кажется мутной вследствие многократного налегания мельчайших микролитов и полевого шпата, и пироксена и в меньшем количестве — магнетита.

Исследование оптических свойств минералов, образующих породы (в нижнем потоке), дало такие результаты: зональный фенокристалл плагиоклаза, двойник по сложному альбитово-карлсбадскому закону, \perp (001) во (010) ядро $BN_g = 70^\circ$; $BN_m = 30^\circ$; $BN_p = 68^\circ$; $2V = +88^\circ$; наружная зона $BN_g = 74^\circ$; $BN_m = 33^\circ$; $BN_p = 62^\circ$; $2V = +85$, откуда можно заключить, что состав ядра отвечает № 78, а наружной зоны № 67.

В микролитах плагиоклаза, там, где удавалось измерить угол погасания в поперечных сечениях, \perp [100] он оказался равным 35° , 33° , 32° , что отвечает № 66, 62 и 60.

Для пироксенов были получены константы только в фенокристаллах: для гиперстена $2V = -68^\circ$ и $Ng-Np = 0,015$; для клино-пироксена [001] $Ng = 44^\circ$; $2V = +56^\circ$ и $Ng-Np = 0,027$.

Темные и пористые разновидности лав отличаются, как обычно в таких случаях, только меньшей раскристаллизованностью основной массы. В исключительных случаях это выражается в том, что уменьшается число микролитов и между ними ясно видно присутствие изотропного прозрачного бурого стекла; обыкновенно же основная масса в таких разновидностях под микроскопом представляется мутной, как бы пропыленной зернышками рудного вещества, между которыми проглядывают мельчайшие микролиты — призмочки полевого шпата и пироксена.

Привожу результаты произведенных оптических исследований минералов.

Фенокристалл плагиоклаза зональный, но без полисинтетической стриховки. Определены координаты спайности P (001): ядро $PN_g' = 47^\circ$; $PN_m = 63^\circ$; $PN_p = 57^\circ$; $2V = +88$; состав № 77;

наружная зона $PNg = 52^{\circ}$, $PNm = 54^{\circ}$; $PNp = 58^{\circ}$; $2V = +84$,
состав № 67.

Микролиты, угол погасания в сечении 1 $[100]$ 34° , 33° и 31° , что отвечает №65, 63, 58.

Гиперстен имеет $2V = 64^{\circ}$ и $Ng-Np = 0,013$. Клино-пироксен с углом погасания $[001]$ $Ng = 43^{\circ}$, $2V = +54^{\circ}$ и $Ng-Np = 0,020$.

Мы видим, как и следовало ожидать, что различия здесь такого порядка, что могут быть число случайными, тем более что образцы происходят не из одного погоска.

Только в самой нижней части склона возвышенности Монастырь встречен выход лавы несколько более темной, зеленовато-серой со своеобразной отдельностью в виде "пирожков", которая кажется несколько более основной породой, хотя оливина и не содержит. Мы имеем здесь гиперстеново-авгитовый андезит, богатый порфировыми включениями плагиоклаза и пироксенов. Серийно-порфировая структура с несколькими генерациями как плагиоклазовых, так и пироксеновых выделений. Наиболее мелкие из них имеют уже вид микролитов, хотя не очень тонких. Наиболее крупные фенокристаллы плагиоклаза богаты включениями стекла. Размеры наиболее крупных выделений достигают 3 мм.

Зеленоватый оттенок окраски породы обусловлен развитием в ней тонкочешуйчатых хлопьевидных скоплений грязно-зеленого хлоритоподобного минерала. Последний вследствие мелкости трудно поддается исследованию. Двупреломление относительно высокое ($Ng-Np = 0,015$, может быть, до $0,020$), оптический знак по удлинению положительный, плеохроизм еле заметный. Похож на делессит.

Этого минерала несколько больше в центральной части кусков, на которые порода распадается по отдельности. Тут же вместе с хлоритовым минералом попадает и кальцит, участвующий вместе с хлоритом в образовании, по-видимому, псевдоморфоз по цветному минералу. Наружная часть полиэдров отдельности менее изменяема.

Исследование главных первичных минералов породы дало такие же оптические свойства.

Зональный фенокристалл плагиоклаза с повторным, меняющимся составом зон и с сложным двойниковым строением обнаружил такие изменения в составе:

Ядро, альбатово-карлсбадский двойник

$BNg = 68,50$; $BNm = 29^{\circ}$; $BNp = 71^{\circ}$; $2V = -84^{\circ}$

Состав отвечает № 84.

Средняя наиболее кислая зона, альбитовый двойник

$BNg = 37^{\circ}$; $BNm = 63,5^{\circ}$; $BNp = 71,5^{\circ}$; $2V = 80$ и $+82^{\circ}$,
что отвечает № 60.

Наружная более основная зона, альбитовый двойник

$BNg = 43^{\circ}$; $BNm = 60,5^{\circ}$; $BNp = 62,5^{\circ}$; $2V = -84^{\circ}$, отвечает № 85.

Микролиты плагиоклаза дают такие углы погасания в поперечных сечениях $\perp [100]$ и состав:

углы погасания	38°	36°	37°	34°
состав №	73	69	70	65

Для моноклинного пироксена в фенокристаллах найдено: угол погасания $[001] Ng = 44^\circ$; $2V = +53^\circ$ и $Ng-Np = 0,030$; для гиперстена - $2V = -68^\circ$ и $Ng-Np = 0,014$. Как будто порода отличается несколько большей основностью плагиоклаза.

РАЗРЕЗ ПО ЗАПАДНОМУ ОТРОГУ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Довольно подробно удалось проследить последовательность лав, поднимаясь по примыкающему к возвышенности Монастырь с западной стороны отрогу, находящемуся почти против скалы Одинокой. Здесь, как мы уже видели в геологическом описании, можно было проследить толщу мощностью более 200 м. Здесь имеется тоже ряд потоков, чередующихся с пирокластическими образованиями. В каждом из потоков внешний облик и частью петрографические особенности: лав, как обычно, зависят от положения в теле потока. В целом повторяются те же типы светло-серых плотных, более или менее ясно порфировых разновидностей с фенокристаллами беловатого полевого шпата и темного пироксена. В более пористых разновидностях порода имеет более темную окраску, а в аггломератах, обнажающихся обыкновенно в основании потока, - характерный красный обожженный вид.

В центральной части одного из потоков взят образец светло-серого (g) андезита, имеющего, как оказалось под микроскопом, полнокристаллическую основную массу. Это относительно редкая разновидность андезитов Авачи вообще.

Макроскопически это светлая (g) сероватая порода, в которой заметны беловатые фенокристаллы полевого шпата, самые крупные из которых достигают обычно 2 мм, и темные коротко-столбчатые выделения пироксена почти такого же размера (иногда покрупнее, до 3 мм), но менее многочисленные. Порода плотная, с неровным изломом.

Под микроскопом мы имеем сериально-порфировую породу с размером фенокристаллов плагиоклаза, снижающимся до 2 мм (от 0,1-0,2 до 4 мм). Они представляют собой, как обычно, сложные двойники по различным законам (альбитовый, карлсбадский, манебахский и др.) с зональным строением, иногда повторным, хорошо выраженным в более крупных выделениях; в мелких - обычно только одна наружная тонкая зона. Состав центральных частей фенокристаллов отвечает битовниту, наружной зоны - лабрадору.

Фенокристаллы пироксена представлены главным образом гиперстеном и в меньшем числе клино-пироксеном. Размеры того и дру-

гого также колеблются в довольно широких пределах, таких же, как для полевого шпата. Магнетит первых выделений в хороших, но часто оплавленных кристаллах не превышает, как правило, 0,1 мм в поперечнике. Он встречается включенным и внутри фенокристаллов других минералов. Вместе с ними и более мелкими его зернышками в числе включений в плагиоклазе наблюдаем и апатит.

Основная масса породы обращает на себя внимание прежде всего своей микроструктурой. Это тонкая микрокристаллическая масса, совсем не содержащая стекла. Входящие в ее состав кристаллики плагиоклаза и клино-пироксена вообще не имеют вида вытянутых призматических микролитов. Скорее это более или менее изометрические зернышки. Второй существенной особенностью основной массы является присутствие в ней небольшого количества кварца. Его отдельные неправильно очерченные пятна, размером до нескольких десятых миллиметра, представляют собой "губчатые" зерна пойкилитового кварца, склеивающего обильно переполняющие его кристаллики плагиоклаза, а также пироксена и магнетита (он так тонок, что с трудом удается установить его одноосность и положительный оптический знак). Кварц явно отличается в шлифе от плагиоклаза по более низкому показателю преломления. Следует отметить, что иногда такие выделения кварца попадают около фенокристаллов плагиоклаза совершенно в таких же формах, в каких мы наблюдаем в наших породах кристобалит.

Около некоторых плагиоклазовых микролитов, вросших в таком кварце, замечены тончайшие корочки полевошпатового вещества с показателем преломления ниже, чем у кварца; возможно, что это санидин.

Как было упомянуто в геологическом описании, в массе потока описанного андезита встречаются линзообразные участки бурого цвета.

Под микроскопом они отличаются от серого андезита присутствием заметного количества стекла прозрачного бесцветного или буроватого, часто запыленного точечными включениями. Вторая отличительная особенность породы этих бурых участков — опацизация вокруг кристаллов фемических минералов. В крупных фенокристаллах гиперстена и частью авгита этот процесс приводит к образованию только непрозрачной темной каймы (корочки); более мелкие кристаллики часто целиком подверглись такому замещению непрозрачным рудным веществом. Гиперстен подвергается гораздо сильнее этому разложению, чем клино-пироксен; непрозрачные корочки на нем в несколько раз толще, чем на последнем.

В отношении общего облика структуры, размеров и количества фенокристаллов, мало вытянутых очертаний микролитов и т.д. бурые лавы с гемикристаллической структурой обнаруживают много общих черт с серыми полнокристаллическими.

Исследование оптических свойств минералов в этом потоке лавы было выполнено для образца из бурого участка. В образце фенокристалл плагиоклаза зональный: в ядре для сложного альбито-карлсбад-

ского двойника, т.е. по l $[0,01]$ во (010) имеем: $BNg = 68,5^\circ$; $BNm = 28^\circ$; $BNp = 73,5^\circ$; $2V = -86^\circ$, состав № 88; в наружной зоне, в альбитовом двойнике $BNg = 36,5^\circ$; $BNm = 60^\circ$; $BNp = 71^\circ$; $2V = +80$, состав № 60.

Для микролитов плагиоклаза углы погасания в сечении, перпендикулярном $[100]$, и соответственно состав определяется так:

углы погасания	34°	31°	32°
состав №	64	58	60

Исследование моноклинного пироксена в фенокристаллах дало: угол погасания Ng $[001] = 41^\circ$; $2V = +580$; $Ng-Np = 0,026$; для гиперстена определено только $Ng-Np = 0,012$.

Что касается других лав этого разреза, то мы отметим следующее.

В самом нижнем из обнажающихся по склону потоков среди фенокристаллов в тонкопористой бурой лаве верхней части потока встретились местами остатки роговой обманки, окруженные широкой темной непрозрачной каймой. Роговая обманка оранжево-бурая, типа базальтической роговой обманки с малым углом погасания и высоким двупреломлением. Главным цветным минералом, встречающимся в виде фенокристаллов, является гиперстен, в меньшем количестве среди них присутствует клино-пироксен. Гиперстен также подвергся опацификации, но лишь в виде тонкой корочки, облегаящей его кристаллы. Клино-пироксен не затронут этим процессом.

В отношении структуры порода относится к распространенному среди андезитов Авачи типу, характеризующемуся сериально-порфировой структурой; богата вкрапленниками плагиоклаза, достигающими до 2 мм в диаметре, редко больше. Призмы гиперстена до 1 мм, клино-пироксена — иногда крупнее. Микролиты плагиоклаза в основной массе относительно крупные (до 0,1 мм в длину) и вытянутые; кроме них и отвечающих им по размерам микролитов пироксена, часто опацифицированного, и магнетита, в стекле обильны еще более тонкие кристаллические образования, вероятно, те же минералы. Порода сильно пористая.

В центральной части этого потока лава совершенно плотная, серая (i-), с более светлыми фенокристаллами плагиоклаза и более темными — авгита. Под микроскопом мы видим структуру, почти тождественную со структурой лавы из верхней части потока; нет только пористости. Резкое различие здесь имеется в характере опацификации цветных минералов. Здесь также была роговая обманка, но она разложена полностью; более мелкие ее фенокристаллы превращены в непрозрачные "опацифовые" псевдоморфозы, иногда с тонкозернистыми пироксеновыми каемочками, а более крупные — в характерные тонкозернистые псевдоморфозы из магнетита, пироксена и плагиоклаза, с зональным распределением этих минералов: магнетит обиден в некоторой средней зоне, наружная каемочка пироксеновая, а в центре более крупные плагиоклазы. Размер зернышек в таких псевдоморфозах порядка 5-10 μ .

В этом образце лавы были исследованы и константы порообразующих минералов.

Фенокристалл плагиоклаза зональный, в полисинтетических двойниках по альбитовому закону дал: для ядра $BNg = 45^{\circ}$; $BNm = 59^{\circ}$; $BNp = 60,5^{\circ}$; $2V = -88^{\circ}$; для внешней зоны $BNg = 36^{\circ}$; $BNm = 62,5^{\circ}$; $BNp = 71^{\circ}$; $2V = +84^{\circ}$, что отвечает составу в ядре № 86 и в наружной зоне № 67. Фенокристаллы пироксенов: гиперстен $2V = -69^{\circ}$; $Ng-Np = 0,014$; клино-пироксена $2V = +48^{\circ}$; $Ng-Np = 0,028$ и угол погасания $Ng [001] = 41^{\circ}$.

В обнажениях лав выше по склону (высоты около 1350 м) авгитово-гиперстеновый андезит в форме светло-серой, почти плотной, обнаруживающей только редкие и мелкие поры разновидности, — очень походит только что описанную. В шлифе из этой породы также встречена псевдоморфоза по роговой обманке. Здесь она особенно типична. Мы имеем поперечный разрез, проходящий в несколько косом направлении и имеющий очертания ромба с диагоналями 1,8x0,9 мм. В центральной части небольшое ядро (0,4–0,15 мм) из толстых призмочек плагиоклаза и пироксена (до 0,1 мм в длину), среди них виден только один кристаллик магнетита; далее идет зона тонкозернистая (длина зерен не более 0,01 мм, ширина 0,15 мм), состоящая главным образом из пироксена и магнетита, и, наконец, наружная зона толщиной около 0,1 мм, состоящая из пироксена в сравнительно крупных (0,05–0,1) зернышках.

Порода, заключающая такую псевдоморфозу, относится к распространенному типу наших андезитов. Она богата порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза, из которых только немногие превышают 1 мм; вкрапленники богаты включениями стекла. Фенокристаллы пироксена, как моноклинного, так и ромбического, более мелкие, чем выделения плагиоклаза, часто сростаются в группы; в небольшом количестве — мелкие фенокристаллы магнетита. Основная масса скорее интерсертальная, чем гиалопилитовая. Кое-где, главным образом в интестициях, между кристалликами и в виде отдельных пятнышек (размеры до 0,1–0,12 мм) — зернышки агрегата кристаллита; попала также табличка тридимита (размер 0,2 мм) со свойственным этому минералу низким показателем преломления и низким двупреломлением; при помощи гипсовой пластинки нетрудно убедиться в оптически отрицательном характере удлинения.

Непосредственно на этом сером андезите располагается слой пористый, красно-бурый с аггломератовым сложением. Он кажется верхней окисленной пористой частью того же потока.

Под микроскопом мы видим здесь сильную пористость породы и преобладание стекла в основной массе. Поры занимают 30–50% поверхности шлифа, размер их до 3 мм в поперечнике; форма очень неправильная; извилистые, но закругленные контуры. Эта часть лавы состоит примерно из 30%, или даже больше, порфиrowых выделений плагиоклаза пироксенов, магнетита, спорадически оливина и бурого, местами непрозрачного стекла, в котором плавают редкие микролиты. Они представлены главным образом призмочками пла-

гиоклаза, в длину достигающими до 0,1 мм и относительно толстыми; еще меньше более мелких иголок полевого шпата; в небольшом также числе присутствуют и микролиты пироксена.

Заслуживает внимания нахождение редких фенокристаллов оливина. В шлифе попалось три таких зерна – от 0,2 до 0,6 мм величиной, частью оплавленных и разлагающихся с выделением окислов железа.

На еще большей высоте (около 1375–1400 м) серая лава с мелкими не очень обильными порами в центральной части потока, содержит много фенокристаллов плагиоклаза, но, будучи почти такого же серого цвета, как вся масса породы, она выделяется только по своим слайным плоскостям. Мало заметны и фенокристаллы цветного минерала.

Под микроскопом эта лава, относящаяся по структуре к обычному типу наших авгитово–гиперстеновых андезитов, характеризуется присутствием в числе фенокристаллов оливина, хотя и в очень небольшом количестве – несколько зерен в шлифе; некоторые с характерными венчиками у зернышек клино–пироксена.

Обильные фенокристаллы плагиоклаза в этой лаве в ядрах своих представлены битовнитом № 85, микролиты плагиоклаза представлены лабрадором № 65.

В виде фенокристаллов мы имеем и моноклинный, и ромбический пироксен, а также небольшое число кристаллов магнетита. Микроструктура основной массы преимущественно интерсертального типа. Местами, где побольше стекла, видно, что это стекло имеет мутный, как бы запыленный, вид. Характерно присутствие в основной массе порядочного количества относительно тонких (длина раз в 6 больше толщины) призмочек плагиоклаза размером около 0,1 мм в длину. Однако это несколько другой тип микроструктуры, чем в тех оливиновых андезито–базальтах, которые мы видели в восточной части соммы, и мы не можем говорить о полном тождестве этих лав.

РАЗРЕЗ ПО СЕВЕРО-ЗАПАДНОМУ СКЛОНУ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ

Этот разрез был осмотрен при спуске по направлению к холму, известному под названием "Сахарной головы". Мы опишем встреченные лавы в обратном порядке – снизу вверх.

Здесь, на склоне, довольно сильно закрытом осыпями, самый нижний поток выступает на высоте примерно 1090 м. Лава в его центральной части плотная, светло–серая, сверху становится несколько пористой и принимает красноватый оттенок. Под микроскопом эта лава оказывается оливин–содержащим гиперстеново–авгитовым андезитом или андезито–базальтом. Фенокристаллы плагиоклаза обычно 1–2 мм величиной, толстотаблитчатые, в обычных сложных двойниках. Развито зональное строение из тонких, частью

перемежающихся зон, оно, как обычно, особенно отчетливо видно в сечениях, близких к (010). В ядре состав доходит до битовнита, в наружной зоне до лабрадора. По зонам располагаются довольно обильные включения стекла.

Фенокристаллы пироксенов, как моноклинного, так и ромбического, в общем такой же величины, как и плагиоклазовые, но встречаются в меньшем числе. При этом они ясно обнаруживают обычные для них различия формы: моноклинный пироксен в более толстых призмах и в общем в более крупных кристаллах. Часты двойниковые вроски. Фенокристаллы пироксенов чаще образуют сростки, чем выделения плагиоклаза.

Кроме пироксенов, среди фенокристаллов цветных минералов присутствует в небольшом количестве оливин. Его кристаллы доходят до 1 мм величиной; попался один фенокристалл даже до 2 мм. Своей бесцветностью они резко выделяются среди окрашенных пироксенов. Вокруг некоторых выделений оливина и по трещинам — непрозрачное рудное вещество, иногда в тонких келифитоподобных прорастаниях с гиперстеном. На других зернах — венчики из кристалликов ромбического пироксена, иногда они присутствуют совместно с рудной каймой.

Фенокристаллы магнетита в породе немногочисленны, размер их около 0,1–0,2 мм.

Основная масса микролитового типа с бедной стеклом гиалопитовой микроструктурой. Она существенно состоит из призматических микролитов плагиоклаза и клино-пироксена, зернышек магнетита и небольшого количества стекла, частью прозрачного, частью помутневшего. Наиболее распространенный размер призматических микролитов 0,05–0,10 мм в длину.

Среди такой основной массы встречаются нередко отдельными пятнышками (размером до 0,5 мм, редко до 1 мм) обособления минерала с очень низким преломлением и двупреломлением, а иногда совсем изотропного; в последних случаях он обнаруживает своеобразное "черепитчатое" строение кристобалита. Минерал анизотропный в табличках с отрицательным оптическим знаком по удлинению; нередки клинообразные неделимые, сростшиеся в двойниковом положении и напоминающие секторы двойников кордиерит. По таким признакам этот минерал надо считать за тридимит.

Нахождение кристобалита и тридимита вместе с оливином для наших лав является необычным, хотя такие случаи и описаны в литературе.

Метров на 60 выше описанного слоя лавы вновь выступает карнизом следующий слой, отделенный толщей пирокластических, засыпанных осypью, образований. Здесь также ясно видно различие породы во внутренней части слоя (потока) и в его верхней части.

Во внутренней части порода эвпорфировая и плотная, светло-серого цвета (g); на этом светлом фоне фенокристаллы плагиоклаза различимы только благодаря своей спайности, но ясно выступают порфиновые выделения пироксена, иногда доходящего до 3 мм величиной.

В верхней части потока лава тонкопористая, темного цвета (серая — 1, даже до п); макроскопически видны мелкие беловатые фенокристаллы плагиоклаза (до 1 мм), наоборот, порфиновые включения пироксена незаметны. Плотная светлая лава обладает полиэдрической отдельностью, темные разности являются переходными к глыбовой лаве.

Под микроскопом светлая плотная лава обладает интерсертальной микроструктурой основной массы. Эта основная масса состоит из довольно толстых призматических и лейстовидных микролитов плагиоклаза (лабрадор), из мельчайших призмочек и зернышек клинопироксена, зернышек магнетита и небольшого количества прозрачного, чуть окрашенного в буроватый цвет стекла, склеивающего кристаллики или зажатого между ними. Кристобалита или тридимита не встречено.

Такая масса составляет меньше половины всей породы, преобладают порфиновые выделения. Фенокристаллы плагиоклаза двух размеров, довольно ясно различающихся: крупные, размером до 2 мм и мелкие — в среднем около 0,5 мм. По составу они одинаковы; в ядре состав доходит до № 67 (угол погасания $PM = 38^\circ$), в наружной зоне он около № 60, что близко отвечает и составу микролитов.

В фенокристаллах цветных минералов гиперстен заметно преобладает над авгитом. Последний — в менее вытянутых кристаллах с обычными двойниками. Пироксеновые фенокристаллы образуют иногда крупные сростки. Фенокристаллы магнетита немногочисленны, от 0,05 до 0,2 мм величиной.

Порода обладает хорошо выраженной флюидалной текстурой, особенно в расположении фенокристаллов.

Образец темной пористой лавы, как видно под микроскопом, богат стеклом. В отношении порфиристых выделений он существенно не отличается от предыдущего, но основная масса представляет собой сильно окрашенное бурое, местами только просвечивающее стекло, в котором плавают отдельные микролиты плагиоклаза и пироксена.

Интересно встреченное в породе овальное включение (около 0,7 мм в поперечнике), состоящее главным образом из тонкозернистой смеси магнетита и пироксена, напоминающей такую смесь, какая замешает в наших породах роговую обманку. Внутри этого включения — более крупные зернышки плагиоклаза, а снаружи — тонкая корочка из зернышек этого минерала. Возможно, что это действительно реликты совершенно разложенного, оплавленного зерна роговой обманки.

На описанную темную лаву несколько походит лава следующего кверху потока, выступающего в виде слегка округлых глыб на высоте около 1300 м. Это также темная порода с довольно обильными мелкими и неправильными порами и с многочисленными белыми фенокристаллами плагиоклаза максимальной величиной до 1–2 мм. Основная масса еще более темная, чем в предыдущем образце, и без заметного там буроватого оттенка.

Под микроскопом видны фенокристаллы плагиоклаза, в ядре битовнита № 80, судя по углу погасания в сечении $\perp [100]$, равному 40° , в обычных сложных двойниках. Они более крупные в наружной зоне, с обильными включениями стекла. Кроме плагиоклаза — порфиновые выделения гиперстена и в меньшем числе клино-пироксена; немного магнетита. Помимо этих обычных выделений присутствуют в числе нескольких зернышек в шлифе осколки кристаллов бурой роговой обманки (базальтической), окруженной тонкой рудной каймой.

Основная масса представляет собой помутневшее стекло, в котором погружены микролиты — тонкие иголки полевого шпата всего до 0,025 мм в длину и пылинки. При больших увеличениях только в тонких местах (например, на косых срезах граней полевошпатовых фенокристаллов) можно рассмотреть, что помутнение зависит от обильного развития мельчайших призматических кристаллитов (белонитов).

Любопытно, что по своему стратиграфическому положению этот поток отвечает андезиту, содержащему остатки роговой обманки, встреченному в низах предыдущего разреза.

Выше, на высоте около 1330 м, выступает относительно мощный (до 7–10 м) слой светло-серой лавы, макроскопически тождественной той, какую мы видели в начале подъема. Она близка и по микроскопическим особенностям. Мы здесь имеем тот же авгитово-гиперстеновый андезит с преобладанием гиперстена над клино-пироксеном. Некоторые отличия лишь в основной массе, заключающиеся в том, что в рассматриваемой теперь породе стекло почти совсем отсутствует и кристаллики полевого шпата еще более изометричны. Структура имеет облик микродиоритовой.

Фенокристаллы плагиоклаза в альбитовом двойнике обнаруживают такие оптические константы: в ядре $B_{Ng} = 44^\circ$; $B_{Nm} = 62^\circ$; $B_{Np} = 59^\circ$; состав № 88; в наружной зоне $B_{Ng} = 37^\circ$; $B_{Nm} = 56,5^\circ$; $B_{Np} = 75^\circ$, состав № 55.

Углы погасания в сечении $\perp [100]$ и состав микролитов таковы:

углы погасания	30°	32°	29°
состав №	55	60	53

Для гиперстена имеем $2V = -76^\circ$ и $Ng-Np = 0,016$.

Для моноклинового пироксена угол погасания 42° и $Ng-Np = 0,026$.

Над этой лавой, на высоте 1380 м, выступают красный шлаковый агломерат и слой красной лавы, рассыпающейся на куски в выходах. Эта лава опять в фенокристаллах содержит красно-бурой роговую обманку наряду с пироксеном.

Преобладающими фенокристаллами являются выделения плагиоклаза, имеющие состав битовнита (около № 80) во внутренней части кристаллитов и от битовнит-лабрадора № 70 до лабрадора № 65 в наружной зоне. Некоторые из них крупные — до 3–4 мм

и образуют сростки, большинство размером 1–1,5 мм. Почти все содержат обильные включения стекла. Фенокристаллы моноклинного пироксена крупные, до 3 мм, гиперстена мелкие, большей частью около 1 мм. Роговая обманка то в виде хорошо образованных, но не крупных, фенокристаллов (около 0,5–1,0 мм), то в виде их обломков; она всегда покрыта тонкой корочкой рудного вещества. Оранжево-бурые цвета плеохроизма, малый угол погасания и высокое двупреломление отвечают свойствам базальтической роговой обманки. Основная масса представляет собой стекло, ставшее непрозрачным от выделения гематита. Оно густо и равномерно пронизано мелкими (до 0,1 мм) порами и содержит тонкие микролиты лабрадора (№ 50–60), нередко скелетной формы. В длину они обычно не более 0,05 мм.

Среди агглюмератов встречен также прослой глыб и кусков плотного светло-серого андезита, достигающий мощности около 5 м. В образце из такой глыбы под микроскопом мы видим авгитово-гиперстеновый андезит с фенокристаллами плагиоклаза № 70–85 в ядре и № 60–65 в наружной зоне, с выделениями клино-пироксена с $2V = +50^\circ$ и гиперстена с $2V = -62^\circ$. В основной массе замечено присутствие тридимита (?).

В самом верху, уже подывшись на платообразную вершину возвышенности Сарай, мы встречаем несколько слоев серого андезита, разделенных агглюмератом.

Макроскопически он похож на подобные андезиты, которые мы уже видели. Серая (i) порода с большим числом не крупных (до 3 мм) вкрапленников беловатого плагиоклаза, с меньшим числом тонкого пироксена.

Под микроскопом фенокристаллы плагиоклаза в обычных двойниках и сростках. В альбитовом двойнике из ядра кристалла: $BN_g = 41^\circ$; $BN_m = 63^\circ$; $BN_p = 62^\circ$, что отвечает № 80. Наружная зона была исследована в другом кристалле и оказалась для карлсбадского закона: $BN_g = 59^\circ$; $BN_m = 77^\circ$; $BN_p = 34^\circ$, что отвечает № 71; и для альбитового $BN_g = 37^\circ$; $BN_m = 62^\circ$; $BN_p = 69^\circ$, что отвечает № 70; угол оптических осей $2V = +84^\circ$.

Фенокристаллы гиперстена, иногда необычно крупные, достигающие до 2 мм в длину в удлинённых призмах. Очень распространены крестообразные двойники. В шлифе, относительно толстом, отчетливый плеохроизм в обычных тонах; $Ng-Np = 0,017$.

Клино-пироксен иногда в еще более крупных фенокристаллах. Для него найдены угол погасания $Ng [001] = 44^\circ$ и $Ng-Np = 0,030$. Интерес представляет встретившееся крупное зерно с зональной структурой, причем заметно различие в окраске: сначала идет окрашенное ядро, затем, резко отделяясь, слабее окрашенная зона, постепенно усиливающая свою окраску кнаружи. На примере этого зерна удается подметить такую связь между интенсивностью окраски (содержание железа), углом погасания и двупреломлением: с усилением окраски угол погасания увеличивается, а двупреломление понижается; заметим кстати, что характер диспер-

сии $(Ng-Np)_p > (Ng-Np)_v$ сохраняется. Фенокристаллы магнетита обычных размеров (около 0,1–0,2 мм).

Кроме фенокристаллов плагиоклаза можно различить еще две генерации плагиоклаза среди основной массы: 1) кристаллики около 0,5 мм в длину, таблитчатые; 2) короткие толстые призмочки, длиной около 0,1 мм. Соответствующие этим призмочкам по размерам микролиты пироксена редки.

Основная масса, в которой заключены обильные микролиты плагиоклаза и редкие микролиты пироксена, а также кристаллики магнетита, кажется при небольших увеличениях мутной. При более крупных микролитах в ней, кроме неопределимых точечных включений, можно рассмотреть много мельчайших кристалликов пироксена. Такой облик рассматриваемых андезитов под микроскопом одинаков для разных его слоев, сохранивших светло-серую окраску. В образцах покрасневших пород наблюдается обильное развитие гематита в основной массе и образование достигающих 0,04 мм толщиной гематитовых опалитовых корочек на кристалликах гиперстена. Толщина не зависит от размеров кристаллика, который они замещают. Окраска гиперстена при этом меняется, утрачивая свои зеленые тона и усиливая бурые.

Еще более высокие горизонты вулканогенной толщи возвышенностей Сарай и Монастырь мы встречаем, перейдя по направлению падения слоев с возвышенности Сарай на возвышенность Монастырь. Здесь выступает несколько потоков андезита, различающегося по внешнему виду и структуре: плотные и пористые, светло-серые и темные и красноватые лавы; все они характеризуются присутствием оливина среди фенокристаллов, хотя и в небольшом количестве. Образец серого андезита относится к типу оливинсодержащих андезито-базальтов, подробнее описанных к восточной части соммы. В ней мы находим такие же выделения оливина с тонкой опалитовой корочкой. Большое сходство с некоторыми из образцов таких пород с восточной части соммы обнаруживается и в особенностях микроструктуры основной массы породы с ее тонкостью, обилием микролитов пироксена, многочисленными пылинками магнетита, вытянутыми формами плагиоклазовых микролитов. В других образцах появляются иные типы микроструктуры с развитием относительно крупных (до 0,1 мм) толстых призмочек плагиоклаза в основной массе, изменяется количество стекла и т.д. Вспомним, однако, что и в восточной части соммы мы имели значительное разнообразие структурных типов в соответствующих породах.

В поверхностных пористых и особенно покрасневших частях потоков – обычное развитие рудного вещества (гематита?), делающего непрозрачной основную массу и вызывающего образование рудных опалитовых каежек на пироксеновых зернах.

Исследование входящих в состав этих пород минералов обнаружило сходные черты, из которых особенно надо отметить близкий к анориту состав выделений плагиоклаза. Я ограничусь сейчас тем, что приведу константы минералов из разных образцов, сопоставив их в виде таблицы.

Фенокристаллы плагиоклаза

№ образца	Часть кристалла	BNg	BNm	BNp	Закон	2V	Состав №
85-1	Ядро	46°	60°	58°	(010)	-82°	90
		67°	29°	74°	+ 1 [001] (001)		90
	Наружная зона	75°	35,5°	57°	1 [001] (010)	+80°	63
		32°	63,5°	72°	(010)		63
84-3	Ядро	45°	61°	60°	(010)	-84°	89
	Наружная зона	73°	31°	66°	1 [001] (010)	+84°	75
87-1	Ядро	47°	62°	56°	(010)	-	95
	Наружная зона	38,5°	63,5°	64°	(010)	+86°	77

Для микролитов плагиоклаза состав определялся по углу погасания в поперечных сечениях 1 [100].

№ образца	угол погасания	состав	№
84-3	33°	60	
	35°	67	
	34°	65	
87-1	37°	72	
	36°	70	
	38°	74	
	35°	67	

В образце № 84-3 характерны, кроме крупных фенокристаллов, микроскопические фенокристаллы (размером от 0,2 до 0,5 μ в длину), обнаруживающие зональное строение, подобно крупным фенокристаллам. В разных случаях состав их оказывался неодинаковым.

Так, наблюдалось в одном из образцов: в ядре угол погасания в поперечном сечении 43°, отвечающая составу № 90, а в наружной зоне 39°, отвечающая № 75; в другом - в ядре угол погасания 37° и состав № 70, а в наружной зоне угол погасания 34° и состав № 65.

В фенокристаллах гиперстена были определены $2V = -71^\circ$ и $Ng-Np =$ около 0,016 (в разных образцах).

В порфириковых вкрапленниках авгита: $2V = +56^\circ$ и $+58^\circ$, угол погасания $[001] Ng = 44^\circ$.

В оливине $2V = -81^{\circ}$ и -84° ; $Ng-Np = +0,035; 0,036; 0,038$.

Подробно были собраны и изучены лавы и шлаки из связанных с ними агглюмератов на выступе с западной стороны между возвышенностями Сарай и Монастырь. Здесь среди толщи пирокластических образований и агглюмератов можно видеть пять потоков лавы. В общих чертах эти породы уже были охарактеризованы. Не останавливаясь здесь на подробном их описании, отмечу лишь некоторые черты.

Здесь, в двух из потоков, очень резко выступает разница в породе внутренней части потоков и в их верхних шлаковых, более стекловатых частях.

В нижнем потоке мы видим резкую разницу между плотной светло-серой (g) породой из нижней части потока и из темной пористой верхней шлаковой части. В плотной породе из нижней части мы имеем грубо интерсертальную микроструктуру основной массы с небольшим количеством стекла. В основной массе присутствует в небольшом количестве кристобалит. Пористая порода верхней части потока, наоборот, относительно богата стеклом; кроме того, явные следы окисления с выпадением гематита и образованием опацитовых корочек на гиперстене. Структура основной массы характерная, гиалопилитовая, с большим или меньшим количеством стекла в разных образцах.

Порода - авгито-гиперстеновый андезит, очень типичный.

В выше расположенном потоке в светлой породе (также авгито-гиперстеновом андезите из центральной части) структура основной массы даже полнокристаллическая, мелкозернистая (микродиоритовая) и между зернышками образующих ее минералов проглядывает местами "губчатый" микропойкилитовый кварц. Темные пористые части не представляют каких-либо особенностей: они богаты стеклом и обладают гиалопилитовой структурой. Стекло окрашенное в красно-бурый цвет или даже стало непрозрачным от выделения гематита.

В еще более высоком потоке авгитово-гиперстенового андезита с двух третей его высоты выступает плотная буровато-серая лава, в середине потока она обладает основной массой, состоящей из крупных (0,1-0,2 мм) микролитов плагиоклаза (лабрадора), микролитов клино-пироксена, зернышек магнетита и очень небольшого количества стекла. Красноватые образцы лавы из этого потока обнаруживают такую же микроструктуру, но вместе с тем сильную опацизацию гиперстена и части клино-пироксена снаружи. В пористых темных андезитах поверхностных частей потока, наоборот, много стекла. Размеры микролитов примерно такие же, как и в породе центральной части потока.

Интересен образец светлого оливиново-гиперстенового андезита из пирокластической толщи, непосредственно налегающей на этот поток. Эта порода обладает чрезвычайно тонким строением основной массы. Микролиты плагиоклаза вытянутые и достигают всего 0,025-0,05 мм в длину. Присутствует заметное количество бес-

цветного стекла и, кроме того, во многих местах обособляются небольшие участки зернистых агрегатов кристобалита.

Самый верхний поток на описываемом выступе маломощный. В средних его частях порода обильна мелкими (до 0,4 мм) фенокристаллами плагиоклаза и в небольшом количестве обоих пироксенов; основная масса гиалопилитовая. В краевой тонкопористой части (снизу) основная масса целиком стекловатая, но стекло стало непрозрачным. Интересно отметить, что здесь была встречена, по видимому, псевдоморфоза по роговой обманке довольно необычного вида. Мы имеем косое сечение кристалла. Внутри — группа зернышек пироксена, обросших кристалликами плагиоклаза (размер около 0,1 мм), затем очень тонкозернистая смесь из магнетита, пироксена и плагиоклаза, такого вида, какой обычно встречается в псевдоморфозах по роговой обманке, а за ней корочка из плагиоклаза и пироксена с примесью магнетита, причем кристаллики свободно растут снаружки, где они окружены стеклом основной массы.

Более обычного вида псевдоморфоза по роговой обманке попала и в верхней краевой части потока. В куске из рыхлого вулканического аггломерата, подстилающего поток, мы видели даже остатки сохранившейся разложившейся опадитизированной только снаружки бурой роговой обманки.

Возможно, что появляющиеся на вершине рассматриваемого выступа андезиты, содержащие роговую обманку, отвечают тем лавам с роговой обманкой, которые мы видели внизу более северного отрога восточного склона возвышенностей Монастырь и Сарай.

ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОТОКОВ В УЩЕЛЬЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Как было описано в другом месте, поперечный широкий разрез, врезавшийся в массу возвышенности Монастырь, вскрывает ряд поперечных сечений мелких потоков лав соммы, может быть, отдельных языков потоков, располагающихся на нескольких горизонтах. Мы видели далее, что состав лав в обнажениях отдельных потоков не одинаков: имею наряду с более распространенными авгитово-гиперстеновыми андезитами, содержащими в фенокристаллах нередко остатки диссоциированной роговой обманки, встречена (поток А) и более основная лава, содержащая среди фенокристаллов цветных минералов, наряду с пироксенами, порядочное количество оливина.

Более подробному изучению были подвергнуты породы из тех обнажений, в которых можно было заметить некоторую правильность в строении потока, позволяющую выделить в нем отдельные структурные части. Такие обнажения сложены авгитово-гиперстеновыми андезитами (потоки В, С и D). Общий характер структурных различий тоже уже был охарактеризован раньше. Здесь следует добавить некоторые дополнительные детали.

В потоке В были изучены изменения при переходе от центральной части к нижним краевым частям.

В средней части мы имеем темно-серую породу, плотную и относительно богатую фенокристаллами плагиоклаза, пироксенов и магнетита, к которым, как видно под микроскопом, присоединяются еще псевдоморфозы по выделениям роговой обманки. Основная масса — типичной андезитовой (гиалопилитовой) структуры с более или менее заметной флюиальностью. Она бедна бесцветным стеклом. Кроме микролитов плагиоклаза, пироксена и магнетита видны местами небольшие обособления кристобалита. Флюиальная структура заметна и в расположении полевошпатовых фенокристаллов.

Фенокристаллы плагиоклаза таблитчатой формы размером большей частью от 0,5 до 1 мм, но нередко и до 2 мм в обычных сложных двойниках, с обычными включениями стекла, особенно в центральной части более крупных выделений. В сечениях по (010) особенно отчетливо выступает тонкое зональное строение, нередко с обратной зональностью, особенно в наружных зонах.

Исследование фенокристаллов дало такие результаты:

1. Зональный кристалл; в ядре для двойника по альбитовому закону найдено: $BNg = 43^\circ$; $BNm = 61,5^\circ$; $BNp = 61^\circ$, что отвечает составу № 85. В том же двойнике наблюдались углы погасания в сечении, перпендикулярном [100], равные 41° в ядре, что также отвечает № 85; в краевой части тот же угол равен 33° , отвечающая № 63.

2. В другом фенокристалле двойник по манебахскому закону дал координаты в наружной части кристалла: $BNg = 51^\circ$; $BNm = 51^\circ$; $BNp = 63^\circ$, это отвечает № 62.

Фенокристаллы гиперстена несколько более многочисленны, чем фенокристаллы клино-пироксена, но последние имеют более крупные размеры, редко, впрочем, превышая 2 мм. Тот и другой пироксены различаются так же, как обычно, по форме кристаллов, более вытянутых у ромбического пироксена.

Оптическое исследование фенокристаллов пироксенов дало такие результаты:

Для клино-пироксена: угол погасания [001] $Ng = 43^\circ$ по нескольким измерениям в двойниках по (100); угол оптических осей $2V = +50^\circ$ тоже по нескольким измерениям и при наблюдавшихся обеих осях, двупреломление $Ng-Np = 0,027$.

Для гиперстена измерены: угол оптических осей $2V = -65^\circ$ и двупреломление $Ng-Np = 0,012$. Фенокристаллы магнетита обычного вида размером порядка около 0,1 мм.

В виде псевдоморфоз по выделениям роговой обманки присутствуют два рода образований: псевдоморфозы по относительно некрупным призмам роговой обманки, состоящие из тончайшего агрегата пироксена и магнетита, как бы густо пронизывающего пылью псевдоморфозу; явно зернистые псевдоморфозы, по более крупным фенокристаллам, состоящие из явственных зернышек плагиоклаза пироксена и магнетита, измеряющихся сотыми долями миллиметра. Форма роговообманковых кристаллов в этих псевдоморфозах не всегда ясно сохранилась.

Среди микролитов плагиоклаза можно различить по размерам и отчасти по форме несколько генераций, но преобладающими являются тонкие (около 0,01 мм) иголки обычно меньше 0,1 мм в длину. Те углы погасания, которые удалось смерить в поперечных сечениях микролитов, колеблются в пределах от 31 до 34°, отвечая, таким образом, составу от № 59 до № 65. Микролиты пироксена слишком мелки, чтобы их можно было исследовать.

Кристобалит можно обнаружить при внимательном просмотре шлифов в виде обычных небольших мелкозернистых обособлений, достигающих около 0,1 мм в поперечнике.

Заслуживает внимания присутствие в породе небольших и редких скоплений вторичного буро-зеленого хлоритоподобного вещества с тонким агрегационным строением. Они кажутся развивающимися на месте стекла, иногда видны в теле плагиоклазовых фенокристаллов, быть может, тоже замещая в них включения стекла, а иногда точно образуют псевдоморфозы по каким-то фенокристаллам. Минерал, образующий их, чешуйчатый и, по-видимому, с оптически отрицательным удлинением поперечных разрезов чешуек.

В некоторых из таких скоплений наблюдались зернышки кальцита.

Переход к краевым и вместе с тем нижним частям лавового потока выражается одновременно в появлении пористости в породе, увеличении количества стекла и явлениях окисления с появлением опалитовых кайм на гиперстене и зернышках рудного минерала в основной массе, сопровождаемых изменением окраски породы, принимающей бурые тона. Здесь достаточно отметить некоторые особенности породы из самой краевой части. В отношении размеров и числа вкрапленников не заметно существенных отличий от породы центральной части. Основная же масса имеет вид, совершенно не похожий на вид основной массы центральной части. Микролиты плагиоклаза, пироксена и магнетита плавают в обильном буром стекле, причем некоторые призмочки пироксена опалитизированы. Заслуживает быть отмеченным, что размеры микролитов здесь даже несколько крупнее, чем в центральной части потока, очевидно, за счет убыли более тонких из них.

Более подробно был изучен разрез потока С. Порода из центральной части очень похожа (почти неотличима) и по внешнему виду, и под микроскопом на ту, которая только что описана из центральной части потока А. Как будто здесь чуть покрупнее фенокристаллы плагиоклаза. Псевдоморфозы по маленьким порфиловым выделениям роговой обманки очень редки; кристобалиты в основной массе не удалось обнаружить.

Об оптических свойствах минералов мы имеем такие данные.

Фенокристаллы плагиоклаза по углам погасания, измеренным в сечениях, перпендикулярных [100], имеют такой состав:

углы погасания:				
в ядре	42°	43°	41°	42°
в краевой зоне	34°	36°	34°	35°

состав №:

в ядре	85	88	81	85
в краевой зоне	65	69	65	67

Для микролитов плагиоклаза тот же угол и состав:

углы погасания	33°	34°	33°	33°	34°
состав №	63	65	63	63	65

Для вкрапленников цветных минералов определено:

В клино-пироксене: угол погасания $[001] N_g = 43^\circ$, угол оптических осей $2V = +49^\circ$ (по 2 измерениям и по обеим осям; двупреломление $N_g - N_p = 0,02$).

В гиперстене: угол осей $2V = -67^\circ$ и двупреломление $N_g - N_p = 0,013$.

Изменения при переходе от центральной части лавовой массы к краям, которые можно подметить в наружном виде породы, были уже отмечены. Под микроскопом сначала заметно, что в основной массе как будто увеличивается количество помутневшего, как бы запыленного стекла. Вся масса от этого кажется более мутной. Ближе к краевым частям совершенно так же, как и в описанном выше потоке, заметны явное увеличение бурого, непрозрачного стекла и явления обжига. Сначала они выражаются в образовании опалитовых рудных кайм на фенокристаллах гиперстена и опалитизации пироксеновых микролитов, а далее — в выделении окислов железа (вероятно, гематита) в стекле, делающих его почти или совсем непрозрачным.

Аналогичную картину дало и изучение потока D, хотя в деталях здесь лава несколько отличается от лавы предыдущих потоков. Именно в центральной части здесь структура основной массы несколько иная: она почти полнокристаллическая, микролиты плагиоклаза несколько крупнее, колеблясь в размерах от $0,1 \times 0,02$ до $0,2 \times 0,04$ мм. В общем в структуре более заметно выражен ее сериально-порфировый характер. Псевдоморфозы по мелким фенокристаллам роговой обманки встречаются нередко. Они обычно состоят из рудного минерала во внутренней части и пироксеновой каймы снаружи; очень редко во внутренней части сохранились в виде ядра остатки бурой роговой обманки. Из пироксенов в выделениях преобладает гиперстен. В основной массе кристобалит не замечен. Относительно крупные размеры микролитов можно отметить и в краевых (верхней и нижней) частях потока. Заметно также и характерное серийное изменение размеров фенокристаллов. Главные отличия краевых частей от центральной те же, что и в других потоках, — увеличение количества стекла и явления окисления.

В лаве из нижней части потока хорошо сохранились как довольно крупные ядра, остатки бурой роговой обманки, облегченные опалитовой каймой. В образце из верхней части потока роговая обманка нацело опалитизирована. Из текстурных отношений можно отме-

тить лучше развитую флюидалность в нижней части потока. Один из образцов красноватой лавы, взятый из этого потока в средней части, обнаружил под микроскопом своеобразные изменения, заслуживающие упоминания. Он невольно обращает на себя внимание тем, что при очень сильно развитом окислении и почти полной опацификации пироксена, при полном изменении фенокристаллов роговая обманка превращена в мелкозернистые псевдоморфозы, в породе нет бурого стекла, а вместо него — прозрачная бесцветная масса из микролитов полевого шпата и мелких зернышек очень низко преломляющего и почти не действующего на поляризованный свет минерала. Кое-где можно рассмотреть (где такие зернышки покрупнее или обособляются в отдельные группы), что это, по-видимому, кристобалит и, быть может, тримит. Таким образом, мы имеем дело, по-видимому, со своеобразной кристобалитизацией основной массы.

Как видно из описаний пород из изученных разрезов потоков, их состав почти одинаков — мы во всех них видим двупироксеновые андезиты, содержащие, кроме того, в числе порфириковых вкрапленников остатки разложившейся роговой обманки (псевдоморфозы). Однако образец лавы, взятый в восточном обнажении из нижнего горизонта (А), оказался более основной породой, содержащей в числе фенокристаллов, кроме битовнита и обоих пироксенов, также и выделения оливина размером 0,5–1,0 мм. Оливин выделяется своей бесцветностью и всегда окружен каймой рудного минерала, проникающего вовнутрь оливина по трещинам и его разъедающего. В имеющемся образце, взятом в верхней части потока, фенокристаллов вообще относительно мало. Основная масса — преимущественно помутневшее стекло, содержащее довольно скудные микролиты.

ВНЕШНИЙ ВИД ЛАВ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ

Наружный вид андезитовых лав, образующих потоки, входящие в состав толщи возвышенностей Монастырь и Сарай, довольно различен, с одной стороны, вследствие некоторой разницы в составе лав, а в еще большей степени (как и в других потоках) от условий застывания лавы, именно — верхние пористые части потока резко отличаются от плотных его центральных частей. По объективным признакам чрезвычайно трудно установимы в точности одинаковые типы (по внешнему облику и по микроскопическим характеристикам). Те группы, на которые мы сейчас разделим все образцы андезитов, определяются совокупностью признаков как внешнего вида, так и микроскопического строения.

1. Группа светло-серых андезитов, обычно мало пористых или плотных, образующих центральные части потоков.

Обычной является светло-серая окраска без какого-либо цветного оттенка (по Оствальдовской схеме I, иногда до g, редко более темные), однако имеются образцы, микроскопически ничем почти не

отличающиеся от светло-серых и имеющие сходную макроструктуру, но обладающие значительно более темным цветом (I по Оствальду). Затем встречаются разновидности с красновато-серой окраской; иногда можно видеть, что красновато-серая окраска появляется неправильными пятнами на сером фоне; имеются переходы от нейтрально-серой к желтоватой. В зависимости от более или менее светлой окраски основной массы породы то пироксены, то плагиоклазы порфиновых выделений становятся более или менее заметными; по-видимому, относительное количество тех и других подвержено колебаниям, но в общем всегда плагиоклаз преобладает. Фенокристаллы его мелкие, редко превышающие 1 мм, но обильные. Видимых невооруженным глазом фенокристаллов пироксена гораздо меньше, но в большинстве случаев они крупнее, чем выделения плагиоклаза, часто превышают 1 мм, и иногда темные пятнышки порфиновых выделений пироксена достигают миллиметров пяти, но это обычные сростки нескольких фенокристаллов. Редко можно заметить зелено-желтые выделения оливина.

Пористость породы сравнительно незначительная. В некоторых случаях пор почти совсем не заметно, но эти случаи редкие. Обычно мелкие и всегда неправильных очертаний поры, не превышающие большей частью 1 мм в поперечнике, а чаще малые, рассеянные таким образом, что они отделены одна от другой промежутком основной массы, гораздо большим, чем размер поры. Изредка встречаются и крупные и всегда крайне неправильных очертаний поры. Форма их свидетельствует с несомненностью о большой вязкости лавы. Стенки пор нередко выстланы желтоватым землистым веществом, такие образцы лав (так же как попадающиеся образцы лав с землистым изломом) обладают явственным глинистым запахом при дыхании.

2. Другой тип лав можно назвать темными тонкопористыми лавами. В некоторых случаях ясно, что этот тип образует внешние верхние части потоков. Общая окраска этих пород гораздо темнее. В типичных образцах — это темно-серая окраска (I по Оствальду). Она светлеет, когда порода принимает красноватый оттенок, и тогда не отличается почти от окраски некоторых образцов покрасневших светло-серых андезитов. Благодаря темной окраске резко выступают беловатые фенокристаллы плагиоклаза, свежие, со стеклянным блеском. Они в общем тех же размеров, что и в светлых плотных сидеритах, и в разных образцах — различной величины: от размеров, меньших 1 мм до 2–3 мм. Светлые плагиоклазы ясно выделяются на темном фоне, что позволяет оценить их относительное количество и причислить структуру к тому же типу. Авгитовых фенокристаллов незаметно не только благодаря темному цвету породы; их как будто на самом деле в этой разновидности андезитов значительно меньше.

Пористость породы варьирует в широких пределах и принимает довольно разнообразные формы. В типичном случае — это довольно равномерно распределенная мелкая пористость: поры очень неправильной формы и неодинаковой величины. Иногда они так обильны,

что порода становится легкой "шлаковидной", с другой стороны, когда число пор уменьшается, мы переходим к типам, не столь уже отличающимся от более пористых светлых андезитов (но, как правило, все же обладающих более темной окраской). Неправильные очертания более крупных пор с шероховатой внутренней поверхностью и с отростками здесь ясно указывают на вязкость лавы. Следует отметить нахождение иногда на стенках пор хорошо образованных кристаллов плагиоклаза, не отличающихся ничем от фенокристаллов этого минерала. В связи с этим интересен образец темно-серой умеренно пористой лавы, в котором многочисленные кристаллы плагиоклаза сидят на стенке вытянутой полости ("щели"), получившей при этом буроватую окраску.

Тонкопористые буро-серые образцы лав, несомненно, примыкающие к описываемой разновидности, демонстрируют переход к другому типу описанных ниже лав с возвышенностей Монастырь и Сарай, до известной степени напоминающему трахитовидные андезиты экструзий.

Упомянем еще о своеобразном примере лав, относящихся к рассматриваемому сейчас типу с полосчатым распределением пористости: сильно пористые полосы чередуются с плотными, поры менее неправильны, чем обычно; интересно отметить, что они вытянуты под углом к направлению полосчатости. В этой породе темно-серого цвета попадаются редкие макроскопические выделения бутылочно-зеленого оливина наряду с фенокристаллами плагиоклаза и авгита.

Красные аггломераты, чередующиеся с лавовыми потоками и в особенности подстилающие эти потоки, состоят из округлых кусков бурого, редко черного и часто кирпично-красного пористого андезита, который в большинстве случаев надо отнести к измененным породам типа пористых андезитов, свойственных наружным частям потоков.

3. Плотные "базальтоподобные" авгитовые андезиты. Это темно-серые, редко чисто серого цвета (i по Оствальду) или красноватого, обыкновенно желто-серого. При выветривании нередко образуется буроватая корочка. Породы плотные, или голько в ничтожной степени пористые, с мелкими порами.

В отношении структуры мы можем различить здесь два главных типа:

1) Мы имеем порфиновую породу с многочисленными мелкими блестящими фенокристаллами плагиоклаза и более редкими крупными выделениями авгита; в общем этот тип близок к первому из описанных выше типов.

2) Другой тип мелкопорфировый, почти офитовый, в котором невооруженным глазом только еле различимы мелкие вытянутые кристаллики плагиоклаза, изредка в некоторых попадаются округлые вкрапления оливина.

В первом из этих типов на восточном склоне возвышенности Монастырь наблюдалась любопытная отдельность, встреченная, впрочем, только в осыпях: разбивая угловатые куски породы, мы внутри них находим неправильно округлую отдельность, очертания которой грубо повторяют форму всего куска.

Нужно сказать, кроме того, что вообще эта группа андезитов с возвышенностей Монастырь и Сарай не обладает выдержанным петрографическим характером. Подбирая образцы, которые можно было бы отнести в эту группу, мы сталкиваемся с целым рядом образцов, переходных к первой из наших групп, реже с такими, которые приближаются к темным пористым андезитам.

ПОРОДЫ ИЗ ПОПЕРЕЧНЫХ РАЗРЕЗОВ ПОТОКОВ НА СКЛОНЕ ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ

Породы этих обнажений могут быть разделены по внешнему виду также на две группы в зависимости от условий их застывания: резко различаются породы внутренней и краевых частей.

Во внутренней части мы имеем тип тех базальтовидных андезитов, которые уже отмечены были среди других лав возвышенностей Монастырь и Сарай. Они темно-серые (1 или немного светлее) со слегка зеленоватым или желтоватым оттенком, плотные с порфиrowыми некрупными (1-2, редко 3 мм) выделениями плагиоклаза со стекляннм блеском и с фенокристаллами авгита. Выделения плагиоклаза в этих породах - желтоватой окраски, относительно темные и поэтому нередко выделяются на общем темном фоне породы. Излом породы неровный, она нередко обладает неправильно шаровой отдельностью.

Плотные и тяжелые, эти породы имеют базальтовидный облик. Характерно также образование при выветривании на плоскостях отдельности красных узких полосок, грубо параллельных наружной поверхности кусков, как это мы часто видим в базальтах даек, пересекающих сомму Авачи; характерна и желтоватая железистая корочка выветривания.

Такие породы можно считать типичными для рассматриваемых лав.

Но в самих периферических частях этих лавовых масс мы имеем видоизменение, которое близко к тем андезитам лавовых потоков, которые были выше выделены под рубрикой 2. Правда, мы не встретили здесь разностей, отвечающих наиболее пористым представителям той группы, однако существенные признаки ее налицо. Мы имеем здесь сравнительно легкие породы с многочисленными некрупными выделениями плагиоклаза в мелкопористой и очень обильной такими порами основной массе. Окраска этой массы темнее, чем в плотных андезитах центральных частей.

Нужно заметить, что она, так же как и там, принимает иногда красноватый или буроватый оттенок.

Это сопоставление структуры рассматриваемых лавовых тел со структурой типичных и несомненных потоков указывает на полное их сходство и еще более утверждает в предположении, что и здесь мы имеем дело лишь с поперечными сечениями языков потоков.

Отметим еще, что залегающие в основании этих пород красные аггломераты аналогичны тем, которые мы находим под потоками.

ЛАВЫ СОММЫ АВАЧИ И ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ

Наблюдения над лавами, входящими в состав соммы Авачи и ее сброшенного участка, являются довольно отрывочными. Мы не имеем возможности за недостатком времени и из-за отсутствия хороших съемок проследить смену разных типов лав и сопоставить между собой лавы разных участков. Удалось только подметить самые общие черты. Поэтому в настоящем описании будет дана отдельно характеристика лав разных участков соммы. Такими отдельными участками могут служить следующие:

1) внутренний склон соммы в ее восточной половине (сомма Кутха), 2) наружный северо-восточный склон соммы (в его верхней части), 3) северный склон соммы, 4) западная часть соммы (Игорева сомма), 5) сброшенный участок соммы — возвышенности Монастырь и Сарай.

Эти участки были осмотрены во время нашей экспедиции и результаты исследования собранного материала теперь и надлежит изложить.

ЛАВЫ С ВНУТРЕННЕГО СКЛОНА СОММЫ В ЕЕ ВОСТОЧНОЙ ПОЛОВИНЕ

По этому склону было сделано несколько восхождений, при которых были собраны последовательно образцы из ряда потоков, входящих в состав соммы и чередующихся с пирокластическими образованиями. Последние, впрочем, почти нельзя наблюдать, так как они легко разрушаются, дают более пологие склоны и скрыты осыпями.

Среди отобранных образцов лав на внутреннем склоне восточной части соммы Авачи мы имеем несколько типов. Прежде всего резко выделяются образцы базальтовых лав, увенчивающих сомму и отвечающих по составу дайкам, пересекающим ее тело снизу доверху.

Лавы представлены главным образом менее основными породами — андезитами и андезито-базальтами. Последние, однако, уже близки к базальтам, но являются породами несколько более лейкократовыми; эти породы содержат небольшое количество оливина.

Чаще всего образцы лав соммы оливина не содержат, пироксен в фенокристаллах представлен там как моноклинным, так и ромбическим. Породы эти различаются несколько по структуре и по тем

изменениям, которые связаны с более быстрой кристаллизацией и явлениями окисления у наружной поверхности потоков.

В одном из образцов лавы соммы в числе фенокристаллов встречена базальтическая роговая обманка в виде остатков, разложенных и опациitized снаружи. Некоторые различия обусловлены деталями микроструктуры: относительно большим количеством стекла, формами микролитов и т.д. В настоящем описании я буду основываться на петрографических признаках пород.

ОЛИВИН-СОДЕРЖАЩИЕ АНДЕЗИТО-БАЗАЛТЫ

Эти породы могут быть объединены по присутствию в числе фенокристаллов небольших вкрапленников оливина, под микроскопом почти всегда с тонкой магнетитовой корочкой снаружи. По структуре различные образцы пород несколько отличаются один от другого. От этого зависит, однако, и их внешний вид.

Макроскопически образцы из центральной части потоков представляют собой серую (по Оствальду *i*, иногда *g*, редко *l*) породу, обычно плотную, с заметным порфировым строением. Как видим, иногда окраска довольно светлая.

Невооруженным глазом (или под лупой) можно различить светлые порфировые выделения полевого шпата, темные вкрапленники авгита и бутылочно-зеленые фенокристаллы оливина в серой основной массе. Иногда она совершенно плотная, иногда обнаруживает тонкую пористость. Этим порода центральной части потоков резко отличается от сильно пористых пород из поверхностных частей потоков и от агломератов. В некоторых образцах встречены были не только вкрапленники оливина, но и небольшие включения оливиновой породы.

МИКРОСКОПИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Под микроскопом рассматриваемые лавы очень типичны. Это эвпорфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза, пироксенов и оливина в основной массе микролитовой структуры. Фенокристаллы плагиоклаза различных размеров (в одном и том же шлифе от 0,1 до 1 мм в длину, чаще всего от 0,3–0,5 мм). Они в обычных сложных двойниках, преимущественно альбитово-карлсбадских. Судя по углам погасания в сечениях перпендикулярных [100] мы имеем в центральной части зональных кристаллов состав около № 80–85 и в наружной зоне около № 70. Более подробно исследованы плагиоклазы образца, взятого из наружной части потока из более пористой лавы. Зональность в фенокристаллах нерезко выражена, обыкновенно присутствуют 1–3 узкие наружные зоны. Обычные включения стекла располагаются зонально. Порфировые выделения плагиоклаза составляют до 30% породы.

Фенокристаллы пироксена представлены как моноклинным, так и ромбическим пироксеном, причем в разных образцах и относитель-

ное, и абсолютное количество их колеблется. По-видимому, чаще встречается моноклинный пироксен. В некоторых образцах он решительно преобладает.

Фенокристаллы клино-пироксена обычно крупные, крупнее, чем выделения плагиоклаза (до 2–3 мм), и только в породах с особо крупными выделениями последнего, равными им по размерам. Форма — обычные короткие призмы, частью двойники. Исследования показывают, что мы имеем дело с клино-пироксеном, обладающим углом погасания $N_g [001] = 43^\circ$, сравнительно малым углом оптических осей $2V = \text{около } +50^\circ$ и двупреломлением $N_g - N_p$ около 0,025–0,027; кое-где попадаются сростки фенокристаллов клино-пироксена.

Порфиновые выделения ромбического пироксена мельче, по размерам не превосходят крупные вкрапленники плагиоклаза. Как вообще характерно для этого пироксена, его призматические кристаллы сильнее вытянуты, чем кристаллы клино-пироксена; иногда они образуют крестообразные двойники по (011). Заметен обычный слабый плеохроизм — от почти бесцветного зеленоватого по N_g к красновато-буроватому по N_p .

Количество фенокристаллов оливина и размеры их колеблются в широких пределах. Обыкновенно оливина очень немного, иногда всего несколько выделений в шлифе, и размеры их невелики, измеряясь несколькими (1–3) десятками миллиметра, но встречаются образцы пород рассматриваемой группы, где наряду с мелкими выделениями оливина встречаются фенокристаллы этого минерала, достигающие 1 мм и даже крупнее. Оливин встречается всегда в хорошо образованных кристаллах, с типичными прямоугольными и ромбическими разрезами, в большей или меньшей степени оплавленных. Заметны трещины спайности. Кроме того, почти всегда кристаллы оливина покрыты тонкой непрозрачной корочкой, видимо, из магнетита. Оливин под микроскопом бесцветен, совершенно свеж. Угол оптических осей близок к 90° и двупреломления $N_g - N_p$ около 0,035.

Фенокристаллы оливина изредка тоже образуют сростки, а иногда встречаются характерные обрастания оливина венчиком из зерен пироксена, как ромбического, так и моноклинного.

Необходимо отметить также, что в некоторые из образцов наряду с фенокристаллами упомянутых минералов попадают, видимо, псевдоморфозы, тоже по некоторым фенокристаллам, образованные мелкозернистым агрегатом из плагиоклаза, пироксена и магнетита, напоминающие агрегаты этих минералов, которые замещают выделения роговой обманки.

Основная масса описываемых оливин-содержащих андезито-базальтов из центральных частей потоков бывает двоякого типа.

1. Особенно характерной является тонкая микролитовая основная масса, бедная стеклом, которая состоит главным образом из плагиоклаза, пироксена и магнетита. Обильные кристаллики последнего чаще всего имеют размеры 0,005–0,01 мм. Призмочки плагиокла-

за в основной массе в одних образцах в длину всего только 0,025 мм, в других наряду с такими попадаются и микролиты вдвое более крупные и даже призмочки еще более значительных размеров. Длина превосходит ширину раз в 5 или около этого. В тех случаях, когда удавалось смерить углы погасания в определенных сечениях, чаще всего перпендикулярных к [100], можно было видеть, что состав микролитов отвечает № 65–70. Пироксен, входящий как существенная часть в состав основной массы, находится в ней также в виде призматических микролитов, обычно длиной около 0,02 мм. Все эти минералы образуют тонкий войлок, малопрозрачный, если рассматривать его в микроскоп при небольших увеличениях. Следы флюидального расположения более крупных микролитов плагиоклаза видны редко. Стекло, склеивающее микролиты, может быть замечено только в некоторых местах.

2. Другой тип основной массы характеризуется присутствием в ней в большом количестве относительно крупных и коротких микролитов плагиоклаза, длина которых только в 2–3 раза превышает ширину; размеры их обычно до 0,1 мм в длину, иногда и больше. Обилие таких кристалликов придает своеобразный облик микроструктуре породы. Между этими призмочками мы имеем обыкновенно войлок такой же, как в основной массе первого типа.

Существуют переходы между этими двумя типами. В некоторых случаях в основной массе появляется стекло в заметном количестве. Оно обычно бурое, нередко малопрозрачное.

В наружных корках потоков и в агломератах, сопровождающих их, мы вместо таких андезито-базальтов, какие только что описаны, имеем пористые темные буроватые породы. В них также невооруженным глазом можно рассмотреть многочисленные мелкие фенокристаллы плагиоклаза, более редкие выделения пироксена и иногда оливина, но они все заключены в сильно пористой и при этом довольно тонкопористой основной массе.

Под микроскопом мы видим те же фенокристаллы плагиоклаза, обоих пироксенов и оливина. В одном из образцов такой лавы были оптически исследованы все эти минералы, причем получены такие результаты:

1. Фенокристаллы плагиоклаза, в карлсбадском двойнике, в ядре кристалла: $BN_g = 55^\circ$; $BN_m = 85^\circ$; $BN_p = 35^\circ$; это отвечает № 82; $2V = \pm 90^\circ$.

В зональных фенокристаллах углы погасания в сечениях, перпендикулярных [100].

а) в ядре 42° , что отвечает № 85.

б) в наружной части 37 и 36° , что отвечает № 71 и 69.

2. В микролитах плагиоклаза этот угол равен 36° , что отвечает № 69.

3. В фенокристаллах клино-пироксена угол погасания [001] $Ng = 43^\circ$; $2V = 50^\circ$; $Ng-Np = 0,025$.

4. Для оливина со спайностью по $NgNm$ и отдельностью по $NgNp$ находим: $2V = 90^\circ$ и $Ng-Np = 0,036$.

Как мы видим, оптические константы минералов, как и надо было ждать, таковы же, как в плотных лавах центральных частей потоков.

Оливиновые андезиты-базальты были встречены на внутреннем склоне восточной части соммы южнее скалы Кутхи. Они образуют здесь ряд выступающих карнизов, чередующихся с аггломератами.

ПИРОКСЕНОВЫЕ АНДЕЗИТЫ

Эти лавы на внутреннем склоне восточной соммы (за исключением вершины ее) являются преобладающими. Их образцы собраны главным образом к северу от скалы Кутхи в южной, а также средней частях склона. Так же как вообще во всех потоках, по петрографическим особенностям и здесь отличаются породы центральных частей потоков от наружных корок и аггломератов подстилающих пород.

Плотные пироксеновые андезиты из середины потоков несколько светлее, чем соответствующие андезиты-базальты соммы, описанные выше. Цвет их светло-серый (чаще всего $q-i$ по Оствальду). Вследствие этого многочисленные фенокристаллы плагиоклаза не бросаются в глаза и, наоборот, резко выделяются темные короткостолбчатые порфиновые выделения пироксена, достигающие 2, редко 3 мм величины. Породы относительно плотные, но все же не лишены иногда небольшого количества мелких неправильных пор.

Под микроскопом — это эвпорфиновые породы с фенокристаллами плагиоклаза, авгита, гиперстена и магнетита. В одном из собранных образцов были встречены остатки роговой обманки, образовавшей крупные фенокристаллы, подвергшиеся снаружи разложению и замещению рудным минералом. Основная масса — микролитового типа, несколько меняет свой облик, как об этом будет сказано ниже.

Фенокристаллы

Общее количество фенокристаллов от 30 до 50% всей массы породы. Среди них преобладает плагиоклаз. В общем фенокристаллы плагиоклаза в андезитах соммы обладают большими размерами, чем в описанных андезит-базальтах, достигая до 2 мм или несколько больше. Величина около 1 мм является обычной.

Фенокристаллы плагиоклаза имеют толстотаблитчатую форму вследствие развития (010) и представляют почти всегда сложные двойники по альбитовому и карлсбадскому законам; редко наблюдаются аклиновые двойники и как исключение бавенские. Зональное строение хорошо выражено, обыкновенно имеется большое однородное зерно и вокруг него неширокая оболочка, более кислая, распадающаяся на многие зоны, которые в свою очередь различаются по составу (нередко с повторной сменой состава). Обычные в фенокристаллах плагиоклаза включения стекла располагаются часто (но не всегда) в периферической части ядра. Наружная оболочка кристаллов, как правило, лишена таких включений.

Результаты сведены в следующей таблице:

№ образца	Часть кристалла	BN_g	BN_m	BN_p	Закон	Состав №	$2V$
191-4	Ядро	68°	29°	72°	Сложный альбитово-карлсбадский	88	-88°
	Наружная часть	$71,5^\circ$	32°	65°		72	$+78^\circ$
203-2	1 Ядро	43°	$60,5^\circ$	63°	Альбитовый	81	
	Наружная часть	$33,5^\circ$	65°	71°		65	$+84^\circ$
	2 Ядро	44°	60°	$59,5^\circ$	Альбитовый 001	88	-84°
	То же	$55,5^\circ$	87°	$35,5^\circ$		86	
	Наружная часть	34°	$63,5^\circ$	71°	Альбитовый $\perp [001]$ во (010)	65	$+82^\circ$
То же	$59,5^\circ$	71°	38°				
206-2	1 Ядро	38°	62°	65°	Альбитовый $\perp [001]$ во (010)	76	$+86^\circ$
	То же	71°	31°	76°		76	
	Наружная часть	35°	64°	70°	Альбитовый	67	
	2 Ядро	78°	27°	69°	Альбитовый $\perp [001]$ во (010)	72	
Наружная часть	33°	65°	72°	62		$+80^\circ$	
208-2	1 Ядро	$42,5^\circ$	$62,5^\circ$	$60,5^\circ$	Альбитовый	85	-86°
	Наружная часть	$36,5^\circ$	63°	66°		73	$+84^\circ$
	2 Ядро	38°	62°	66°	Альбитовый То же	74	$+88^\circ$
Наружная часть	$37,5^\circ$	$60,5^\circ$	$69,5^\circ$	69			
251-1	Ядро	$42,5^\circ$	61°	63°	Альбитовый	82	-88°
	Наружная часть	$33,5^\circ$	64°	71°		63	$+82^\circ$
253-1	Ядро	68°	31°	69°	Альбитовый $\perp [001]$ во (010)	85	-86°
	Наружная часть	38°	62°	67°		73	$+86^\circ$

В различных образцах пироксеновых андезитов соммы было исследовано довольно много двойников плагиоклазовых фенокристаллов.

Кроме того, в некоторых образцах были измерены углы погасания в сечениях, перпендикулярных (100). Были получены такие результаты:

Ядро	Угол погасания	42°	41°	39°	41°
	Состав №	85	81	75	82

Наружная часть	Угол погасания Состав №	35° 67	35° 67	33° 63	38° 72	33° 62
----------------	----------------------------	-----------	-----------	-----------	-----------	-----------

Гиперстен среди фенокристаллов пироксенов обычно преобладает над клино-пироксеном. Большой частью фенокристаллы не крупные (достигая только 1 мм), но встречаются порфиновые выделения гиперстена и более значительных размеров (все же редко доходя до 2 мм). Как обычно для этого минерала, форма кристаллов — относительно вытянутые призмы (длина раза в 4 больше толщины); развиты пинакоидальные грани. Очень распространены (особенно у мелких кристаллов) сростки; иногда крестообразные двойники. Часто также сростание с выделениями магнетита.

В неизменном виде, в образцах, не подвергшихся окислению, гиперстен обнаруживает нерезкий плеохроизм от светло-зеленого (по Оствальду ес 22-23) по Ng до буроватого (ес-гс3) по Np.

Для угла оптических осей и двупреломления в разных образцах были получены такие цифры:

2 V	Ng-Np
-67°	0,014
	0,015
-70°	0,015
	0,011
-70°	0,012

Оптическая ориентировка обычна: Ng совпадает с [001].

Среди фенокристаллов клино-пироксена мы встречаем в некотором количестве и не крупные выделения, измеряющиеся долями миллиметра, но особенно характерно для этого минерала нахождение его в виде более крупных фенокристаллов коротко-столбчатой формы, достигающих 2-3 мм, редко больше в длину. Довольно обычны двойниковые вростки по (100). Сростания кристалликов клино-пироксена (преимущественно более мелких) между собой группами, сростки с более крупными выделениями магнетита, столь же обычны, как и у гиперстена.

Клино-пироксен обладает слабой буроватой окраской и еле заметным плеохроизмом. Оптические свойства на основании ряда измерений таковы (в разных образцах породы):

Угол погас. Ng [001]	Угол оптических осей 2 V	Двупреломление Ng-Np
44°	+57	0,030
42°	+52	0,024
44°	+58	0,029
43°	+56	0,029
44°	+58	0,026

О фенокристаллах магнетита достаточно сказать несколько слов: их размеры чаще всего 0,1-0,2 мм, кристаллы нередко оплавлены

и иногда срastaются группами. О сростках их с выделениями пироксенов уже было сказано раньше.

Наконец, надо упомянуть о встреченных остатках фенокристаллов роговой обманки. Этот минерал попался лишь в одном образце. Он сохранился только в виде ядер, будучи замешен снаружи непрозрачным рудным веществом. Фенокристаллы роговой обманки достигали нескольких миллиметров в длину. По оптическим свойствам — это базальтическая роговая обманка с бурьми цветами плеохроизма (за отсутствием подходящих разрезов цвета точно не определены) с малым углом погасания и высоким двупреломлением. Толщина опалитовой корочки на кристаллах роговой обманки доходит до 0,1 мм. Можно думать, что встреченные и в некоторых других шлифах опалитовые псевдоморфозы по каким-то столбчатым кристаллом могли быть роговой обманкой. Наконец, надо упомянуть также об очень редких в данных породах маленьких мелкозернистых скоплениях из пироксена, плагиоклаза и магнетита, напоминающих тоже псевдоморфозы по амфиболу.

Основная масса

Основная масса в рассматриваемых породах обнаруживает некоторое разнообразие в деталях микроструктуры, с чем связан и внешний облик породы. В наиболее типичных светло-серых образцах наших пород — основная масса с характерной микролитовой структурой. Она относительно бедна стеклом и состоит из вытянутых призматических кристалликов плагиоклаза, также призматических микролитов пироксена и мелких магнетитовых зернышек.

Размеры микролитов плагиоклаза измеряются в длину сотыми долями миллиметра, доходя нередко до 0,1 мм, а в некоторых случаях и больше. О составе плагиоклаза микролитов можно судить по углам погасания в поперечных, перпендикулярных к (100), разрезах. Этот угол был измерен в нескольких десятках микролитов и оказался колеблющимся в пределах 31–35°, что отвечает пределам колебания состава от № 58 до № 67, чаще всего мы имеем средние значения.

Микролиты пироксена тоже призматической формы, обнаруживают косое угасание под большим, 40° и больше, углом, почему минерал надо считать за клино-пироксен. Размеры их всегда меньше, чем микролитов плагиоклаза.

Стекла, как сказано, в рассматриваемом типе основной массы ничтожное количество. Микролиты располагаются без определенной ориентировки, не обнаруживая обычно флюидальной текстуры.

В некоторых образцах среди основной массы выделяются мелкие бесцветные прозрачные пятнышки, занятые низкопреломляющим и очень слабо действующим на поляризованный свет веществом. Кое-где можно рассмотреть характерную "черепитчатую" структуру. Вероятно, мы имеем дело с выполнением мелких пор кристобалитом. Уклонения от этого типа микроструктуры мы видим в разных нап-

равлениях. Во-первых, в некоторых случаях значительно увеличивается количество стекла. Образцы, где стекло сохранилось совсем не измененным, редки. Примером может служить серый сильно пористый андезит, по макроструктуре похожий на поверхностные части глыб потоков, но не обнаруживающий свойственной этим частям бурой или красноватой окраски. В этом образце микролиты изолированно плавают в стекле. Стекло слегка буроватое, с показателем преломления ниже преломления канадского бальзама и содержит нередко мелкие хорошо округленные пузырьки, кроме крупных пор породы, видных макроскопически. Следует отметить, что в этом образце микролиты плаггиоклаза несколько короче и толще обычного (отношение длины к ширине около 3-4).

В большинстве случаев быстро остывшие более богатые стеклом поверхностные участки лавовых покровов вместе с тем подверглись окислению. При этом стекло делается почти непрозрачным. Это создает другую разновидность в облике микроструктур. При окислении опацифицируются пироксены (особенно гиперстен), покрываясь непрозрачной корочкой окислов железа. Микролиты пироксена целиком становятся непрозрачными. Подобные явления обычны и в покрасневших андезитах, бедных стеклом, с микроструктурой основной массы, отмеченной как наиболее типичная.

Наконец, редкими являются случаи, когда микролитовый тип, с характерно вытянутыми формами микролитов, не выражен или слабо проявляется. Короткие микролиты плаггиоклаза вместе с идиоморфными зернышками пироксена и кристалликами рудного минерала образуют микрозернистый агрегат своего рода "микродиоритовой" структуры, в котором величина отдельных зернышек измеряется сотыми миллиметра. Иногда можно заметить и присутствие стекла, но в небольшом количестве.

БАЗАЛТЫ ВЕРШИНЫ СОММЫ

На вершине соммы к востоку от действующего конуса мы видели базальты, потоками которых здесь увенчана сомма. Несомненно, что часть их смыта. Петрографически базальты эти вполне соответствуют базальтам даек, явно секущих тело соммы. Кое-где, как мы увидим ниже, встречаются и аггломераты, сопровождающие эти изменения базальтов. Породы эти очень типичны и определенно отличаются от всех других более древних пород соммы.

Макроскопически — это темно-серые породы (I по Оствальду) с порфировой структурой. Фенокристаллы — зеленовато-желтый оливин, светло-серый плаггиоклаз и иногда почти черный авгит. Оливин заметен лучше других. Плаггиоклазовые кристаллики очень мелкие и плохо видны. Основная масса то более плотная, то неявно микрозернистая. Базальтовые лавы в разном количестве содержат пузырьки андезитовых лав, в базальтах они если и неправильны, то всегда все-таки с закругленными контурами, не имея таких очертаний (как будто разрывов в очень вязкой массе), которые нередки в андезитах.

Под микроскопом базальты соммы представляются очень типичными. Среди имеющихся образцов можно различить две разновидности, отличающиеся несколько микроструктурой основной массы. Обе эти разновидности представляют собой эвпорфировые породы с фенокристаллами оливина, плагиоклаза, клино-пироксена и магнетита. Фенокристаллы составляют 30–50% всей массы породы.

Фенокристаллы. Оливин встречается в виде фенокристаллов в довольно большом количестве, обычно превышающем количество выделений пироксена, но уступающем числу выделений плагиоклаза. Размеры фенокристаллов различные (от 0,2 до 1 мм, редко крупнее), причем иногда оливиновые выделения образуют сростки. Форма фенокристаллов обнаруживает грани (010), (110) и (021), но чаще они округлены, оплавлены, иногда даже с бухтообразными внедрениями основной массы. Минерал совершенно свеж, бесцветен, обычно с ясной спайностью на (010). Оптическое исследование дало такие величины: для угла оптических осей $2V = -82^\circ$ и -79° , а для дву- преломления $N_g - N_p = 0,040$; 0,043 и 0,032 (?), $N_g =$ около 1740 и $N_p = 1,705$. Как будто мы имеем дело с относительно железистым типом.

Клино-пироксен в фенокристаллах обнаруживает ясную буроватую окраску. Его обычные коротко-столбчатые кристаллы с явной призматической спайностью мелкие, обычно не достигают 0,5 мм. Минерал также совершенно свеж. Его кристаллы найдены такими: угол погасания $N_g [001] = 43^\circ$; 41° ; 42° , угол оптических осей $2V = +56^\circ$; $+53^\circ$ и дву- преломление $N_g - N_p = 0,027$; 0,027 и 0,025.

Двойниковые вроски по (100) встречены были в нескольких зернах, довольно обычных сростки пироксена группами.

К числу первых выделений магнетита надо отнести более крупные кристаллики этого минерала, попадающиеся иногда включениями в пироксене; их размеры около 0,1 мм. Иногда вместо кристалликов мы имеем скелетные формы; срастания группами между собой и с пироксеном представляют нередкие явления.

Фенокристаллы плагиоклаза являются преобладающими среди порфировых выделений. Они имеют толстотаблитчатую или толстолейстовидную форму; разрезы их редко достигают в длину более 0,5 мм, но иногда доходят до 1 мм. Мы в них всегда почти имеем сложные двойники, обычно по карлсбадскому и альбитовому законам, реже по другим. Зональное строение слабо выражено: только узкая кайма более кислого состава окружает основное ядро. Плагиоклазы содержат обильные мелкие включения стекла, заключенные в центральной части фенокристаллов.

Исследование альбитовых двойников фенокристаллов плагиоклаза:

	BN_g	BN_m	BN_p	$2V$	Состав №
1 Ядро	47°	60°	57°	-82°	93
Наружная часть	35°	63°	69°	$+84^\circ$	68
2 Ядро	48°	61°	55°	-82°	95
Наружная часть	38°	63°	66°	$+88^\circ$	74

Основная масса. Основная масса в имеющихся образцах базальтов соммы, как уже сказано, двух типов: в первом из них стекла очень мало и микроструктура имеет вид почти полнокристаллической; во втором стекло, ставшее непрозрачным от выделившихся окислов железа, составляет существенную часть (до 50%) основной массы.

В первом типе микролиты плагиоклаза имеют вид призмочек обычно длиной 0,05–0,15 мм; между ними располагаются зернышки клино-пироксена размером около 0,02–0,03 мм, и более мелкие кристаллики магнетита, которые не всегда ясно различимы, если выделились из стекла ключья вторичных окислов железа; расположение микролитов беспорядочное. Состав микролитов плагиоклаза определен по углам в поперечниках, перпендикулярных [100] сечениях:

угол погасания	35°	34°	31°
состав №	67	64	57

При этом сплав структуры фенокристалла, особенно оливина, несколько крупнее, чем при втором типе.

Второй тип структуры, более богатый стеклом, естественно беднее микролитами и микролиты плагиоклаза здесь немного мельче; иногда встречаются в скелетных формах. О составе их дают представление такие цифры:

угол погасания	33°	37°	36°
в сечении ⊥ [100]			
состав №	64	70	69

Благодаря выделению окислов железа из стекла основная масса в этом типе менее прозрачна, и это прежде всего обращает на себя внимание при беглом просмотре породы под микроскопом.

ЛАВЫ С ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ НАРУЖНОГО СКЛОНА СОММЫ

В этой части соммы были собраны образцы лав, во-первых, выступающих по краю фирнового поля, располагающегося с северной стороны действующего конуса, во-вторых, — из скал по краям Каскадного ледника, свисающего на северный склон из седловины между конусом и восточной соммой, и, в-третьих, — из скал Быки на северо-восточном склоне соммы.

Везде здесь отмечено, что наряду со свежими лавами встречаются также несколько измененные, иногда со слегка заметным зеленоватым оттенком окраски, с охристыми налетами в порах, с красными полосками вдоль отдельности и т.д.

1) Андезиты с края фирнового поля соммы представляют пироксеновые андезиты, содержащие в фенокристаллах оба пироксена.

Образец плотного серого (i) андезита, в котором макроскопически плохо различима порфировая структура, отчасти вследствие не-

ровного излома, под микроскопом представляет эвпорфировую породу с выделениями плагиоклаза, из которых редкие достигают 2 мм, большинство же меньше 1 мм, с относительно немногими и небольшими (такими же, как плагиоклазы) выделениями клино- и орто-пироксена почти в одинаковом количестве и магнетитовыми фенокристаллами размером 0,1–0,2 мм.

Фенокристаллы плагиоклаза имеют обычный для таких пород вид, слабо зональны, с мелкими включениями стекла и в сложных двойниках. Углы погасания в разрезах, перпендикулярных [100], оказались равными 40° ; 42° ; 43° , в ядрах фенокристаллов отвечающая составу № 80–85; в наружной зоне этот же угол погасания достигает 30 – 32° , отвечающая составу № 55–60.

Моноклинный пироксен обладает углом погасания 42 – 43° . Гиперстен обнаруживает явственный, хотя и не сильный, плеохроизм; подробно не был исследован.

Основная масса отличается тонкостью микроструктуры, микролиты плагиоклаза и пироксена преимущественно размером 0,015–0,020 мм, а зернышки магнетита около 0,005 мм. Трудно в таком войлоке мелких кристалликов рассмотреть стекло. Отдельные более крупные микролиты плагиоклаза позволяют измерять угол погасания в поперечных сечениях, оказывающийся около 30° (отвечая № 55).

Из вторичных изменений можно отметить превращение стекла, выхваченного в виде относительно крупных включений в фенокристаллах плагиоклаза, в чрезвычайно тонкий агрегат зеленовато-бурого минерала, действующего на поляризованный свет, похожего на какой-то водный феррисиликат, но неопределимого вследствие своей тонкости. Образец из следующего выхода представляет такой же серый пироксеновый андезит с желтоватым оттенком окраски и с многими мелкими (1–2 мм) порами. Желтоватый оттенок окраски обусловлен тем, что вокруг каждой поры наблюдается тонкая каемочка, более светлая и желтоватая.

Под микроскопом видно, что гиперстен в фенокристаллах почти отсутствует (2 зерна в шлифе), преобладает клино-пироксен. Фенокристаллов плагиоклаза немного больше, и они в общем несколько крупнее. Состав такой же, как и в предыдущем образце: сечениях перпендикулярных (100) в ядре угол погасания 39 – 40° , отвечающая составу около № 80, а в наружной части около 30 – 31° , отвечающая № 55–57. Был встречен хороший разрез по (010). В нем углы погасания в ядре до 35° , отвечающая № 85; в довольно широкой зоне многократно чередующиеся полосы обладают углами погасания, близкими к 25° , т.е. около № 63; с поверхности тончайшая корочка с углом погасания 10° , т.е. с составом № 42. Измеренные углы погасания в микролитах давали состав около № 50.

В фенокристалле клино-пироксена, представляющем двойник по (100), замечено также зональное строение. Ядро обладает углом погасания 42 – 43° , а в наружной части оно доходит почти до 45° .

Основная масса этого образца отличается от предыдущего более крупными микролитами, а кроме того, что особенно интересно, — разложением стекла, превращающегося в тонкочешуйчатый, хлорито-подобный зеленый минерал с относительно высоким двупреломлением. Можно установить пластинчатую форму неделимых и положительный оптический знак удлинения (т.е., вероятно, отрицательный принадлежит минералу). Этот минерал не равномерно развивается в породе, а концентрируется в отдельных небольших участках, также часто окаймляет кристаллы как пироксена, так и плагиоклаза.

Лава эта представляет относительно редкий случай такого значительного развития вторичных минералов в породе.

К несколько более кислому типу лав, выступающих по верхнему краю соммы с северной стороны, относится авгитово-гиперстеновый андезит. Это розовато-серая порода, макроскопически эвпорфировая с многочисленными, но мелкими фенокристаллами плагиоклаза и редкими, но более крупными выделениями пироксена.

Под микроскопом видно, что здесь ромбический пироксен в фенокристаллах значительно преобладает над моноклинным, но все же присутствует и последний и, как это обычно мы наблюдаем в наших породах, его кристаллы крупнее, чем кристаллы гиперстена.

В основной массе микролиты размером до 0,05 мм и больше, относительно короткие, рассеяны изолированно среди войлока из значительно меньших микролитов, плохо различимых при небольших увеличениях, и стекла.

Я не буду входить в подробное описание пород. Это было бы излишним повторением того, что мы видели в предыдущих образцах.

Несколько отличный тип по микроструктуре представляет серый тонкопористый андезит, встреченный к востоку от скалы Идол. В нем мы имеем порфиновые выделения битовнита размерами до 1–2 мм, фенокристаллы клино-пироксена и гиперстена обычного вида и, кроме того, многочисленные выделения плагиоклаза (лабрадор-битовнит) размерами 0,3–0,5 мм. Настоящих мелких микролитов очень немного. Структура по общему облику приближается к гиалофиговой. Стекло порядочно разложено: выделяются окислы железа. Их выделение еще обильнее, до полной непрозрачности стекла, также в образцах лавы с красноватой окраской. Окислы железа выделяются или в виде относительно крупных микролитов магнетита, или в виде тончайшей магнетитовой пыли.

2) Андезиты и андезито-базальты, слагающие скалы Быки, образуют здесь несколько потоков, чередующихся с аггломератами.

Петрографически здесь по внешнему виду можно выделить такие типы: темно-серые базальтовидные породы центральных частей потоков; пузыристая разновидность, встреченная в виде округленных кусков в аггломератах; красноватые более или менее тонкопористые породы, представляющие или поверхностные части потока или входящие в состав аггломератов, разделяющих потоки.

Микроскопическое исследование показало, что во всех породах скал Быки мы имеем основные пироксеновые андезиты или, может

быть, андезито-базальты, содержащие как клино-пироксен, так и гиперстен в порфириновых выделениях и иногда в небольшом числе также и мелкие фенокристаллы оливина. Последний здесь всегда разложен и превращен в типичные псевдоморфозы из грязно-зеленого серпентинового вещества (бовлингита?) с выделением окислов железа по первоначальным трещинкам, бывшим в оливине.

Состав главных породообразующих минералов во всех потоках как будто почти не различается, судя по их оптическим свойствам. Микроструктура обнаруживает некоторое разнообразие.

Фенокристаллы плагиоклаза размером до 1-2 мм, а чаще даже мельче обычной толстотабличчатой формы с зональным строением и включениями стекла, в сложных преимущественно альбитово-карлобадских двойниках.

О составе их дают представление такие величины углов погасания в сечениях, перпендикулярных [100].

Углы погасания:

ядро	42°	35°	43°	40°	45°	41°	40°	40°	42°	44°
наружная часть	33°		30°	30°	32°	31°	29°	29°		30°

Состав №

ядро	72	63	73	70	75	71	70	70	72	74
наружная часть	59		55	55	58	57	54	54		55

В одном из хороших разрезов по (010) углы погасания оказались в ядре 32°, отвечая № 75, и на периферии около 10°, что отвечает № 42.

Определение микролитов для углов погасания в сечениях, перпендикулярных [100], давало величину чаще всего 29-30°, что отвечает составу около № 55, редко мы получали несколько более основной или кислый состав.

- Для клино-пироксена фенокристаллов также очень постоянным оказывался угол погасания, колебавшийся всего в пределах градуса (42-43°). Угол оптических осей $2V =$ около +55°. Минерал большей частью с зеленоватой окраской и не плеохроирует. Ромбический пироксен с явственным характерным плеохроизмом от $2V = -67°$ до $-70°$.

Формы и размеры фенокристаллов обоих пироксенов, характерные двойники в клино-пироксене, иногда обрастания ромбического пироксена моноклинным и другие прожилки этих минералов - повторяют то, что наблюдается в других андезитовых породах Авачи и что уже не раз было отмечено нами. Поэтому я не буду детально их описывать.

Несколько кратких замечаний можно сделать о различиях в микроструктуре пород.

В плотных андезитах из центральной части потоков мы имеем основную массу, очень бедную стеклом и переполненную мелкими

микролитами, беспорядочно расположенными. Размеры микролитов силикатов колеблются (плаггиоклаз и пироксен) преимущественно в пределах 0,020–0,050 мм и только иногда немного больше и зернышки магнетита достигают всего 0,005–0,010 мм.

В сущности почти такой же тип микроструктуры мы имеем и в образцах из покрасневших поверхностных более или менее пористых частей потоков. Облик основной массы под микроскопом здесь иной вследствие того, что пироксен здесь в значительной части опацифицирован и, по-видимому, кроме того, выделились свободные окислы железа.

Иной вид имеет основная масса в образцах пузыристых пород, куски которых встречены в аггломератах.

Здесь в основной массе преобладает стекло, ставшее непрозрачным от выделения окислов железа и в этом стекле заключены изолированные друг от друга относительно крупные (0,05–0,1 мм в длину) и короткие микролиты плаггиоклаза (длина только в 3–4 раза больше толщины), иногда скелетного вида, в виде рамочки.

Интересны мелкие пузырьки (0,2–0,5 мм) в основной массе, высланные гонкой (0,015–0,020 мм) корочкой хлорита. Чешуйки его, обнаруживающие положительный знак удлинения, располагаются перпендикулярно стенкам пустоты с наружной стороны и по касательной внутри. Выходы лав около скал Быки имеются в верхней части соммы, а также к западу и востоку. Образцы пород, взятые к востоку от этих скал, не отличаются существенно от образцов лав, взятых непосредственно из скал. Они также обнаруживают некоторые следы изменения с развитием хлорита. Состав микроструктуры и наружный облик не представляют существенных отличий.

Лава, выступающая к западу от скал Быки на краю соммы, имеет вид совершенно свежий.

Макроскопически — здесь светло-серая порода (g) с довольно обильными, но мелкими порами. Как обычно в этом типе, многочисленные мелкие фенокристаллы плаггиоклаза (1–2 мм) уступают по размерам более редким порфиловым вкрапленным пироксенам.

Под микроскопом можно видеть обычную картину двупироксенового андезита, в котором гиперстен значительно преобладает в выделениях над клино-пироксеном.

Фенокристаллы плаггиоклаза размером 0,5–2 мм обычно в сложных двойниках толстотаблитчатой формы. Исследование альбигового двойника дало в ядре зонального кристалла: $BN_g = 48^\circ$; $BN_m = 56^\circ$; $BN_p = 61^\circ$; $2V = -84^\circ$; все это отвечает почти аноргиту № 95.

В наружной части того же кристалла мы имеем: $BN_g = 37^\circ$; $BN_m = 62^\circ$; $BN_p = 69^\circ$ и $2V = +84^\circ$, что отвечает лабрадору № 66.

В призматических фенокристаллах гиперстена, плеохроичующего от голубовато-зеленого (Ng) к желтово-розовому (Np), определены $2V = -69^\circ$ и $Ng-Np = 0,015$.

В выделениях заметно окрашенного в зеленовато-буроватый цвет, но не плеохроичного клино-пироксена угол погасания $Ng [001] = 41^\circ$, угол оптических осей $2V = +55^\circ$ и двупреломление $Ng-Np = 0,022$.

Следует отметить сростания фенокристаллов обоих пироксенов группами, как по отдельности, так и обоих вместе. Фенокристаллы магнетита, размером большей частью 0,1 – 0,2 мм, тоже часто сростаются с пироксеном или включены в его выделениях.

Основная масса типичной андезитовой микроструктуры, бедная стеклом; микролиты плагиоклаза гонкие, достигающие в длину 0,05–0,1 мм. Кроме таких микролитов, попадаются несколько более крупные и толстые кристаллики.

Состав микролитов, судя по углу погасания в поперечных разрезах [100], колеблющемся около 32° , – близок к лабрадору № 60. Макролиты пироксена с большими углами угасания (клино-пироксен) несколько мельче, чем микролиты плагиоклаза, они с буровой окраской, имеют форму вытянутых призмочек.

ЛАВЫ С СЕВЕРНОГО СКЛОНА СОММЫ АВАЧИ

Северный склон соммы, как мы уже видели, сильно засыпан лапиллями извержений современного конуса и другими пирокластическими продуктами. Среди лапиллевого покрова выступают экструзии куполов. Здесь мы коснемся только лав потоков, участвующих в строении сложного тела соммы. Эти лавы удалось собрать в немногих местах: в трудно доступных обнажениях по боргам трогов, пропаханных Тройным северным ледником, врезавшимся в тело соммы с этой стороны; в барранкосах нижней части северо-западного склона (при этом даже не совсем ясно, являются ли эти лавы принадлежащими сомме или соседнему вулкану Коряке); в обнажениях ползусыпанных древних потоков нижней части северо-северо-восточного склона. Материал этот имел отрывочный характер.

ЛАВЫ С БОРТОВ ДОЛИНЫ ТРОЙНОГО СЕВЕРНОГО ЛЕДНИКА

В геологическом описании дана общая характеристика встреченных здесь лав. Среди них мы имеем, с одной стороны, более кислые андезиты с гиперстеном и (в меньшем количестве) моноклинным пироксеном, с другой – более основные базальтовые породы.

Соотношение тех и других на этой территории, в значительной мере закрытой снегом и осыпями, – осталось недостаточно выясненным.

Андезитовые лавы, как обычно, имеют различный облик в зависимости от того, из какой части потока они происходят.

В образцах из центральной части потоков мы имеем светло-серые породы, плотные, с эвпорфировой структурой. Обильные фенокристаллы плагиоклаза в более светлых образцах не так резко выступают, как порфиновые выделения пироксенов, но они всегда находятся в преобладающем числе. Размеры фенокристаллов плагиоклаза, как обычно, равны 1–2 мм. Это голстогаблитчагы двойниковые кристал-

лы со сложными двойниками, чаще всего альбитовыми и карлсбадскими и с зональным строением. Исследование альбитового двойника дало: ядро $BNg = 39^\circ$; $BNm = 64^\circ$; $BNp = 63^\circ$; $2V = +88^\circ$; наружная зона $BNg = 35^\circ$; $BNm = 65^\circ$; $BNp = 69^\circ$; $2V = +84^\circ$, что отвечает составу № 79 в ядре и № 68 в наружной зоне.

Фенокристаллы гиперстена по размерам не уступают выделениям плагиоклаза, Они с несильным, но явственным плеохроизмом, в типичных для этого минерала формах. Исследования дают величину угла оптических осей $2V = -62^\circ$ с двупреломлением $Ng-Np = 0,017$.

Выделения клино-пироксена еще более крупные, чем гиперстена, нередко с двойниковыми вростками. Минерал обладает углом погасания $[001] Ng = 43^\circ$ и $Ng-Np = 0,035$. Фенокристаллы пироксенов нередко срastaются группами. К ним присоединяется часто и магнетит. Первые выделения последнего достигают 0,1–0,2 мм, часто имея как бы оплавленный вид.

Структура основной массы варьирует в некоторых пределах. В одних случаях – это типичная андезитовая структура из мелких длинных микролитов плагиоклаза (состав которых близок к № 60), призмочек пироксена и магнетитовых зернышек, склеенных небольшим количеством стекла, здесь заметны следы флюидального расположения микролитов; в других случаях – с более крупными микролитами, микроструктура приближается к типу интерсертальной с незначительной примесью буроватого стекла в интерстициях.

Тонкопористые шлаковые разновидности поверхностных частей лавы обладают стекловатой основной массой. Только небольшое число микролитов плагиоклаза заключено здесь среди стекла, которое густо окрашено в бурый цвет, местами непрозрачно, не только в красных, но и в серых лавах этого типа.

В одной из таких лав были исследованы оптические свойства породообразующих минералов.

Фенокристаллы плагиоклаза, двойники по альбитовому закону дали кристаллы: 1 ядро $BNg = 34^\circ$; $BNm = 63^\circ$; $BNp = 71^\circ$; состав № 64; наружная часть $BNg = 31^\circ$; $BNm = 64^\circ$; $BNp = 74^\circ$; состав № 58; 2 ядро $BNg = 35^\circ$; $BNm = 63^\circ$; $BNp = 68^\circ$; состав № 69, наружная часть $BNg = 34^\circ$; $BNm = 62^\circ$; $BNp = 70^\circ$; состав № 64.

Состав микролитов плагиоклаза, судя по углу погасания в поперечных сечениях, равному $30-33^\circ$, колеблется от № 56 до № 60.

Фенокристаллы гиперстена обладают $2V = -74^\circ$ и $Ng-Np = 0,011$.

Для авгитовых выделений мы имеем угол погасания $[001] Ng = -42^\circ$ и двупреломление $Ng-Np = 0,029$.

Обнаженные в стенках кара выше по леднику и видимо налегающие на только что описанные андезиты – лавы более основные, андезиты базальтового состава имеют некоторое сходство с такими же лавами, выступающими на гребне восточной части соммы, но, пожалуй, еще большее с теми оливковыми андезито-базальтами, которые были встречены на внутреннем склоне восточной части соммы.

Макроскопически — это серые или темно-серые породы, большей частью мелкопорфировые и в различной степени пузырчатые. Пузырьки в имеющихся образцах мелкие со сглаженными контурами, отличающими их от глиничных пор андезитов. Окраска породы существенно зависит от степени раскristализации: более стекловатые разновидности — темные. Плотные относительно светлые серые лавы с небольшими фенокристаллами зеленого оливина и более зеленого авгита в особенности похожи на образцы упомянутых лав с внутренне-го склона соммы.

Под микроскопом мы имеем в рассматриваемых лавах породы микропорфировые с фенокристаллами, редко превышающими 0,5 мм. Реже мы встречаем лавы, в которых наряду с такими мелкими выделениями находятся фенокристаллы плагиоклаза и пироксена размером до 1 мм или даже несколько больше. Кроме указанных мелких фенокристаллов присутствуют еще более мелкие призматические выделения плагиоклаза размером 0,08–0,15 мм в длину, заключенные в очень тонкой, но все же раскristализованной основной массе. Характер этой массы и облик мелких выделений плагиоклаза определяют детали микроструктуры.

В числе фенокристаллов кроме плагиоклаза находятся оливин и клино-пироксен. Гиперстен отсутствует. Выделения оливина в одних случаях почти таких же размеров, как фенокристаллы плагиоклаза, но чаще более мелкие. На таких мелких фенокристаллах оливина в некоторых случаях мы имеем тонкую непрозрачную рудную корочку, столь характерную для наших оливиновых андезито-базальтов. Интересно отметить, однако, что эта корочка встречается не так постоянно, как в указанных андезито-базальтах.

Оптическое исследование оливина дало такие результаты: угол оптических осей $2V = -83^\circ$ и -86° , двупреломление $N_g - N_p = 0,039$ и $0,040$.

Клино-пироксен находится обычно в более крупных фенокристаллах, чем оливин. Под микроскопом он заметно окрашен. Число фенокристаллов клино-пироксена обыкновенно меньше, чем число выделений оливина. Из оптических свойств пироксена установлены такие константы: двупреломление $N_g - N_p = 0,026$, угол оптических осей $2V = +56^\circ$ и угол погасания $[001] N_g = 41^\circ$.

Довольно часто кристаллы пироксена образуют сростки, где к ним присоединяются и первые выделения магнетита.

Наибольшее число порфировых выделений принадлежат, как сказано, плагиоклазу. Их количество составляет приблизительно около 25% всей породы и часто больше.

Мелкие выделения плагиоклаза представляют собой обильные сложные двойники со слабо развитым зональным строением. Исследование альбитовых двойников дало:

BN_g	BN_m	BN_p	$2V$	Состав №
45°	50°	60°	-86°	88
$43,5^\circ$	$52,5^\circ$	60°	-84°	86
$42,5^\circ$	62°	$62,5^\circ$	-88°	85

В сечениях, перпендикулярных [100], найдены углы погасания 42° , что отвечает № 85.

Заметим, что в микролитах в этих породах те же углы погасания колеблются от 34° до 36° , отвечая составам от № 65 до № 69.

В отношении микроструктур можно выделить несколько типов, из которых особо характерными являются такие: 1) основная масса представляет собой пузыристое почти непрозрачное стекло, в этом стекле заключены фенокристаллы плагиоклаза, оливина и авгита, и более мелкие выделения плагиоклаза второй генерации, оливинные фенокристаллы мелкие; 2) основная масса, заключающая кристаллические выделения, имеет вид криптозернистой мутной массы, но уже не стекловатой; при больших увеличениях видно, что она представляет собой войлок из мельчайших призмочек полевого шпата, пироксена и зернышек магнетита, измеряемых микронами; 3) микролитовый или микродолеритовый тип с основной массой, состоящей из микролитов плагиоклаза размером до 0,1 мм в длину, между которыми зажата кучка зернышек пироксена; форма этих зернышек — короткие призмочки, размеры около 0,01 мм; стекла нет или только ничтожная примесь. В этом последнем типе оливинные фенокристаллы по размерам не уступают плагиоклазовым выделениям. Такие более раскристаллизованные разновидности рассматриваемых лав больше, чем другие, похожи на базальты верхов соммы.

ЛАВЫ С НИЖНЕЙ ЧАСТИ СЕВЕРО-СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СКЛОНА

Мы имеем ряд образцов лав, собранных в барранкосах в нижней части этого склона соммы на высоте около 1000 м. Их положение в строении вулкана неясно. Может быть, даже, что они частью принадлежат не Аваче, а Коряке: здесь подножия этих вулканов сходятся.

Несколько выше по склону соммы Авачи в скалистом выступе, проглядывающем из-под лапиллевого покрова, обнажается темно-серый слабо пористый авгитово-гиперстеновый андезит обычного вида с многочисленными таблитчатыми фенокристаллами светло-серого плагиоклаза, переполняющего более зеленую серую слегка пористую основную массу. Под микроскопом мы имеем дело с типичным авгитово-гиперстеновым андезитом. Фенокристаллы резко зонального плагиоклаза в сложных полисинтетических двойниках, обычно 1–2 мм величиной. Моноклинный пироксен преобладает над ромбическим. Кристаллы его нередко крупнее, чем плагиоклаза; распространены двойниковые вростки. Гиперстен в более мелких и более вытянутых, чем авгит, фенокристаллах. Первые выделения магнетита (около 0,2 мм).

Основная масса гиалопилитовая с порядочным количеством буроватого стекла и крупными (около 0,1 мм) микролитами плагиоклаза. В покрасневших наружных частях глыбовых лав микролиты пироксена в основной массе почти целиком опацитизированы. Тон-

кие опашитовые каемочки развиваются и на фенокристаллах пироксена.

Указанные выше лавы, обнаженные в барранкосах ниже по склону соммы Авачи, представляют собой более основные породы базальтового облика, серого (i-l-n) цвета, плотные или с отдельными мелкими, большей частью округлыми, порами. Макроскопически ясно видны зеленовато-желтые фенокристаллы оливина и различными мелкие выделения полевого шпата.

Под микроскопом видно, что фенокристаллы оливина а также и присутствующего в несколько меньшем количестве авгита, достигают размеров до 1 мм, иногда даже больше. При этом фенокристаллы пироксена часто образуют сростки, иногда в центре их мы видим выделения оливина. Довольно обычны двойники пироксена. Более многочисленные порфиновые выделения плагиоклаза обычно не превышают в длину 0,5 мм, чаще же они около 0,3 мм, но в некоторых случаях попадаются и более крупные плагиоклазовые фенокристаллы размером до 1-2 мм. Плагиоклаз слабо зональный в обычных полисинтетических и сложных двойниках. Состав в ядре доходит до битовнит-анортита около № 90.

Основная масса - микролитового типа состоит из мелких микролитов плагиоклаза и пироксена, измеряющихся тысячными и сотыми миллиметра, и таких же пылинков магнетита. Стекло присутствует вообще в небольшом количестве и, в окисленных образцах становясь непрозрачным, оно делает микроструктуру неясной даже при больших увеличениях.

Мы не будем подробно останавливаться на этих породах, имея в виду неясность их геологического положения. Подобная же лава встречена и в глубоком барранкосе к востоку от скалы Месы, здесь это, несомненно, лавы Авачи, а не Коряки.

ЛАВА ПОТОКА, СОХРАНИВШЕГОСЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СОММЫ (СКАЛЫ КАМНИ)

Каменистый гребешок, спускающийся по северо-восточному склону соммы, представляет собой очевидный поток, но засыпанный лапиллями.

Он образован обычным дупироксеновым андезитом соммы. Порода нейтрально-серого цвета с многочисленными светлыми выделениями плагиоклаза (около 1 мм величиной) и менее многочисленными, но более крупными, темными фенокристаллами или сростками фенокристаллов пироксена. В породе много мелких равномерно рассеянных пор. В поверхностных частях глыб лавы порода более темная, буроватая.

Под микроскопом видно, что мы имеем обычный тип андезита соммы. Порода содержит от 30-50% порфиновых вкрапленников, преимущественно плагиоклаза. Его толстотаблитчатые кристаллы, представляющие собой сложные полисинтетические двойники, достигают 1-2 мм размером, но есть и более мелкие; обычное зональ-

ное строение и часто тонкие включения стекла, располагающиеся тоже зонально. О составе порфировых выделений плагиоклаза можно судить по углам погасания в сечениях, перпендикулярных обеим спайностям: в ядре мы имеем угол погасания 42° , что отвечает № 85; в наружной зоне угол погасания 32° , что отвечает № 57.

Пироксены в фенокристаллах представлены как гиперстеном, так и клино-пироксеном (авгитом) с углом погасания, равным 42° . Как обычно, клино-пироксен в более крупных выделениях, достигающих 3 мм и даже немного больше. Размер призм гиперстена не превосходит размеры фенокристаллов плагиоклаза. Кристаллы гиперстена прекрасно образованы с преобладанием пинакоидальных граней и с развитой призматической спайностью. Плеохроизм ясный, $2V$ около -70° .

В выделениях клино-пироксена нередко двойниковые вроски. Встречаются сростания обоих пироксенов, к которым иногда присоединяются первые выделения магнетита. Эти выделения обычно имеют размеры 0,1–0,2 мм. Основная масса в более раскристаллизованных участках лавы (внутренняя часть глыб) – типичная андезитовая; размеры микролитов плагиоклаза 0,05–0,1 мм. Кроме них – прожилки клино-пироксена таких же примерно размеров и мелкие кристаллики магнетита. Очень немного более крупных микролитов плагиоклаза. Состав микролитов плагиоклаза, судя по углу погасания в поперечных разрезах, равному около 30° , надо считать около № 55.

В менее раскристаллизованных участках основная масса состоит главным образом из буроватого стекла, в котором заключены очень тонкие (толщиной около 5μ и меньше) и относительно длинные (до 0,05 мм) иголки полевого шпата, тонкие призмочки пироксенов и кристаллические пылинки магнетита. Стекло значительно преобладает. В обоих типах породы заметна обильная пористость.

ИГОРЕВА СОММА (СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ)

Северо-западная часть соммы, там, где она сравнительно хорошо обособляется топографически, т.е. главным образом к северу от скалы Одинокой, довольно сильно засыпана лапиллями новейших извержений Авачи. О составе слагающих ее вулканических образований дают представление лишь отдельные разрозненные выходы на внутреннем склоне. Из таких выходов были исследованы обнажения на высоте около 1400 м и около 1900 м.

В обоих случаях здесь можно было видеть разрезы потоков с более плотной внутренней частью и с характерной побуревшей от окисления верхней поверхностной частью.

В потоке с высоты 1400 м порода внутренней части его представляет собой андезит светло-серого цвета в свежем изломе (между g и i шкалы Оствальда) с эвпорфировой структурой. В числе фенокристаллов преобладает беловатый плагиоклаз, размеры выде-

лений которого 1–2 и даже 3 мм. Более крупные (до 5 мм) редкие темные, почти черные, фенокристаллы пироксена имеют коротко-столбчатую форму. В общем – обычный вид наших андезитов.

Под микроскопом кроме крупных фенокристаллов видны еще и мелкие, измеряемые десятками долями миллиметра. Пироксены представлены как ромбическим, так и моноклинным пироксеном. Редко встречаются выделения оливина. Микропорфировые выделения магнетита размером около 0,1 мм. Основная масса бедна стеклом, которое можно видеть только местами между микролитами. Микролиты плагиоклаза не очень вытянутые, длина их порядка 0,025 мм. Такие же примерно и призмочки пироксена, зернышки магнетита размером около 0,01 мм (их в этом образце немного).

Образец из поверхностной части потока отличается некоторой пористостью и тем, что порода приобрела здесь красновато-бурую окраску (brl), распределяющуюся несколько неравномерно. Под микроскопом в основной массе породы резче разделены две генерации микролитов плагиоклаза. Кроме таких же тонких, какие входят в основную массу предыдущего образца, здесь довольно много выделений размером около 0,1 мм, как бы соответствующих микрофенокристаллам породы центральной части потока. В основной массе обильно выделились зернышки вторичных окислов железа (гематит?). На выделениях пироксена (особенно гиперстена) иногда тонкие опалитовые каемочки. В шлифе из образца, взятого из поверхностной части потока, случайно большее количество выделений цветного минерала, и здесь можно видеть хорошие примеры обрастаний ромбического пироксена моноклинным.

Поток, обнаруженный в Игоровой сомме на высоте 1900 м, образован породой несколько более основной, которую по характеру плагиоклаза, присутствию оливина и более значительному числу пироксеновых микролитов скорее надо рассматривать как андезито-базальт, чем как андезит.

Макроскопически – это серая (i) лава, почти плотная; заметны лишь щелевидные полости, вытянутые по флюиальности. Хотя порфировых выделений плагиоклаза много, они вследствие своей серой же окраски плохо видны. Лучше выделяются редкие, более темные фенокристаллы пироксена.

Под микроскопом видна сериально-порфировая структура. Фенокристаллы плагиоклаза в обычных сложных двойниках, с зональным строением, отмеченным также рядами включений стекла, обнаруживают размеры 0,1–1 мм (редко 2 мм). О составе их дают представление такие оптические константы.

В крупных фенокристаллах в сечениях, перпендикулярных [100], углы погасания:

	Угол погасания	Состав №
1. Ядро	36°	69
Средняя зона, богатая включениями стекла	40°	78
Периферия	35°	67

	Угол погасания	Состав №
2. Ядро	42°	85
Наружная зона	36°	69
3. Ядро	42°	85
Наружная зона	38°	73
4. Ядро	41°	81
Наружная зона	35°	67
5. В однородном кристалле	41°	81

Исследования карлсбадского двойника для периферической части кристалла дали: $BN_g = 60^\circ$; $BN_m = 72^\circ$ и $BN_p = 36^\circ$; $2V = +7\varepsilon^\circ$, что отвечает № 65.

Порфиновые выделения цветных минералов представлены как моноклинным, так и ромбическими пироксенами и, кроме того, оливином и магнетитом.

Магнетит в кристаллах — от 0,05 до 0,2 мм (часто оплавленных), встречается иногда включенным в выделения всех других минералов.

Сравнительно редкие (2–3 зерна в шлифе) выделения бесцветного оливина, не больше 1 мм величиной, — в обычных формах с закругленными углами. В оливине определен угол оптических осей $2V = \pm 90^\circ$.

Кристаллы моноклинного пироксена, окрашенного в зеленовато-бураватый цвет, иногда крупнее (несколько миллиметров), хорошо образованные, коротко-столбчатой формы, с развитыми гранями пинакоидов и в меньшем развитии призмы (110). Еще заметен слабый плеохроизм. Оптические свойства клино-пироксена таковы: угол погасания $[001] Ng = 43^\circ$; $2V = +50^\circ$ и $Ng-Np = 0,025$. В более крупных фенокристаллах почти всегда наблюдаются двойниковые полости по (100), иногда несколько.

Фенокристаллы гиперстена меньших размеров, чем моноклинного пироксена (не превышая обычно 1 мм).

Минерал плеохроирует в обычных тонах. Двупреломление $Ng-Np = 0,012$ и угол оптических осей $2V = -65^\circ$ (по измерениям в нескольких зернах). Иногда попадаются крестообразные двойники. Как гиперстен, так и клино-пироксены встречаются в виде сростков небольших фенокристаллов. Попадают также превосходные образования ромбического пироксена моноклинным в виде зернистых каемок последнего на первом.

Основная масса породы почти не содержит стекла, состоя главным образом из микролитов плагиоклаза, клино-пироксена и магнетита. Размеры микролитов плагиоклаза до 0,05 мм, редко больше, зернышки магнетита около 0,01 мм. Трудно уложить точно характер структуры в какой-либо из определенных типов вследствие ее тонкости, когда отдельные микролиты в значительной мере перекрывают один другого.

Состав микролитов плагиоклаза в основной массе породы определен по углу погасания в поперечных сечениях, т.е. $\perp [100]$, равному $35-37^\circ$, что отвечает составу № 67–70.

В расположении фенокристаллов ясно отражается течение (флюидальность) породы.

В отдельных выходах на внутреннем склоне западной части соммы, между скалой Одинокой и фотограмметрической точкой Устой, выступают из-под осыпей и покрова лапиллей части потока соммы, представленные тонкопористой темно-серой лавой. Окраска колеблется от 1 до п шкалы Оствальда. Невооруженным глазом можно видеть многочисленные более свежие мелкие выделения плагиоклаза серого цвета и более крупные фенокристаллы цветных минералов.

Под микроскопом видно, что плагиоклазовые фенокристаллы представлены сложными двойниками битовнита. Они часто очень богаты включениями стекла. Размеры фенокристаллов чаще от 0,3 до 1,0 мм, реже до 2 мм. Узкие наружные зоны фенокристаллов и микролиты отвечают лабрадору.

Цветные минералы только в фенокристаллах. Это клино-пироксен, гиперстен и оливин. Выделения последнего иногда до 1 мм величиной.

Основная масса, составляющая то больше, то меньше половины всей массы породы, представлена бурым слабо просвечивающим стеклом, в котором много пор и только редкие микролиты плагиоклаза.

Эта лава отвечает описанному выше образцу андезито-базальтовой лавы (с оливином), представляя собой стекловатую ее разновидность.

На наружном склоне северо-западной части соммы, как мы уже видели, среди склона, покрытого лапиллями, выступают невысокие холмики лавы, распавшейся на вершинах на отдельные глыбы. Являются ли эти холмики отдельными экструзивными образованиями или это части потоков, сказать трудно.

Лава, слагающая их, несколько отличается от тех, которые мы видели на внутреннем склоне соммы.

Макроскопически мы имеем серую мелко-порфировую породу, плотную. Цвет несколько изменчив, почти от g до 1 (по Оствальду).

В зависимости от окраски и от размеров фенокристаллы плагиоклаза и пироксена то более, то менее ясно выступают в серой основной массе.

Под микроскопом мы видим богатую порфиrowыми выделениями (их не менее 50%) сериально-порфиrowую породу. Размеры фенокристаллов плагиоклаза редко достигают 2 мм, обыкновенно преобладают более мелкие. Формы - обычные толстые таблички; розоватые полисинтетические сложные двойники и зональное строение; зоны многочисленны и отчетливы. Исследование двойников дало такие результаты в хорошем зональном кристалле:

В ядре альбитовые двойниковые пластинки обнаруживают: $BNg = 36,5^\circ$; $BNm = 65^\circ$ и $BNp = 66^\circ$; $2V = +86$.

Для карлсбадского двойника в нем же имеем $BNg = 59^\circ$; $BNm = 33^\circ$; $BNp = 80^\circ$. Это отвечает составу плагиоклаза № 72-73.

Для наружной зоны того же кристалла в альбитовом двойнике: $BNg = 34^{\circ}$; $BNm = 64^{\circ}$; $BNp = 71^{\circ}$; $2V = +82^{\circ}$, что отвечает № 65.

Более крупные фенокристаллы содержат нередко многочисленные мелкие включения стекла, сосредоточивающиеся то в центральной части, то по определенным зонам.

Фенокристаллы цветного минерала представлены как клино-пироксеном (авгитом), так и гиперстеном, первого несколько больше. Размеры кристаллов того и другого также образуют серию и в общем несколько мельче, чем кристаллы плагиоклаза. Наблюдались образования гиперстена клино-пироксеном. Оптические свойства пироксенов таковы: для гиперстена $2V = -67^{\circ}$ и $Ng-Np = 0,014$; для клино-пироксена угол погасания $[001]$ $Ng = 42^{\circ}$; $2V = +56^{\circ}$; $Ng-Np = 0,029$.

Немногочисленные фенокристаллы магнетита размером до 0,1 мм встречаются во всех шлифах, наоборот, — спорадическими являются порфиновые выделения или оливина, или псевдоморфоз по роговой обманке, образованных мелкими зернышками клино-пироксена с примесью магнетита и плагиоклаза.

Встреченное в одном из шлифов выделение оливина обросло снаружи венцом из небольших фенокристаллов пироксенов, как ромбического, так и моноклинного. В породе тот и другой пироксены встречаются почти в одинаковом количестве. Кроме этого выделение оливина в шлифе попался еще один небольшой его кристаллик.

Псевдоморфозы по роговой обманке наблюдались в другом образце. Их можно узнать по характерным разрезам призматических кристаллов с поперечным сечением, свойственным призмам роговой обманки. В длину такие призматические псевдоморфозы достигают 2 мм, в толщину, по $[010]$, около 0,4 мм; они образованы мельчайшими иголочками и зернышками пироксена, в центральной их части к нему присоединяются накапливающиеся здесь пылинки магнетита. Снаружи на псевдоморфозы по роговой обманке иногда нарастают кристаллики плагиоклаза.

Основная масса породы, присутствующая в сравнительно небольшом количестве, имеет микроструктуру от гиалопилитовой до интерсертальной, с очень мелкими микролитами. Для плагиоклаза они не превышают обычно 0,05 мм в длину, редко крупнее. Состав их определен только для более крупных; судя по углу погасания в поперечных сечениях, равному 35° , мы имеем дело с плагиоклазом № 63. Далее в составе основной массы можно различить пироксен, магнетит и стекло.

Своеобразие структуры породы определяется тем, что широкая сериальность в размерах фенокристаллов и понижение их размеров почти до размеров микролитов ступеньвают резкую границу между фенокристаллами первой генерации и кристаллическими элементами основной массы.

Другие образцы с наружного склона северо-западной части соммы взяты были значительно севернее, на склоне соммы к перевалу

между Авачей и Корякой. Здесь лавы выходят также лишь отдельными скалистыми выступами из-под покрова лапиллей.

Эти лавы по минералогическому составу нужно отнести к авгитово-гиперстеновым андезитах (или андезито-базальтам без оливина). В центральной части потоков это светло-серые (g-i) эвпорфиновые породы с многочисленными беловатыми фенокристаллами плагиоклаза и редкими пироксена. Породы плотные или с редкими неправильными порами. Размеры фенокристаллов полевого шпата до 2-3 мм, нередко сростки их, обычно так срастаются несколько более мелкие кристаллы. Плагиоклаз фенокристаллов, как обычно, в сложных двойниках, с зональным строением и с включениями стекла, впрочем, не очень обильными. Исследование альбитового двойника дало такие результаты: ядро $BNg = 40^{\circ}$; $BNm = 62^{\circ}$; $BNp = 64^{\circ}$; $2V = +88^{\circ}$; наружная зона $BNg = 34 \frac{1}{2}$; $BNm = 63^{\circ}$; $BNp = 70^{\circ}$; $2V = +84^{\circ}$.

Откуда видно, что ядро здесь - битовнит № 78 и периферия - битовнит-лабрадор № 67.

Размеры выделений полевого шпата переменчивы и структура может быть названа сериально порфировой.

Фенокристаллы пироксенов представлены гиперстеном и клинопироксеном, причем вообще первый преобладает. Пироксен в порфиновых выделениях встречается всегда в небольшом количестве и в меньших, чем выделения плагиоклаза. Крупные выделения пироксена принадлежат чаще клинопироксену. В формах ромбического и моноклинного пироксенов те же различия, какие обычно наблюдаются в этих породах. Первый - в более вытянутых призмах, с более развитыми гранями (100) и (010); кристаллы второго нередко с двойниковыми вростками. Оптические свойства гиперстена таковы: $2V = -66^{\circ}$ и $Ng-Np = 0,016$.

Заметный, хотя и слабый, плеохроизм в обычных тонах Ng зеленоватый, Np буровато-розоватый.

В клинопироксене наблюдались: угол погасания $Ng [001] = 41^{\circ}$; $2V = +46^{\circ}$ и $Ng-Np = 0,024$.

Выделения магнетита первой генерации, редко превышающие 0,1 мм в диаметре, в виде кристаллов, иногда оплавленных, кое-где срастаются с пироксеном.

Заслуживает упоминания микроструктура основной массы типичных образцов. Она состоит из сравнительно крупных и при этом коротких и толстых призмочек плагиоклаза, призмочек клинопироксена, иногда более вытянутых, чем плагиоклазовые, из зернышек магнетита и из буроватого стекла, склеивающего эти минералы.

Толщина плагиоклазовых микролитов всего в 2-3 раза меньше длины, достигающей 0,1-0,2 мм. Эта форма плагиоклазовых микролитов и придает своеобразный вид микроструктуре. Состав плагиоклаза в микролитах отвечает лабрадору № 63-65, судя по углу погасания в поперечных сечениях, равному $33-34^{\circ}$.

ЛАВЫ СОВРЕМЕННОГО КОНУСА

Как указывалось в геологическом описании, по склонам действующего конуса Авачи спускается ряд потоков лавы. Некоторые из них спускаются в сторону Елизовской сухой реки, т.е. западнее возвышенностей Монастырь и Сарай. Это более древние потоки, насколько об этом можно судить по степени их позднейших изменений, по развитию на них растительности и т.д. Более новые потоки почти все спустились в восточной половине конуса в сторону Халактырской сухой реки.

Мы дадим сначала простую характеристику лав отдельных потоков. Эти потоки были обозначены при исследовании вулкана разными буквами.

Предварительно необходимо, однако, сделать несколько общих замечаний.

Внешний вид лавы довольно значительно отличается в зависимости от того, с какою частью потоков мы имеем дело.

В огромном большинстве случаев наблюдениям непосредственно доступна только верхняя часть потоков, представленная глыбовой лавой.

Иногда глыбовая лава слагает всю массу потока, но в некоторых случаях, обычно, когда передний конец потока разрушен эрозией, можно видеть и лежащие ниже под глыбовой лавой массивные части потоков, сложенные породой, несколько отличной от той, какая представлена в глыбах лавы верхних частей потока.

В самих таких глыбах лава по виду различается в их поверхностных частях и в центральной части. Эти различия двоякого рода: с одной стороны, они зависят от способа выделения газов из лавы, обуславливая главным образом разный характер пористости; с другой стороны, на внешнем облике лавы сильно сказываются процессы окисления, приуроченные к поверхностным частям глыб; они резко изменяют окраску породы, но, кроме того, и микроскопическая картина таких лав значительно отличается от облика лав серых.

Принимая во внимание сказанное, мы должны при характеристике лав учитывать, с какою частью потока в каждом отдельном случае мы имеем дело.

В пределах потока выступает поверхность глыбовой лавы, занесенная в значительной мере позднейшим пирокластическим материалом. Торчащие глыбы лавы обнаруживают следы обтачивающего действия ветра на обращенных к северу сторонах.

Порода глыб представляет собой тонкопористый темный андезит серого цвета (I–п по Оствальду). Пористость его, как обычно в потоках, разнообразного характера: то тонкая равномерная, то более грубая и неравномерная. Для сравнения были исследованы два разных образца лав. Один представляет собой обычный, наиболее распространенный тип лав конуса с относительно грубыми породами, не очень многочисленными. Другой образец – более темная лава, легкая, тонкопористая с относительно ровным, как бы груботрахитоидным шероховатым изломом. Окраска этой разновидности темнее, и поэтому светло-серые фенокристаллы полевого шпата (обычно от 0,5 до 1,5 мм) выделяются более заметно.

Под микроскопом эти две разновидности лавы различаются главным образом микроструктурой основной массы. Кроме того, в первом, более плотном, из образцов количество фенокристаллов немного больше: именно, по составу здесь ~40% – порода, тогда как в более тонкопористой легкой лаве количество вкрапленников около 25–30%.

Структура основной массы и в том, и в другом образце может быть названа гиалопилитовой, но характерный облик этого типа микроструктуры уже утрачивается в значительной степени в тонкопористой разновидности. Может быть, в отношении "кристалличности", т.е. соотношении количеств кристаллической фазы и стекла, она лишь немного отличается от другой разновидности, но микролиты (микронолиты), главным образом полевого шпата, так тонки, что общая картина основной массы в скрещенных николях больше похожа на микрофельзит. Это серая масса, в которой микролиты почти неразличимы; наиболее крупные из них достигают в длину всего 0,02 мм, а толщина их измеряется несколькими микронами. Без анализатора можно видеть, что еще больше более мелких иголок (всего 0,01 мм и меньше в длину). При более значительных увеличениях можно рассмотреть, что к таким полевошлатовым микролитам присоединяются еще короткие призмочки пироксена, длиной всего около 0,005 мм, и такого же размера кристаллики магнетита.

В образце лавы более плотной основная масса обладает более типичной гиалопилитовой структурой, состоя из малоразличимых микролитов, образующих "войлок, пропитанный стеклом". Микролиты плагиоклаза достигают в длину 0,03–0,05 мм, иногда даже больше; соответственно увеличиваются и размеры кристалликов пироксена и магнетита. В расположении микролитов плагиоклаза замечается флюидальность, быстро меняющая свое направление.

В других отношениях обе разновидности лавы близки между собой. По минералогическому составу они представляют собой дву-пироксеновые андезиты с основным плагиоклазом (кальциандезиты).

Фенокристаллы плагиоклаза обычно заметно зональны. Они имеют толстотаблитчатый облик, будучи развиты по (010). Наиболее крупные достигают около 1,5, редко 2,0 мм, но размеры их непрерывно понижаются до 0,2 мм и даже несколько ниже (сериально-порфировая структура); в крупных фенокристаллах распространены обычные включения стекла, также зонально расположенные. Исследование фенокристаллов плагиоклаза привело к таким результатам:

1. Крупные зональные фенокристаллы. Образец с более грубой микропоякритовой (?) основной массой.

Карлсбадский двойник: ядро - $BN_g = 56^\circ$; $BN_m = 86^\circ$; $BN_p = 34,5^\circ$; состав отвечает № 82; периферия - $BN_g = 60^\circ$; $BN_m = 67^\circ$; $BN_p = 39^\circ$; состав отвечает № 59; альбитовый двойник (другое зерно): $BN = 43^\circ$; $BN_m = 62^\circ$; $BN_p = 60,5^\circ$; состав отвечает № 85; $2V = \pm 90$.

В образце с тонкой "фельзитовидной" основной массой карлсбадский двойник: ядро $BN_g = 570^\circ$; $BN_m = 87^\circ$; $BN_p = 33,5^\circ$; состав отвечает № 83; альбитовый двойник (другое зерно): $BN_g = 43^\circ$, $BN_m = 60^\circ$; $BN_p = 62^\circ$; состав отвечает № 84.

2. Мелкие микропорфировые выделения, резко отличающиеся по размерам от микролитов.

Образец с типичной гиалопилитовой основной массой. Углы погасания мелких вкрапленников в сечении перпендикулярных. [100] и состав:

Углы погасания \perp [100]	Состав №
1/32 ⁰	61
2/35 ⁰	67
3/ядро 35 ⁰	67
средняя зона 37 ⁰	71
Периферия 34 ⁰	65

В образце с более тонкой основной массой в таких же микропорфировых выделениях:

угол погасания \perp [100]	Состав №
40 ⁰	78
41 ⁰	81
41 ⁰	81
37 ⁰	71
39 ⁰	75

Настоящие микролиты основной массы удалось определить по тем же углам погасания, только в образце с типично гиалопилитовой основной массой:

угол погасания \perp [100]	Состав №
31 ⁰	59
34 ⁰	65
33 ⁰	63
31 ⁰	59

В другом образце микролиты слишком тонки для их исследования.

Сравнивая состав "мелких фенокристаллов" в том и другом образце, мы можем заметить небольшую разницу в ходе фракционирования кристаллизующегося плагиоклаза, но общий характер плагиоклазовой составной части породы одинаков.

То же самое можно заметить и о других главных минералах.

Фенокристаллов пироксена раза в 4-5 меньше, чем фенокристаллов плагиоклаза, при этом моноклинный пироксен преобладает над гиперстеном. Размеры кристаллов его крупнее, чем у гиперстена, но уступают размерам плагиоклазовых выделений.

Моноклинный пироксен фенокристаллов обнаружил такие свойства:

Образец породы	Угол погасания [001] Ng	2V	Ng-Np
55-1	43°	+51°	0,027
56-3	43°	+54°	0,025

Угол 2V измерен в обоих случаях по двум осям. Такую же близость обнаруживает и сравнение свойств гиперстена из обоих образцов.

№ обр	2V	Ng-Np
55-1	-70° ¹	0,014
56-3	-67°	0,011

Плеохроизм гиперстена обычный, ясно заметен в шлифах относительно толстых (плагиоклаз до желтой интерференционной окраски). Микролиты пироксена, входящие в состав основной массы, не поддаются надежным измерениям.

Магнетит присутствует в породе в двух генерациях. Микропорфировые выделения его достигают 0,1-0,2 мм, и в основной массе он заключается в виде мелких зернышек и пылинок.

Говоря о минералогическом составе описываемой лавы, следует упомянуть о присутствии в более плотном образце тонкочешуйчатых агрегатов грязно-зеленого желтого вторичного минерала, похожего на нонтронит, железистый хлорит и т.п. По удлинению - оптический знак плюс, величина чешуек редко достигает 0,01 мм, чаще - значительно меньше. Скопления этого минерала иногда походят на псевдоморфозы по выделениям цветного минерала, иногда имеют совершенно бесформенный вид.

В виде включения в описанной тонкопористой лаве встречен угловатый кусок андезита, резко отличающийся от вмещающей лавы. Это плотная порода более светлого серого цвета в изломе. Благодаря относительно светлой окраске плагиоклазовые фенокристаллы хуже заметны, чем выделения цветного минерала.

¹ Среднее из 5 измерений по двум осям 69°, 70°, 71°, 71°, 68°.

Поднимаясь выше по Елизовской сухой реке, на высоте около 1420 и 1600 м, мы встречаем концы еще двух потоков, сверху полусасыпанных, представленных типичной глыбовой лавой, очень похожей по виду на более молодые лавы, спускающиеся и к Халактырской сухой реке. Это лавы довольно богатые стеклом, подвергшимся уже некоторой девитрификации.

По внешнему виду — это богатые фенокристаллами эвпорфировые лавы темно-серого цвета (1). Оттенок окраски несколько меняется от нейтрально-серого к буроватому, но это не имеет существенного значения ни для структуры, ни для минералогического состава. Фенокристаллы плагиоклаза светло-серые, редко превышают 2 мм, чаще мельче. Порфиновые выделения цветного минерала немногочисленны, но иногда крупнее полевошпатовых. Лавы относительно мелкопористые; излом неровный, в больших разломах грубо-раковистый.

Под микроскопом видно, что мы имеем эвпорфировую лаву с обильными порфирированными выделениями плагиоклаза и немногими — пироксенов, из которых преобладает (а в некоторых шлифах встречается исключительно) гиперстен. Общее количество фенокристаллов не менее 30% всей массы. Фенокристаллы плагиоклаза колеблются по размерам от 0,5 до 2 мм, редко выходя за эти пределы. Они обычной толстотаблитчатой, по (010), формы с зональным строением, часто очень тонким, и иногда с рекурренцией отдельных зон. Обычно фенокристаллы плагиоклаза, особенно крупные, содержат многочисленные включения стекла, нередко зонально расположенные и часто отсутствующие во внешней зоне кристалла.

Обычные полисинтетические двойники, часто сложные (между прочими наблюдались бавенские), позволяют установить такой состав:

1) Карлсбадский двойник: ядро $BN_g = 56^\circ$; $BN_m = 86^\circ$; $BN_p = 34,5^\circ$; № 82 $2V = \pm 90^\circ$. Наружная зона $BN_g = 60^\circ$; $BN_m = 74^\circ$; $BN_p = 35^\circ$; № 67 $2V = \pm 75^\circ$.

2) Альбитовый двойник: ядро $BN_g = 44^\circ$; $BN_m = 62^\circ$; $BN_p = 59^\circ$; № 88 $2V = -85^\circ$. Наружная зона $BN_g = 34^\circ$; $BN_m = 61^\circ$; $BN_p = 74^\circ$; № 60 $2V = 76^\circ$.

В нескольких крупных зональных фенокристаллах наблюдались углы погасания в сечении, перпендикулярном [100]:

ядро	$41^\circ - 42^\circ$
наружная зона	$35^\circ - 36^\circ$
состав ядра	№ 81 - 85
наружная зона	№ 67 - 69

В маленьком не зональном вкрапленнике тот же угол равен 37° , что отвечает № 71.

Фенокристаллы гиперстена редко достигают в длину 1 мм, обычно мельче. Минерал в обычных кристаллических формах, с ясно видимым плеохроизмом. Угол оптических осей, определенный в ряде крис-

таллов, по выходам обеих осей обнаруживает колебания от -65° до -68° ; чаще всего -66° , причем заметна дисперсия. Двупреломление $N_g - N_p = 0,012$.

Моноклинный пироксен встречается гораздо реже, чем гиперстен, в небольших фенокристаллах и иногда обрастает выделениями гиперстена снаружи, причем граница между обоими неправильная, несмотря на одинаковую кристаллографическую ориентировку. В моноклинном пироксене был определен угол погасания $N_g [001] = -44^{\circ}$ и $2V = +55^{\circ}$.

К числу фенокристаллов надо отнести и более крупные кристаллы магнетита, редко, впрочем, достигающие 0,1 мм в поперечнике. В одном из образцов попался крупный кристалл апатита.

Основная масса породы под микроскопом при небольших увеличениях представляется однородной буроватой, как бы запыленной или помутневшей массой, содержащей тонкие микролиты полевого шпата в относительно небольшом количестве. Размеры микролитов редко достигают 0,1 мм в длину и 0,01–0,02 мм в толщину. Форма их обычная, и призматическая. О составе можно судить по углам в поперечных сечениях, т.е. $\perp [100]$:

угол погасания	36°	33°	35°	33°	40° (ядро)	36° наружная зона
состав №	69	63	67	63	78	69

В образце 58–1 удалось измерить этот угол только в одном кристаллике, величина угла погасания 32° отвечает составу № 59.

Кроме микролитов плагиоклаза различимы мелкие зернышки магнетита и иногда пироксена.

При больших увеличениях (объектив № 6 Лейтца) видно, что помутнение основной массы является результатом начавшейся раскристаллизации стекла, в котором выделяются обильные призмочки, по видимому, и плагиоклаза, и пироксена, достигающие всего около 0,01 мм в длину и 1–2 μ толщиной. Они образуют тонкий войлок, в котором запутаны такие же мелкие пылинки магнетита. На поляризованный свет такая масса почти не действует.

Благодаря упомянутой пористости породы шлифы из нее в значительной степени разорваны.

ПОТОК D

Язык этого потока оканчивается на юго-западном склоне конуса Авачи, на высоте около 1750 м. В разрушенном конце потока можно видеть различие между левой его поверхностных частей, подобной только что описанным, более пористой и более темной, и левой внутренних частей, представленной здесь плотным светло-серым (g) андезитом, в котором макроскопически видна эвпорфировая структура с многочисленными беловатыми фенокристаллами плагиоклаза и

очень редкими темными – цветного минерала в светло-серой основной массе.

Под микроскопом структура основной массы из поверхностной части потока в общем близка к только что описанной. Здесь, пожалуй, еще в большей степени стекло подверглось девитрификации с образованием переполняющих его мельчайших кристалликов (несколько больше магнетитовой пыли).

В минералогическом отношении лава эта отличается от описанных выше разновидностей присутствием в ней крупных фенокристаллов зеленоватого моноклинного пироксена, нередко в виде олигосинтетических двойников по (100) и (110) до нескольких миллиметров величиной.

Заметим, кроме того, следы окисления, сказавшиеся на гиперстене, получившем более бурую окраску и иногда опацигизированном снаружи.

Андезит из внутренней части лавового потока резко отличается не только по наружному виду, но и по строению основной массы, видному под микроскопом.

Это тоже эвпорфировая порода, в которой фенокристаллы представлены плагиоклазом, а также небольшими зернами магнетита и изредка опацигизированного пироксена, кое-где сохранившегося внутри маленьких опокowych (рудных) псевдоморфов. Крупных выделений пироксена не обнаружено. Размеры плагиоклазовых фенокристаллов приблизительно те же, что и в породе верхней части потока.

Обращает на себя внимание то, что включения стекла в выделениях плагиоклаза почти отсутствуют.

Состав фенокристаллов определен таким образом:

1. В ядре зонального кристалла исследование карлсбадского двойника дало $BNg = 55^\circ$; $BNm = 89^\circ$, $BNp = 35^\circ$, что отвечает 87% Ап.

2. Углы погасания, в сечениях перпендикулярные [100], в ядре обычно равны 42° , что отвечает № 85, а в наружной зоне $37-38^\circ$, соответствуя № 71-73.

Основная масса содержит обильные крупные и относительно толстые микролиты плагиоклаза, который по углу погасания в поперечных сечениях, т.е. \perp [100], определяется как лабрадор № 65-67. Длина этих микролитов обычно около 0,1-0,15 мм, толщина около 0,02-0,04 мм. Иногда они так обильны, что микроструктура приближается к интерсертальной.

В промежутках между такими крупными микролитами – стекло, переполненное мельчайшими кристалликами плагиоклаза, пироксена, магнетита и, может быть, других минералов, измеряющимися большей частью микронами. При небольших увеличениях такая масса кажется почти мутной, запыленной мелкими зернышками магнетита и пироксена.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что вокруг более крупных зернышек магнетита пироксеновые микролиты нарастают, образуя как бы узкие венчики.

ЛАВОВЫЙ ПОТОК С₂

Очень интересные обнажения, с точки зрения изучения различий в облике андезитов в разных частях потоков, имеются в конце потока С₂ в левой части Ботанической сухой реки. Как мы видели уже, массивный светло-серый андезит с крупными плоскокораквидами формами отдельности слагает слой мощностью около 5 м в нижней части потока; выше его, в толще мощностью до 20 м, имеем типичную глыбовую лаву. Были исследованы два образца, отличающиеся по внешнему виду.

1. Плотный андезит светло-серого цвета (i) с эвпорфировой структурой; обильные беловатые (e) фенокристаллы плагиоклаза не превышают 2 мм в поперечнике, тогда как более редкие темные (n) выделения пироксенов обычно имеют несколько миллиметров в длину: они образуют нередко сростки, но число таких вкрапленников невелико – не более (чаще даже реже), чем один на 1 см².

2. Другой образец представляет довольно сильно пористую лаву бурого цвета (5ni) с белыми крапинками полевошпатовых фенокристаллов и темными – пироксенов. Размеры и относительное количество фенокристаллов почти такие же, как в первом образце.

Первый образец взят из нижней части потока, второй – из поверхностных частей покрывающей глыбовой лавы.

Микроскопическое исследование показало, что в этом случае разница главным образом сводится к вторичным процессам окисления лавы.

Как в том, так и в другом случае порода представляется эвпорфировой лавой, в которой вкрапленники в разных участках составляют от 35 до 50%. Около одной пятой этого количества приходится на долю пироксена, а остальное составляет полевой шпат. В совершенно подчиненном количестве встречаются относительно крупные выделения магнетита.

Фенокристаллы плагиоклаза в среднем имеют наибольший размер около 0,8 мм, с отклонениями в ту или другую сторону, так что в сущности мы имеем сериально-порфировую структуру. Форма фенокристаллов обычная таблитчатая в более крупных и приближается к призматической – в мелких. Кристаллы заполнены обычно довольно крупным ядром и тонкими наружными зонами. Состав меняется от № 80 в ядре до № 70 в наружной зоне кристаллов.

Пироксеновые фенокристаллы, как обычно, крупнее, чем плагиоклазовые. Пироксен представлен как моноклинным, так и ромбическим (гиперстеном). Кристаллы авгита обыкновенно крупнее, чем 1 мм, редко мельче. Гиперстен большей частью в более мелких кристаллах. В моноклинном пироксене часто попадаются двойниковые вроски. Фенокристаллы магнетита размером 0,1–0,3 мм.

Структура основной массы типичная андезитовая (гиалопилитовая). Основная масса состоит из обильно переполняющих стекло призмочек плагиоклаза длиной около 0,05 мм и толщиной около 5–6 м, из зернышек и призмочек пироксена, а также кристалликов магнети-

та. Размер кристалликов пироксена и магнетита того же порядка, как и микролитов плагиоклаза. Состав микролитов плагиоклаза, судя по углу погасания в поперечных сечениях (37–38°), около № 65–70.

Микролиты в отдельных участках шлифа располагаются субпараллельно, местами обтекают порфиновые выделения, но общего направления течения по всему шлифу не обнаруживают.

Совершенно такую же структуру мы видим и в буром образце лавы из поверхностной части потоков, но здесь в основной массе микролиты пироксена приняли густую красновато-бурю окраску, в связи с окислением содержащегося в них железа, а некоторые из них вовсе стали непрозрачными. Призматическая форма таких побуревших пироксенов резче бросается в глаза при небольших увеличениях, чем в породе с неизменным пироксеном, и поэтому рисунок микроструктуры кажется несколько отличным, но это лишь внешнее впечатление.

Таким образом, в противоположность тому, что мы видели раньше, единственное различие внутренних и наружных частей потока определяется развитием вторичных процессов окисления.

ЛАВОВЫЙ ПОТОК 1827 г. (?)

Как уже было сказано, основанием для отнесения этого потока к извержению 1827 г. является рисунок последнего, сделанный Постельсом. Положение потока, изображенного там, с одной стороны, и характер поверхности потока – с другой, позволяют делать такое сопоставление. Правда, у Постельса изображены на поверхности потока многочисленные горнитосы в виде настоящих конусов сваренных шлаков, мы же видим на нашем потоке своеобразные глыбовые выступы (выпирания), но они имеют между собой лишь внешнее сходство, а настоящих шлаковых конусов, изображенных Постельсом, вообще нет ни на одном из лавовых потоков Авачи.

Конец потока разрушен, и здесь можно видеть то же самое строение, какое уже было описано в более древних потоках: глыбовая лава, слагающая верхнюю часть потока, внизу переходит в сплошную массивную более светлую лаву, разбитую трещинами на остроугольно-полиэдрические глыбы; самой нижней части потока не видно.

Не только внешний вид, но и микроструктура лавы из глыб в верхней части потока и из его массивной части несколько различаются между собой, однако различия во внешнем облике более заметны.

Более светлая лава из центральной части потока представляет собой эвпорфировый андезит серого (i) цвета. Эта окраска складывается из окраски более светлых серых (l, g) фенокристаллов плагиоклаза и темно-серой основной массы (l).

Таблитчатые фенокристаллы плагиоклаза кажутся переполняющими породу, и среди них теряются выделения цветного минерала. Размеры фенокристаллов полевого шпата достигают 3 мм в попе-

речнике, обычно меньше. Порода в изломе грубо-шероховатая. В ней можно видеть довольно обильные, но мелкие и неправильные поры.

Таблитчатая глыбовая лава в верхней части потока несколько темнее в изломе (1, даже п), но макроскопически по структуре в большинстве случаев почти не отличается — те же обильные таблитчатые фенокристаллы плагиоклаза и примерно тех же размеров, местами даже покрупнее. Пористость породы несколько больше, но не везде. Сильно пористыми являются, конечно, поверхностные части глыб. Пустоты здесь имеют, как обычно в наших лавах, вид крайне неправильных щелевидных разрывов. Было замечено, что иногда в образцах, где таблички фенокристаллов обнаруживают субпараллельное (флюидальное) расположение, — разрывы лавы, с которыми связано образование пор, располагаются в поперечном направлении.

Поры в этих лавах имеют вид разрывов очень вязкой массы. Как было уже описано, на поверхности глыб лавы, особенно образующих валуны, часто можно видеть как бы отслаивание отдельных неправильных пластин с "рваной" шероховатой поверхностью и нередко направленных в одну сторону. Эти отслаивающиеся пластины в свою очередь разбиваются такими же неправильными трещинами с шероховатыми стенками и получают строение своеобразных сдавленных шлаков с "рваными" порами.

Рассматривая лавы описываемого потока под микроскопом, можно заметить, что в более темных их образцах, как правило, основная масса несколько слабее раскристаллизована. В общем все почти лавы имеют тонкую гиалопилитовую основную массу.

Микролиты плагиоклаза имеют вид тонких иголок, достигающих в длину всего около 0,05 мм. В светлых лавах центральной части потока они иногда несколько крупнее, в темных лавах нередко несколько меньше. Кроме того, в светлых лавах таких микролитов несколько больше, чем в темных. Микролиты пироксена еще мельче, чем плагиоклазовые, измеряясь всего микронами; в таких же мелких кристалликах находится и магнетит, входящий в состав основной массы. Все эти минералы погружены в стекло — более светлое и прозрачное в светлых образцах лавы и буроватое, местами как бы тонко запыленное, — в наиболее темных образцах. При менее значительном увеличении различие между светлыми и темными лавами выражается главным образом в том, что в последних основная масса кажется менее прозрачной, как бы сильнее помутнелой, и несколько более бедной микролитами. В еще менее раскристаллизованных лавах повышается пористость основной массы. В остальном лавы различного вида, взятые из потока 1827 г., почти одинаковы.

Фенокристаллы плагиоклаза, как обычно, зональные и содержащие включения стекла, меняют свой состав от № 85 (угол погасания в сечении, перпендикулярном первой кристаллографической оси, равен 42°) в ядре (иногда состав ядра № 75) до № 65 (угол погасания 34°) и до № 69 (угол погасания 36°) в наружной зоне. Мелкие фенокристаллы, не обнаруживающие зонального строения, по

нескольким измерениям того же угла оказались № 65, 67 и да- же 81.

Исследование двух таких мелких фенокристаллов на Федоровском столике дало:

BNg	BNm	BNp	Закон	2V	
60,5	68	38	[001]	+80°	60
35	60	74	(010)	-	60

Исследование микролитов плагиоклаза затруднено их мелкостью; в поперечных сечениях мы имеем углы погасания и отвечающий им состав (в % An) такие:

угол погасания	31°	33°	35° (два раза)
состав №	59	63	67

Фенокристаллы пироксена принадлежат как моноклинному пироксену, так и гиперстену. Кристаллы неровные, иногда крупнее плагиоклазовых выделений, но большую часть одинакового с ними порядка по величине. Угол погасания в моноклинном пироксене около [001] $N_g = 45^\circ$ и $2V =$ около $+55^\circ$; минерал слабо окрашен в зелено-буроватый цвет. Интересны сростки плагиоклаза и моноклинного пироксена в офитовых отношениях (идиоморфизм первого). Фенокристаллы гиперстена несколько мельче, чем моноклинного пироксена, и в более вытянутых призмах.

Для гиперстена определено: $2V = -67^\circ$ (по двум осям), причем $\rho > V$; $N_g - N_p = 0,011$.

В основной массе пироксены, не поддающиеся исследованию.

Магнетиты находятся в более крупных кристаллах первых выделений размером 0,05-0,1 мм и в мелких пылинках, рассеянных в основной массе.

В проходящем свете в некоторых шлифах бросаются в глаза неправильные непрозрачные пятна, которые в отраженном свете имеют белую или желтоватую окраску и представляют собой разложенные участки породы.

В светло-серой лаве рассматриваемого потока были встречены небольшие включения (от 1 до 3 см в поперечнике) еще более светлой порфировой породы, близкой по структуре к вмещающей лаве. В ней благодаря более светлой окраске основной массы фенокристаллы плагиоклаза плохо заметны.

Под микроскопом эта порода обнаруживает уже значительные отличия в микроструктуре. Основная масса ее кажется микрозернистой, состоящей из призмочек плагиоклаза 0,1 мм в длину и 0,02 мм в толщину и из зернышек пироксена и магнетита, также измеряющихся сотыми миллиметра. При более значительных увеличениях можно видеть, что присутствует и прозрачное бесцветное стекло, но его — ничтожное количество, и поэтому основная масса имеет вид полнокристаллически микрозернистой.

Местами микролиты плагиоклаза еще несколько крупнее и значительно толще, утрачивая свой игольчатый облик.

Фенокристаллы плагиоклаза бедны включениями стекла, часто совсем лишены его; обычно зональное строение, состав от № 75-80 в ядредо № 65 в наружной, более объемистой части. Такой же состав лабрадора имеют и микролиты. Моноклинный пироксен и гиперстен образуют фенокристаллы обычного вида. Так же как и плагиоклазовые выделения, они нередко обломаны. Обычны сростки. Кое-где попадаются в шлифе диссоциированные выделения роговой обманки.

ПОТОК К

Ниже потока 1827 г. по Халактырской сухой реке спустился поток К, конец которого выступает здесь из-под засылавших его сверху лапиллей. Конец разрушен эрозией, и его поперечное сечение дает возможность видеть внутреннее строение потока. Поток 1827 г., по-видимому, покрывает поток К. Внутреннее строение последнего подробно уже описано ранее. Центральная часть лавовой массы представляет собой плотную светло-серую (g) эвпорфировую лаву с выделениями плагиоклаза и пироксенов. Отдельность здесь остроугольно-полиэдрическая, переходящая в средней части потока в плитчатую. Последняя связана с появлением флюидальной текстуры, особенно хорошо заметной под микроскопом и выражающейся прежде всего в ориентировке удлинённых фенокристаллов как плагиоклаза, так и пироксена.

Мы уже видели, что мощность плотной светло-серой части этого потока около 6 м. В его нижней части - прослой аггломератового сложения, достигающий 1,5 м толщины, а кверху порода центральной части переходит в типичную глыбовую лаву. Заслуживают упоминания пустоты (поры) в плотной части потока, достигающие размеров нескольких сантиметров. Они в общем линзовидной, но очень неправильной формы, имеют вид разрывов крайне вязкой массы и совсем не походят на те округлые пузырьки, которые мы имеем обычно в подвижных маловязких лавах. Эти отдельные поры там и сям разбросаны в массе породы. На стенках их в некоторых случаях можно видеть коренные таблитчатые прозрачные кристаллики тридимита, но чаще они покрыты лишь тонким налетом светло-кофейного цвета (ig - ge). Стенки в свою очередь разорваны короткими трещинками, и поверхность их принимает как бы сrostковидный вид.

Происхождение таких пор, очевидно, связано с сокращением при остывании очень вязкой массы еще до полного окончания кристаллизации.

Тридимит, образующий сростки кристалликов на стенках пор, встречается в виде типичных шестиугольных табличек с характерным секториальным строением. Размеры неделимых около 0,25 мм. Минерал нетрудно узнать по слабому двупреломлению, по показателю преломления несколько меньшему, чем 1,480, малому углу оптических осей и положительному оптическому знаку.

Микроскопическое исследование различных образцов лавы рассматриваемого потока показало, что главные признаки структуры повторяются во всех разновидностях, но в деталях, конечно, можно подметить характерное различие в этих разновидностях.

Все они одинаково представляют собой эвпорфировые породы с вкрапленниками плагиоклаза и пироксенов (как гиперстена, так и авгита). Приблизительно одинаковы и размеры фенокристаллов; мало меняется и их количество, составляющее в породе обыкновенно 30–40%, редко до 50%. Можно, пожалуй, отметить следующую особенность в микроструктуре глыбовой лавы верхних частей потока. В ней резче выражен разрыв в размерах фенокристаллов микролитов. Вообще в этой лаве, как и в других, структура сериально-порфировая, и в светлых более раскристаллизованных типах постепенность переходов в размерах от крупных вкрапленников к более мелким вплоть до микролитов лучше выражена, чем в мелкой глыбовой лаве потока.

"Крупные" фенокристаллы имеют размеры 1–2 мм, редко до 3 мм, они постепенно уменьшаются до кристалликов в 0,5 мм, которых довольно много в породе; замечен определенный скачок от последних к кристалликам размером 0,1–0,2 мм, и затем идут микролиты в виде мельчайших иголочек размером 0,02–0,03 мм и даже мельче.

Эта последовательность размеров хорошо видна на плагиоклазе; для пироксенов, которых значительно меньше, она не так отчетлива.

Крупные фенокристаллы плагиоклаза имеют только таблитчатую форму, микролиты – игольчатую, а выделения промежуточных размеров – форму коротких призмочек с почти квадратными сечениями. Крупные выделения, как всегда, содержат обильные включения стекла и большею частью обладают зональным строением.

Исследование плагиоклазов (из образца глыбовой лавы) дало такие результаты:

1. В карлсбадском двойнике: ядро $BNg = 55^\circ$; $BNm = 89^\circ$; $BNp = 35^\circ$, отвечает № 87; наружная часть $BNg = 60,5^\circ$; $BNm = 68^\circ$; $BNp = 38^\circ$, отвечает № 60.

2. В альбитовом двойнике в ядре фенокристалла: $BNg = 43^\circ$; $BNm = 62^\circ$; $BNp = 60^\circ$, отвечает № 86.

Угол погасания в сечении MP в ядре 41° , отвечает № 81, а в наружной зоне 35° , что соответствует № 67.

3. Тот же угол погасания в ядре другого выделения равен 43° и отвечает № 88, а в наружной части 34° , отвечает № 65.

В маленьком незональном порфировом выделении тот же угол погасания равен 34° и отвечает № 65, тот же результат дали измерения в целом ряде микролитов.

Фенокристаллы моноклинного пироксена иногда достигают размеров даже более значительных, чем порфировые выделения плагиоклаза, но они встречаются реже, чем фенокристаллы гиперстена, обычно несколько более мелкие.

В моноклинном пироксене был определен угол погасания $[001] Ng$, равный 44° и $2V = +55^\circ$.

В гиперстене найдено $2V = -65^\circ$; один из фенокристаллов ясно зональный обнаружил в ядре $2V = -65^\circ$ и в наружной зоне $2V = -61^\circ$.

В фенокристаллах моноклинного пироксена распространены двойники по (100), часто повторные.

Из деталей взаимных отношений минералов следует упомянуть о сростках того и другого пироксена и о ясных обрастаниях крупных фенокристаллов гиперстена более мелкими выделениями моноклинного пироксена.

В покрасневших наружных частях глыбовой лавы наблюдается опацизация с поверхности кристаллов как гиперстена, так и моноклинного пироксена и как будто усиление интенсивности их окраски.

В числе фенокристаллов должны быть упомянуты кристаллики магнетита размером обычно от 0,05 до 0,1 мм.

В основной массе породы минералы, естественно, не поддаются таким исследованиям, и здесь можно определить только иногда плагиоклаз.

Окисление наружных частей глыб лавы, как обычно, ведет к выпадению окислов железа, разложению микролитов авгита, и основная масса становится мало прозрачной.

В серых лавах внутренних частей потока и состав, и микроструктура основной массы породы видны гораздо лучше.

При больших увеличениях можно видеть, что основная масса состоит из призмочек плагиоклаза, имеющих в среднем от 0,03 до 0,05 мм (50 μ) в длину, и более коротких призмочек пироксена и магнетита в кристалликах в среднем от 5 до 10 μ . Стекла так мало, что структура имеет вид тонкой пилотакситовой. Местами в этой массе попадаются участки (размером 0,1–0,2 мм, редко больше), выделяющиеся при малых увеличениях своей большой прозрачностью.

Очень часто малые участки прилегают к выделениям плагиоклаза или пироксена. При более значительных увеличениях в них можно рассмотреть очень низкопреломляющие бесцветные минералы; слабо действующий на поляризованный свет тридимит, который наблюдается в табличках, или совсем не действующий на поляризованный свет кристобалит, который иногда наблюдается в типичных черепитчатых агрегатах.

Таблички тридимита нередко достигают 0,05–0,1 мм в ширину. Те зернышки, которые можно счесть за кристобалит, не более 0,025 мм. Нередко около таких скоплений, или окружая таблички тридимита, помутневшее стекло, в проходящем свете почти непрозрачное, в отраженном желтовато-белое. По-видимому, оно превращено здесь в каолиноподобную массу.

Необходимо отметить, что такие выделения тридимита и кристобалита встречены были только в середине центральной части потока. В других образцах серых лав того же потока их обнаружить не удалось. Они совершенно отсутствуют также в шлифе из глыбовой лавы того же потока.

ПОТОК К₁

Как уже было сказано, на поток К налегает поток К₁, представленный глыбовой лавой. Это – гиперстеновый авгитовый андезит, очень близкий по всем признакам к лаве потока К из средней его части.

Макроскопически – это довольно светлые серые породы (1), эвпорфиоровые, богатые выделениями плагиоклаза, иногда более крупными, чем в лаве предыдущих потоков, и достигающие 4 мм в длину. Главное отличие по внешнему виду от серых лав предыдущего потока – мелкие равномерно рассеянные поры; размеры их около миллиметра, форма очень неправильная – выпуклые и вогнутые поверхности стенок у пор почти одинаково распространены; размеры также очень разнообразны. Поверхность стенок пор обычно покрыта красновато-бурым налетом.

Под микроскопом отличия от потока лавы К только в микроструктуре и только в количественном отношении.

Микролиты здесь немного покрупнее, но главное – заметно меньше тех кристалликов плагиоклаза, промежуточных по величине между микролитами и более мелкими фенокристаллами, которые играли существенную роль в коренной микроструктуре лавы потока К.

Выделения свободной кремнекислоты в данной лаве не было замечено.

В фенокристаллах гиперстен как будто заметно преобладает над клино-пироксеном по числу кристаллов, но последний – в более крупных выделениях. Обычны сростки кристаллов пироксенов и иногда вместе с ними магнетита. Фенокристаллы плагиоклаза, как обычно, богаты включениями стекла.

“Войлокоподобный” вид основной массы с ее тонкими мелкими иголочками плагиоклаза очень типичен.

ЖЕЛОБООБРАЗНЫЙ ПОТОК, ОБРАЗОВАВШИЙ СКАЛУ БУДДА

Этот поток, начинающийся у подножия крутого склона конуса и спускающийся между восточной частью соммы и возвышенностью Мо-настырь, является одним из молодых потоков, дата излияния его, однако, не может быть установлена.

Как уже было отмечено, лавы этого потока представлены двумя разными типами, которые были обозначены в описании, как, во-первых, глыбовая лава, во-вторых, мелко-агломератовая лава. Последняя представляет собой довольно своеобразный тип. Я начну описание с более обычной глыбовой лавы.

ГЛЫБОВАЯ ЛАВА

Глыбовая лава представляет собой серую плезиофировую лаву обычного для нашего вулкана типа. Окраска в свежем изломе в общем может быть определена как нейтрально серая (i по Остваль-

ду), слагаясь из окраски более светлых фенокристаллов плагиоклазов и более темных — пироксенов.

В более стекловатых и при этом более пористых разновидностях она, как обычно, темнее, и тогда она принимает буроватый оттенок в пористых наружных частях глыб, отслоившихся корочках и т.д.

Типичные образцы из средней глыбы имеют довольно крупные для лав Авачи выделения и полевого шпата, и пироксена, нередко превышающие 3 мм и доходящие до 4–5 мм. Форма фенокристаллов обычная: плагиоклазы в виде золотых табличек, пироксен в коротких столбиках и их сростках. Пористость лав в центральной части глыб очень невелика и довольно переменчива, но все же это не плотные серые андезиты массивных частей потоков, как мы их видели в других случаях. В описываемом потоке таких массивных частей видеть нельзя.

Под микроскопом глыбовая лава данного потока тоже обнаруживает некоторые, правда, небольшие отличия от других лав в строении основной массы. В ней микролиты несколько крупнее, их немного меньше, и между ними ясно различается присутствие окрашенного в бурый цвет стекла.

Размеры микролитов силикатов в типичных образцах этой лавы таковы: в середине длина 0,05–0,06 мм и толщина 0,01 мм; прекрасно образованные октаэдры магнетита имеют средний размер около 0,01 мм. Отдельные микролиты могут значительно возрастать в размерах, причем у силикатов быстро увеличивается их относительная толщина.

Структура основной массы точно подходит к банальному определению гиалопилитовой. Это действительно войлок иголочек, обильно пропитанный стеклом.

О составе микролитов плагиоклаза дают представление углы погасания в поперечных сечениях, т.е. перпендикулярно [100].

Здесь мы имеем такие цифры:

угол погасания	35°	33°	34°	32°	33°	33°	30°	30°
состав №	67	63	65	61	63	63		

Константы микролитов пироксена не поддаются точному измерению. По большим углам погасания можно видеть, что тут мы имеем дело с моноклинным пироксеном. В образцах лавы, подвергшихся "обжигу" и покрасневших, заметно выделение окислов железа в разлагающихся пироксенах.

Что касается фенокристаллов в типичной глыбовой лаве рассматриваемого потока, то в некоторых образцах совершенно отчетливо выступают особенности, свойственные почти всем таким же лавам Авачи, но не всегда одинаково хорошо выраженные.

Фенокристаллы плагиоклаза двух родов: более крупные (до 2 мм, иногда до 3 мм), зональные с обильными включениями стекла; форма их толстотаблитчатая.

О составе можно судить по таким измерениям:

альбитовый двойник: ядро $BNg = 43^{\circ}$; $BNm = 61,5^{\circ}$; $BNp = 61^{\circ}$
состав отвечает № 81.

Углы погасания в сечении перпендикулярные $[100]$ в ядре -41° и 40° , что отвечает составу № 81 и 78; в наружной части 37° , 38° , 36° и 35° , отвечая соответственно составу № 73, 71, 69 и 67.

Кроме этих крупных кристаллов присутствуют более мелкие, обычно размером от 0,5 до 1 мм, иногда меньше. В них углы погасания в поперечных сечениях $\perp [100]$ равны $35^{\circ} - 37^{\circ}$ и соответственно состав от № 67 до № 71.

Фенокристаллы гиперстена в виде столбиков обыкновенно до 1 мм в длину. Минерал обнаруживает характерные кристаллические формы, ясный типичный плеохроизм. Угол оптических осей $2V = -67^{\circ}$.

Моноклинный пироксен заметно окрашен в буровато-зеленоватый цвет, не плеохроит. Кристаллы его, как правило, крупнее выделений гиперстена, достигая 3 мм. Обычны двойники по (100) . Угол погасания $[001] Ng = 44^{\circ}$ и $2V = -53^{\circ}; -55^{\circ}$.

Фенокристаллы магнетита обычно величиной около 0,1 мм, иногда во вростках или сростках с пироксеном. Нужно заметить, что цветные минералы выделений чаще срastaются в группы, чем плаггиоклазовые вкрапленники.

МЕЛКОАГГЛОМЕРАТОВАЯ ЛАВА

Под этим именем я выделяю слагающую часть потока лавы, обнаженную непосредственно под глыбовой лавой с внутренней части боковых валов потока. В крайних своих образчиках эта лава представляется как бы аггломератом комочков, каждый величиной в несколько миллиметров, соединенных более или менее прочно, иногда так, что при сравнительно легком усилии они могут быть разъединены и порода рассыпается. Первое впечатление при этом получается, что мы имеем дело с настоящим вулканическим аггломератом, может быть, агглютинатом мелких лапиллей. Однако мы всюду имеем совершенно постепенные переходы от такой лавы к более крепким лавам, более связным, по строению напоминающим довольно близко поверхностные части некоторых глыб глыбовой лавы (особенно отслоившихся на этой поверхности пластин), также нередко принимающих "мелкокомковатое сложение".

При изготовлении шлифов из образцов рассматриваемого типа лав они, естественно, разрываются на отдельные части, но во всех этих отдельных частях и состав и микроструктура совершенно одинаковы, они не отличаются существенно от состава и микроструктуры типичных лав.

В шлифе из этой лавы мы видим сериально-порфировую породу с фенокристаллами плаггиоклаза, достигающими 2-3 мм. Это более крупные выделения с обычным двойниковым строением, зональностью и включениями стекла.

По составу они относятся к битовниту № 87, судя по углу погасания в сечении РМ, равному 42° в ядре, и № 67 (угол погасания 35°) в краевых зонах.

Кроме плагиоклаза в фенокристаллах находится клино-пироксен в крупных кристаллах, иногда в их обломках; в некоторых случаях он содержит включения относительно крупных (до 0,15 мм) кристалликов магнетита. Обычны двойники. Фенокристаллы гиперстена более мелкие, чем клино-пироксена, присутствуют в несколько меньшем количестве, чем последние. Они обнаруживают все типичные особенности этого минерала в наших лавах.

Основная масса имеет в общем гиалопилитовый облик. При больших увеличениях видно, что она состоит из более коротких призмочек плагиоклаза (длиной в среднем около 0,025 мм, толщиной в среднем около 0,015 мм) и редко кристалликов магнетита (0,010 мм). Призмочки пироксена обнаруживают начавшееся разложение в виде выделяющейся в них тонкой пыли рудного вещества. Частью такие пылинки выделяются и в стекле, которого в породе очень немного.

ПОТОК М

В верхнем потоке М и несколько правее его (если смотреть сверху вниз) мы видели массивный террасообразный выступ лавы. Лаву эту можно видеть только в глыбах на уступе, площадка выше уступа засыпана пирокластическим материалом. Может быть, этот лавовый выступ составляет часть потока М.

Лавы его очень близки к лаве потока М.

В образце из средней части глыбы мы имеем темную серую (общая окраска лавы - 1, окраска основной массы - п по Оствальду) лаву, очень богатую мелкими (обычно в 1-2 мм, редко до 3-4 мм) фенокристаллами светло-серого плагиоклаза и содержащую редкие, но более крупные фенокристаллы пироксена. В лаве довольно много мелких, но неправильных пор.

Мы имеем здесь такую же гиалопилитовую основную массу с порядочным количеством бурого стекла, с микролитами лабрадора (около № 64), обычными кристалликами пироксена и зернышками магнетита. Фенокристаллы плагиоклаза в центральной части имеют состав битовнита № 35, в краевой зоне - около № 70. Моноклинный пироксен и гиперстен тоже не отличаются от тех, которые мы видели в потоке М. В имеющемся образце лавы потока N как будто количество фенокристаллов цветных минералов несколько выше, но это может быть случайным обстоятельством.

ПОТОКИ О

На высоте около 1900 м мы видели выходящие из-под пирокластических отложений конуса обломочные концы потоков, где в разрезе видны чередующиеся неправильными массивами пластообразные

части потока, сложенные плотной серой лавой и заключенные в них тинзовидные буро-красные участки аггломератного сложения.

Серая плотная лава. Окраска этой лавы довольно светлая (g-i). Порода эвпорфировая с обычными обильными фенокристаллами плагиоклаза и более редкими, но более крупными, — пироксена.

Под микроскопом прежде всего на себя обращает внимание относительно более значительная тонкость основной массы, чем в предыдущих потоках.

Два разных образца из различных потоков обнаруживали отличие в размерах фенокристаллов. В образце из более нижнего фенокристаллы мельче (обычно не превышают 1 мм или около этого); в другом образце крупные фенокристаллы плагиоклаза — около 2 мм в поперечнике и таковы же выделения пироксена, причем они нередко сростаются в кучки.

В этом образце присутствуют оба пироксена, и иногда встречаются прекрасные зональные обрастания гиперстена моноклинным пироксеном.

В образце с более мелкими фенокристаллами обращает на себя внимание большое число обломанных кристаллов и некоторая флюидальность в расположении выделений.

В минералогическом составе мы не можем указать существенной разницы с другими лавами действующего конуса.

Исследование альбитового двойника крупного фенокристалла плагиоклаза из этого образца дало такие результаты: ядро $BNg=40^\circ$; $BNm = 64^\circ$; $BNp = 62^\circ$; $2V = +90^\circ$, что отвечает № 80; наружная часть $BNg = 36^\circ$; $BNm = 62^\circ$; $BNp = 69^\circ$; $2V = +80^\circ$, что отвечает № 69.

В других выделениях определены были углы погасания в сечении $\perp [100]$:

1. ядро	40°	отвечает № 78
средняя зона ближе к ядру	37°	" № 71
средняя зона ближе кнаружи	39°	" № 75
наружная зона	35°	" № 67
2. ядро	35°	" № 67
средняя зона	40°	" № 78
наружная зона	35°	" № 67

В незональных более мелких фенокристаллах этот угол погасания найден равным $36-37^\circ$, отвечая № 69-71.

Для моноклинного пироксена фенокристаллов найден угол погасания $[001] Ng = 44^\circ$; $Ng-Np = 0,025$; $2V = +55^\circ$.

Для гиперстена: $2V = -68^\circ$ при $p > 2V$ (3 измерения по двум осям); $Ng - Np = 0,013$.

Микролиты плагиоклаза и пироксена не поддаются измерениям вследствие их мелкости.

Как видим, в общем состав очень близок к другим лавам современного конуса.

ПОТОК Р

Этот поток имеет свежий вид. Он расположен западнее потока М и начинается выше его на склоне конуса, примерно с высоты около 2000 м. Он, как мы упоминали, спускается несколькими уступами. Можно видеть только глыбовую лаву этого потока, образующую валы, которые окаймляют поток с боков и с фронтальной стороны и следуют вдоль потока, частью засыпанного рыхлым материалом.

Для глыбовой лавы потока Р, по-видимому, характерны более стекловатые разновидности относительно темного серого цвета.

В виде включений угловатых или округло-угловатых обломков, впаянных в темную лаву, попадают более светлые серые андезиты.

Типичная темная стекловатая лава потока Р с относительно малым количеством обычных для лав Авачи мелких неправильных пор и с меньшим, чем обычно, числом порфирировых выделений обладает темной серой окраской (п по Оствальду) и раковистым изломом.

Под микроскопом темная лава, вмещающая включения, обладает почти не действующей на поляризованный свет стекловатой массой, представляющей мутной от переполняющих ее микролитов, измеряющихся микронами и даже более мелкими. Редкие более крупные микролиты, достигающие 0,05–0,1 мм, разбросаны в этой массе. Кроме того, она изобилует мелкими пузырьками несколько менее 0,1 мм в поперечнике.

Фенокристаллы в этой лаве представлены главным образом битовнитом (№ 80, судя по углу погасания 40° в течении, перпендикулярном спайности М и Р) в полисинтетических прямых и сложных двойниках со слабо развитым зональным строением. Характерны обильные включения стекла. Далее мы видим в числе порфирировых выделений клино-пироксен, зеленовато-бурый, со слабым плеохроизмом и отчетливо плеохроичный гиперстен. Пироксены нередко сростаются вместе; тут же присутствуют и крупные выделения магнетита. Изредка встречаются выделения оливина. Они всегда корродированы и обросли венчиком пироксена (и авгита, и гиперстена). Размеры выделений плагиоклаза доходят до 2,5 мм, выделения пироксена более мелкие, а зерна оливина не превышают 0,5 мм.

Более светлые включения в лаве отличаются своей микроструктурой и внешним видом. В светло-серой (g) основной массе заключены обильные выделения беловатого плагиоклаза и редкие, но крупные (до 3–4 мм) выделения одиночных или сросшихся фенокристаллов пироксена.

Под микроскопом видно, что основная масса здесь бедна стеклом и имеет скорее пилотакситовую или иногда интерсертальную структуру, чем гиалопилитовую. Микролиты плагиоклаза достигают 0,1 мм в длину. К ним присоединяются менее вытянутые призмочки авгита и кристаллики магнетита размером около 0,01 мм. Все эти минералы склеены очень небольшим количеством стекла.

Фенокристаллы представлены плагиоклазом в двойниках, зональным с составом, меняющимся от № 75 в ядре (угол погасания в сечении, перпендикулярном [100], равен 38°) до № 65–67 в на-

ружной части. Присутствуют также в виде порфирированных выделений оба пироксена и кристаллики и зерна магнетита. Наконец, в виде редких фенокристаллов мы находим и оливин, тоже в виде корродированных кристаллов, обросших венчиками из кристалликов пироксена.

Граница между более раскристаллизованными включениями серой лавы и вмещающей темной вполне отчетливая и местами очень резкая.

ПОТОК S

По юго-восточному склону действующего конуса почти от вершины спускается совершенно свежий лавовый поток, который, судя по сведениям, полученным от Н.Г.Келля, вероятно, излился при извержении 1909 г. Этот поток сложен с поверхности глыбовой лавой. Он, как мы уже видели, образует несколько уступов на склоне. Западнее, из-под языкообразного окончания верхней части потока, выходит его часть, излившаяся раньше, а еще ниже поток приобретает желобообразную форму и строение, очень похожее на то, которое мы видели у потока, образовавшего скалу Будда.

Лава этого потока в свежем виде представлена темно-серой (1) эвпорфировой породой с многочисленными светло-серыми фенокристаллами плагиоклаза размером обыкновенно около 2-3 мм, но иногда достигающими и 5 мм. Порфирированные выделения цветного минерала мало выделяются из темной массы. Лава эта всегда пористая; поры неправильные, чаще всего мелкие и равномерно распределенные, но в некоторых случаях они достигают размера почти сантиметра, неравномерно распределяются в массе породы, но всегда имеют очень неправильную форму, свидетельствующую о вязкости лавы.

В поверхностных частях глыб мы имеем обычные пористые отслаивающиеся корочки, буроватую окраску вследствие обжига и другие особенности, о которых мы уже говорили при описании лав других потоков.

Под микроскопом вид лавы, взятой из разных частей потока, заметно различается в зависимости главным образом от микроструктуры и частью - от степени обжига в поверхностных частях глыб.

Разница в микроструктуре зависит прежде всего от количества микролитов и стекла, вообще довольно обильного в этой лаве, далее - от характера и числа порфирированных вкрапленников.

Что касается минералогического состава, то мы имеем такие данные.

Фенокристаллы плагиоклаза, как указано выше, иногда достигают 4-5 мм, но чаще они значительно мельче, около 1-2 мм. Двойниковое сложение по различным законам, чаще всего альбитовому и карлсбадскому, зональное строение иногда тонкое, но нерезко выраженное, и включения стекла не представляют каких-либо особенностей по сравнению с другими лавами конуса Авачи. О составе вкрапленников плагиоклаза можно судить по таким измерениям.

1. Альбитовый двойник: $BNg = 38^{\circ}$; $BNm = 61^{\circ}$; $BNp = 67,5^{\circ}$; отвечает № 72,

2. Угол погасания в сечении $\perp [100]$ равен 37° ; отвечает № 71.

3. В зональных кристаллах углы погасания в сечениях $\perp [100]$:

ядро	40°	что отвечает № 78
порфи́ровая часть	37°	то же № 71
ядро	40°	" № 78
наружная часть	36°	" № 69
ядро	39°	" № 75
наружная часть	36°	" № 69

4. Аклиновый А двойник, плагиоклаза, фенокристалл - не зональный.

$BNg = 41^{\circ}$; $BNm = 59^{\circ}$; $BNp = 66^{\circ}$; отвечает № 72; он же исследован с учетом координат шва совпадающих с P (001); найдено: $PNg = 49^{\circ}$; $PNm = 56^{\circ}$; $PNp = 59,5^{\circ}$, что отвечает № 70.

5. В зональном кристалле, в сечении $\perp [100]$ углы погасания: в ядре 39° , что отвечает № 75; в наружной зоне 36° , что отвечает № 69.

6. Бавенский двойник плагиоклаза, фенокристалл: $BNg = 85^{\circ}$; $BNm = 87,5^{\circ}$; $BNp = 83,5^{\circ}$, отвечает № 72.

В микролитах плагиоклаза определялись только углы в сечении $\perp [100]$. Получены такие данные:

угол погасания	34°	36°	35°	35°	34°	33°	35°
состав №	65	69	67	67	64	62	67

В одном из более крупных микролитов максимальный угол в зоне $\perp [010]$ дал 39° , что отвечает № 68.

Фенокристаллы моноклинного пироксена более крупные, чем фенокристаллы гиперстена, нередко в двойниках заметно окрашены, но не плеохроируют. В них был определен угол погасания $[001] Ng$, угол $2V$ и $Ng-Np$

$[001] Ng$	$2V$	$Ng-Np$
-	$+52^{\circ}$ (обе оси)	-
43°	$+55^{\circ}$	0,025
42°	-	0,029

Для гиперстена, ясно плеохроичного и находящегося в виде более мелких фенокристаллов, более сильно удлинённых по Ng , - найдено

$2V$	$Ng-Np$
-67° ; $\rho > V$	0,014
-68° ; $\rho > V$	0,012

второе значение $2V$ получено в двух зернах, по обоим осям.

В некоторых образцах лавы потока S были встречены редкие фенокристаллы оливина, легко отличимые по своей бесцветности от окрашенных пироксенов. Кристаллы оливина частью корродированы, иногда они обрастают гиперстеном или являются включенными в его кристаллы. Оливин присутствует в незначительном количестве (несколько мелких зерен в шлифе) и не является существенным минералом породы.

В числе фенокристаллов надо упомянуть, наконец, обычные небольшие выделения магнетита.

Среди разновидностей лав потока S, выделяемых по микроструктуре, мы упомянем следующие. В наиболее типичном образце крупные фенокристаллы плагиоклаза достигают 1,5–2 мм, но, кроме них, имеется и ряд более мелких выделений (0,5 и 0,3 мм). Фенокристаллы пироксенов не превышают обычно 0,5 мм, редко до 1 мм, а редкие кристаллы оливина не превосходят 0,2–0,3 мм. Гиперстен преобладает над клино-пироксеном. Количество фенокристаллов около 30%. Основная масса представляет собой бурое прозрачное стекло, переполненное микролитами плагиоклаза и магнетита. Размеры призмочек микролитов примерно 0,02–0,06 мм в длину, но следует отметить заметные колебания в их величине. Более крупные призмочки плагиоклаза мало вытянуты, отношение длины к толщине равно 4, даже 3; наряду с ними есть и более тонкие (10:1). Тип структуры основной массы – гиалопилитовый. Порода пористая, отчего шлиф разодран.

Другие образцы, характеризующиеся меньшей раскристаллизованностью основной массы: микролитов меньше и они мельче; однако порядок их величины около 0,02 мм. В некоторых образцах стекло сильно окрашено, почти непрозрачно. Невольно приходится обращать внимание на то, что в образцах, взятых из разных частей потока, относительное количество ромбического и моноклинного пироксенов в фенокристаллах очень различно.

Мы видели уже, что в анализированном образце преобладает гиперстен, в образцах, взятых ниже по потоку, наоборот, клино-пироксен является преобладающим, причем его зерна часто срastaются группами.

Среди образцов, взятых в верхней части потока, в одних клино-пироксена мало, в других – он в существенном количестве и в крупных кристаллах, часто с двойниковыми вростками, образующими нередко сростки.

Микролиты, главным образом плагиоклаза, около 0,025 мм в длину и 0,005 мм в толщину сравнительно обильны во всех образцах даже наименее раскристаллизованных лав. В образцах лавы, подвергшейся обжигу, их трудно рассмотреть вследствие того, что этому мешают обильные пылинки окиси железа (гематита), выделившиеся в стекле.

При больших увеличениях, однако, тонко-микролитовый (микронолитовый) тип структуры основной массы не вызывает каких-либо сомнений.

Лава, которая была извержена в 1926 г., образует незначительную массу, спускающуюся в основном с южного края кратера на расстояние всего около 50 м. Кроме того, на краю кратера находятся разобщенные от потока лоскуты ("нашлепки") лавы, вероятно, выброшенные в 1926 г. В общем получается впечатление, что при таком извержении скорее произошел выброс лавы (Lavawurf), но не настоящее ее излияние.

Как и все лавы и пирокластические продукты вблизи кратера, она в значительной части подверглась воздействию вулканических газов фумарол, и часто ее образцы имеют гораздо менее свежий вид, чем лавы более ранних извержений, но более удаленные от кратера.

Здесь остановлюсь только на хорошо сохранившихся лавах.

Лава 1926 г. представлена, как мы уже видели, глыбовыми разностями. Ее характер несколько меняется в зависимости от того, имеем ли мы дело с внутренней частью глыб или с внешней.

Во внутренней части лава плотная, довольно темного (1) серого цвета с порфировой структурой. Многочисленные вкрапленники полевого шпата, светло-серого цвета или беловатые, иногда достигают до 3-4 мм, но чаще — более мелкие, около 1-2 мм. Фенокристаллы пироксенов черного цвета, редкие, но более крупные (обычно 3-5 мм), имеют коротко-столбчатую форму. Излом породы неровный.

Во внешних частях глыб лава становится пористой. Поры очень неправильной формы, то распределяются беспорядочно, то сливаются в щелевидные полости с очень неровными краями. На наружной поверхности глыб такие щелевидные поры выглядят, как некоторые трещины разрыва в очень вязкой массе. Подобные явления мы видели уже и в других глыбовых лавах. В конце концов такие разрывы приводят к отслаиванию пористых корок на поверхности глыб. Это явление в лаве 1926 г., однако, мало развито, многие глыбы, наоборот, имеют как бы сглаженную поверхность. В отношении структуры краевые части глыб и внутренние существенно макроскопически не отличаются.

Под микроскопом плотные лавы из потока 1926 г. выглядят таким образом.

Это сериально-порфировая порода. Вкрапленники плагиоклаза имеют размеры от 0,2 до 1 мм, редко крупнее. Они толстотаблитчатой формы и представляют собой обычные сложные двойники, в особенности по альбитовому и карлсбадскому законам. Зональное изменение состава нерезкое, и из зон хорошо развита большей частью только наружная. В более крупных фенокристаллах обычные включения стекла. О составе фенокристаллов мы можем судить по следующим данным:

1. Крупный фенокристалл; в ядре угол погасания в сечении, перпендикулярном $[100]$, равен 41° , что отвечает № 81, а в наружной части 35° , что отвечает № 67; исследование того же кристалла на Фе-

доровском столике дало для наружной зоны в альбитовом двойнике: $BN_g = 35^\circ$; $BN_m = 63^\circ$; $BN_p = 70^\circ$, что отвечает № 66.

2. Ряд других измерений углов погасания в сечениях, перпендикулярных [100], в зональных фенокристаллах дал такие величины этого угла и отвечающего ему состава:

	угол погасания	состав №
3. ядро	41°	81
наружная зона	37°	71
ядро	40°	78
средняя зона	34°	65
наружная зона	37°	71

4. В незональных маленьких фенокристаллах мы имеем для тех же величин такие цифры:

угол погасания	состав
35°	67
36°	69

Фенокристаллы пироксенов представлены как клино-пироксеном, так и гиперстеном.

Клино-пироксен в виде выделений двух размеров:

1. Крупные фенокристаллы короткостолбчатой формы, нередко в двойниках; размеры таких фенокристаллов большей частью превышают размеры плаггиоклазовых вкрапленников; 2. мелкие кристаллы, не превышающие размеров выделений полевого шпата, но кроме величины не отличающиеся от более крупных. Минерал заметно окрашен в буроватый цвет.

Для клино-пироксена найдены такие константы: угол погасания [001] $Ng = 43-44^\circ$ и $2V = +51-52^\circ$.

Гиперстен встречается в более удлиненных призмочках, чем клино-пироксен. Размеры их несколько меньше, чем размеры крупных выделений плаггиоклаза, т.е. обычно от 0,5 до 1 мм в длину; развиты грани пинакоидов. Фенокристаллы гиперстена нередко обнаруживают створки, в которых к ним присоединяется магнетит и здесь же встречаются редкие зерна оливина, обросшие гиперстеном.

Оптические константы гиперстена таковы: $Ng-Np = 0,012$, $2V = -68^\circ$.

Измерение $2V$ сделано по двум осям: ряд других дал $2V = -68^\circ$, -71° , -71° , -71° . Встречено было зерно с зональным строением; в краевой части величина $2V$ понижается.

В оливине определена не особенно точно величина $2V = +85^\circ$.

В некоторых образцах под микроскопом видны еще опалитовые, состоящие существенно из зернышек магнетита псевдоморфозы по призмагическим кристаллам (до 0,5 мм в длину), схожим по форме с кристаллами роговой обманки. Однако остатков этого минерала в этих псевдоморфозах обнаружить не удалось.

Фенокристаллы магнетита достигают обычно 0,1 мм со слегка оплавленными углами. В сростках с пироксеном зерна магнетита иногда неправильны. Общее количество всех фенокристаллов в породе около 30%.

Основная масса имеет гиалопилитовую структуру, вполне гишичную. Обильно переполняющие ее микролиты плагиоклаза представляют собой призмочки длиной от 0,025 до 0,075 мм. В их поперечных сечениях, т.е. перпендикулярно [100], можно было измерить такие углы погасания и соответственно определить состав:

угол погасания	37°	37°	36°	36°	34°	34°	33°
состав №	71	71	69	69	65	65	63

Кроме плагиоклаза, в примерно вдвое меньшем количестве, присутствуют призмочки буроватого пироксена; многие из них гаснут под углом 40–45°; указывая, что мы имеем дело с клино-пироксеном. Кристаллики магнетита в основной массе около 0,005–0,01 мм в поперечнике, хорошо образованы.

Стекло входит в состав основной массы в небольшом количестве, оно бесцветно или слегка буроватое. Показатель преломления несколько ниже, чем у канадского бальзама.

Следует рассмотреть также особенности лавы, образующей лоскутья на краях кратера, о которых мы упоминали. Эта лава отличается несколько большим количеством стекла в основной массе, чем описанные лавы из центральной части глыб погоя 1926 г.

Особенно характерен и несколько своеобразен образец лавы с точки II кратера из средней части лавового лоскута.

В отношении фенокристаллов эта лава мало отличается от предыдущей. Мы здесь также имеем порфиновые выделения плагиоклаза с составом, колеблющимся от № 75 до № 85 в ядре и до № 65–70 в их наружной части, как это было установлено по исследованию нескольких альбитовых двойников и по углам погасания главным образом в сечении, перпендикулярном [100].

Фенокристаллы клино-пироксена обладают углом погасания [001], $N_g = 44^\circ$ и углом оптических осей $2V = +52^\circ$; в фенокристаллах гиперстена $N_g - N_p = 0,012$ и $2V =$ от -68° до -71° .

Основная масса своеобразна. Она представляет собой бесцветное стекло (с показателем преломления несколько ниже, чем у канадского бальзама), заключающее многочисленные микролиты плагиоклаза, не в виде иголок, а в форме маловытянутых призмочек, у которых длина всего раза в 2–3 превышает толщину; размеры их неодинаковы,ходят до 0,2 мм и даже больше, но все же виден резкий разрыв между ними и фенокристаллами. Состав микролитов около № 63–65; некоторые зональны, в ядре – № 70 и на периферии – около № 60.

Подобно микролитам плагиоклаза и мелкие кристаллики пироксена имеют менее вытянутые формы, чем обычно. Среди них мы видим и клино-пироксен с углом погасания [001] $N_g = 43^\circ$ и орто-пироксен. Для последнего был в ряде зерен определен угол оптических

осей, оказавшийся $2V = -60^\circ - 61^\circ - 60^\circ - 60^\circ$. Таким образом, состав этих мелких кристалликов (микролитов) отличается от состава фенокристаллов.

Наконец, упомянем магнетит, находящийся как в виде порфировых выделений, так и в мелких кристалликах в основной массе.

В стекле наблюдаются мелкие (меньше 0,1 мм) округлые или неправильные пузырьки.

Эта порода заметно отличается и по своему наружному виду — она светлее, чем лава потока 1926 г., серая, с более резко выделяющимися фенокристаллами цветного минерала, чем плагиоклаза, излом очень неровный, шероховатый.

Поверхностные части этой лавы более обычного вида. Это темная лава с крупными неправильными, как бы происшедшими от разрыва вязкой массы, полостями, иногда обильными и шелевидными, вытянутыми в одном направлении.

Эти части лавы обладают основной массой уже более типичного гиалопилитового строения. Она состоит из вытянутых (обычно 1:5) микролитов плагиоклаза размером от 0,05 до 0,1 мм в длину, значительно меньшего количества пироксена и магнетита, заключенных в обильном буроватом стекле, преломляющем свет слабее, чем канадский бальзам. Среди фенокристаллов мы видим гот же битовнит и оба пироксена, причем наблюдались обрастания гиперстена клино-пироксеном.

Совершенно такую же картину мы видим и в лаве в виде отдельного обрывка у точки E на краю кратера. Не описывая ее, приведу константы исследованных минералов.

Фенокристаллы плагиоклаза по углам погасания в сечениях, перпендикулярных [100]:

	угол погасания	состав №
ядро	41°	81
наружная часть	36°	69
ядро	38°	73
наружная часть	34°	65
ядро	40°	78
наружная часть	35°	67

Незональный альбитовый двойник: $BNg = 37^\circ$; $BNm = 62^\circ$; $BNp = 68^\circ$, что отвечает № 70.

В микролитах плагиоклаза по углам в сечении \perp [100] имеем:

углы погасания	33°	34°	34°
состав №	63	65	65

В фенокристаллах клино-пироксена $[001] Ng = 43^\circ$ $2V = +55^\circ$
в фенокристаллах орто-пироксена $2V = -70^\circ$.

ЛАВА, ПОДСТИЛАЮЩАЯ ПОТОК 1926 г.

Несколько отличается по микроструктуре основной массы лава, выступающая из-под языка потока 1926 г. В ней основная масса значительно более гонкого строения. Микролиты плагиоклаза достигают в длину всего 0,025–0,050 мм; зернышки магнетита в основной массе всего около 0,005 мм, и основная масса выглядит как гонкий войлок микролитов.

Исследование минералов в этой лаве дало такие результаты.

Фенокристаллы плагиоклаза; углы погасания в сечении \perp [100] и состав:

	угол по- гасания	состав №		угол по- гасания	состав №
ядро	40°	78	ядро	38°	73
наружная часть	35°	67	средняя зона	42°	85
ядро	40°	78	наружная часть	36°	69
наружная часть	36°	69	ядро	40°	78
ядро	39°	75	наружная часть	37°	71
наружная часть	35°	67			

В фенокристаллах клино-пироксена [001] $Ng = 43^\circ$; $2V = +55$.

Наблюдался крупный зональный кристалл гиперстена в ядре его $2V = -66^\circ$, в наружной зоне $2V = -62^\circ$, $Ng-Np$ у гиперстена (другой кристалл) равно 0,013.

В параллельном сростке клино- и орто-пироксена (где первый образует наружную кайму около второго) установлено, что [001] обоих совпадают, плоскости $Ng-Np$ взаимно перпендикулярные.

В небольшом фенокристалле оливина $2V = +85^\circ$.

Нужно отметить, что этот образец лавы подвергся довольно значительному разложению газами фумарол, сопровождающемуся разложением первичных минералов и новообразованием гипса, алунита и ангидрита.

АНДЕЗИТЫ КУПОЛОВИДНЫХ ЭКСТРУЗИЙ

По внешнему виду эти породы достаточно разнообразны, чтобы различить их по отдельным экструзиям.

Можно, однако, отметить некоторые общие признаки, обращающие на себя внимание в общей массе лав Авачи.

Прежде всего в большинстве случаев мы имеем дело с относительно свежими породами: светло-серыми, кремово-серыми, иногда с фиолетовым оттенком. Темно-серые породы здесь редки. Вторым характерным признаком — это часто наблюдающийся грубо-шероховатый (трахитовидный) излом, связанный с явной, местами тонкой, пористостью.

Наконец, значительная часть этих пород относится к роговообманковым андезитам с более или менее крупными фенокристаллами амфибола. Они гораздо крупнее мелких порфиристых выделений плагиоклаза, часто совсем незаметных. Однако нужно сказать, что только часть пород куполовидных интрузий относится к роговообманковым андезитам.

Для некоторых экструзий характерно нахождение в андезите гомеогенных включений, существенно состоящих из роговой обманки и плагиоклаза и имеющих зернистую структуру. Обо всех этих признаках будет сказано подробнее при рассмотрении отдельных типов пород разных экструзий.

ЭКСТРУЗИИ НА ЗАПАДНОМ И ЮГО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СОММЫ

ХОЛМ БУЛКА

Для этой экструзии характерными породами являются грубошероховатые на ощупь, видимо, тонкопористые андезиты коричневого цвета с очень мелкими (около или меньше миллиметра) сероватыми, но блестящими, выделениями плагиоклаза. Более внимательное рассмотрение породы под лупой позволяет заметить присутствие многочисленных мельчайших полевошпатовых иголок. Окраска породы местами принимает красноватый оттенок, местами, наоборот, становится нейтрально-серой, причем другие особенности структуры сохраняются.

В поверхностных частях экструзии пористость породы увеличивается, появляются неправильные более крупные поры, текстура при-

нимает своего рода сростковидный облик. Окраска желто-серая. Наоборот, глыбы, отвечающие, по всей вероятности, более внутренним частям экструзии, имеют более плотную, но все же с трахитовидным шероховатым изломом основную массу. Окраска ее более светлая, буро-розовая и, кроме мелких беловатых фенокристаллов полевого шпата, на светлом фоне породы выступают черные порфиroidные выделения амфибола до 0,5 см или несколько больше в длину и 1-2 мм толщиной.

Совершенно такой же вид, как наиболее распространенная разновидность коричневых андезитов скалы Булка, имеют и андезиты мелких выпячиваний, расположенные близ этой скалы к югу от нее.

Под микроскопом типичные андезиты скалы Булка имеют характерный вид.

Порфиroidная структура породы нерезко бросается в глаза, так как фенокристаллы плагиоклаза относительно мелкие (большой частью около 0,5-0,8 мм), а микролиты, наоборот, сравнительно крупные, достигающие в длину 0,15-0,20 мм, причем они обычно значительно вытянуты.

Фенокристаллы принадлежат исключительно плагиоклазу. Они почти всегда зональны, причем резко отделяется от внутренней части обычно только одна наружная, довольно узкая зона. В пределах же ядра и этой зоны направления погасания слабо меняются.

О составе фенокристаллов можно судить по таким координатам двойниковой оси: $BNg = 55^\circ$; $BNm = 89,5^\circ$; $BNp = 35^\circ$; $\aleph = 83^\circ$; $V = [001]$; $2V = -86$.

В другом выделении зональном:

	BNg	BNm	BNp	\aleph	V	$2V$
ядро	45°	59°	61°	88°	[010]	-
наружная зона	37°	62°	$67,5^\circ$	70	[010]	+74°

Двойники по альбитовому и карлсбадскому законам являются распространенными. Иногда попадаются гломеропорфиroidные сростки фенокристаллов плагиоклаза, но они редки.

К числу фенокристаллов можно отнести также выделения магнетита, более крупные, чем кристаллики этого минерала, входящие в состав основной массы. Такие фенокристаллы магнетита хорошо образованы, их октаэдрические кристаллы достигают 0,1-0,15 мм в поперечнике, сростки их встречаются часто.

По количеству фенокристаллов структура породы относится к типу *pegritic*, причем в некоторых случаях наличие постепенных переходов в размерах от фенокристаллов к более крупным минералам основной массы позволяет говорить о сериально-порфиroidной структуре.

Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена, магнетита и стекла.

Сильно вытянутые микролиты плагиоклаза в поперечных разрезах имеют коротко-прямоугольные, почти квадратные очертания, будучи ограничены гранями (001) и (010). Судя по углам погаса-

ния, в зоне (010) – максимальному, и в сечениях, перпендикулярных [100], состав микролитов отвечает лабрадору около № 65, что, вероятно, соответствует также самым нарушенным краям фенокристаллов.

Размеры плагиоклазовых микролитов разнообразны (от 0,15 мм до 0,25 мм в длину), причем переходы постепенны, и нет возможности выделить несколько "генераций" микролитов.

Второе место по количеству среди минералов основной массы принадлежит магнетиту, который наблюдается или в виде мелких кристалликов или в виде бесформенных клочков пыли.

Пироксен в основной массе присутствует в виде призматических микролитов, не превышающих 0,15 мм в длину и около 0,05–0,07 мм в толщину.

По размерам, и отчасти по форме, различаются два типа микролитов: одни – более крупные (до 0,15 мм) и менее тонкие, другие – почти игольчатой формы и более тонкие, пронизывающие стекло в промежутках между микролитами плагиоклаза, реже врастают в последние.

Размеры мелких микролитов спускаются до 0,02 мм и ниже. Пироксен в более крупных микролитах обнаруживает заметную зеленовато-бурую окраску, но какой-либо плеохроизм отсутствует; с краев некоторые кристаллы приняли красно-бурую окраску и стали малопрозрачными. Многие более мелкие и тонкие призмочки побурели, но наряду с ними есть и прозрачные.

Такое покраснение пироксена мы видим в красно-бурых разновидностях андезитов скалы Булка, и с ним (т.е. с окислением цветного минерала), вероятно, надо связывать и самую окраску породы.

В шлифе из серого андезита, отличающегося от красно-бурых только окраской, мы уже не видим покраснения пироксенов – их микролиты совершенно прозрачны и слегка окрашены в желтоватый цвет.

Призматические микролиты пироксена обнаруживают цвета поляризации от желтого первого порядка и выше и косое угасание, достигающее до 40° и больше. Очевидно, мы имеем дело с клино-пироксеном и притом, судя по характеру разложения, довольно железистым.

Из приведенной ниже нормы химического состава видно, что отношение минеральных молекул породы: $MgSiO_3 \cdot FeSiO_3 : CaSiO_3$. Точному оптическому исследованию микролиты пироксена вследствие их мелкости не поддаются.

Стекло, входящее в состав основной массы, прозрачно, ясно окрашено в буроватый цвет. Оно обладает показателем преломления явно шире, чем у канадского бальзама.

Микроструктура основной массы вполне отвечает типу гиалопилитовой структуры, причем расположение микролитов флюидальное, в различной степени резко выраженное в разных участках не только массива, но и отдельного шлифа.

СКАЛА ОДИНОКАЯ

Экструзия скалы Одиновой сложена светло-серыми роговообманковыми авгитовыми андезитами, причем во многих типах роговая обманка сильно диссоциирована, как это видно под микроскопом, и сохранилась в виде следов.

Внешний вид андезитов скалы Одиновой: их окраска и структура основной массы несколько меняются в разных частях этого тела, и, как уже было описано выше, эти изменения связаны с формой экструзии — именно в краевых верхних частях порода более плотная, несколько темнее и обладает другим характером отдельности (более тонкие призмы). Несмотря на эти второстепенные различия, общий облик породы довольно постоянен.

В серой, довольно плотной, основной массе мелкие выделения плагиоклаза, не превышающие 2–3 мм, блестящие, своими спайными плоскостями располагаются то беспорядочно, то флюидально. Фенокристаллы цветных минералов более крупных размеров, но не превышающих выделения плагиоклаза более чем в 2–3 раза; иногда размеры выделений и цветных минералов и полевого шпата одинаковой величины.

Некоторые различия во внешнем виде породы могут быть, однако, подмечены в разных частях изверженного тела.

Прежде всего обращает на себя внимание отличие нижних и внутренних частей от периферической оболочки. Как уже говорилось в описании скалы Одиновой, внутренние части сложены андезитом с грубо-плитчатой, переходящей в полиэдрическую отдельностью; в краевых частях отдельность призматическая.

Образцы, взятые из этих разных частей, отличаются и по цвету. Первые (из внутренней части) более светлые, вторые более темные. Интересно отметить, что среди обычных светло-серых андезитов наблюдается участок породы с зеленоватой окраской, на вид более плотной, чем светло-серые андезиты. Фиолетово-серые с красноватым оттенком тона андезитов мы наблюдали в апофизе, отходящей на север от главного тела скалы Одиновой. Все эти разновидности, отличающиеся главным образом по цвету, связаны между собой переходами.

Очень характерно нахождение в андезитах скалы Одиновой гемогенных включений. Мы их встречаем главным образом в светло-серых андезитах, отвечающих внутренней части экструзии. Эти включения обладают зернистой структурой. Среди встреченных включений мы находим два типа: включения породы относительно крупнозернистой и похожей на диорит или амфиболовое габбро из белого или желтоватого стекляннопрозрачного плагиоклаза и черной роговой обманки; мелкозернистые включения, по-видимому, из тех же минералов.

Мы видим далее, что в верхней части скалы Одиновой наблюдаются вулканические брекчии в контакте с прорванной эффузивной толщей. Куски андезита из этой брекчии ближе подходят к андезитам краевой фации, чем центральной части экструзии.

Микроскопическое исследование андезитов скалы Одинокой показывает, что они относятся к роговообманково-пироксеновым, преимущественно роговообманково-гиперстеновым андезитам. При этом в большинстве случаев роговая обманка сильно диссоциирована и превращена в мелкозернистый агрегат других минералов, главным образом магнетита и пироксена. Сравнительно редко имеем сохранившиеся фенокристаллы буро-зеленого амфибола, но и они всегда оторочены опалитовой каймой.

Преобладают среди фенокристаллов плагиоклазы. Размеры их колеблются от 0,5 до 2 мм, причем наиболее распространены меньшие размеры. Кристаллы имеют толстотаблитчатый облик и образуют сложные двойники по альбитовому, карлсбадскому и другим законам. В особенности более крупные выделения содержат обычные в эффузивных породах включения стекла, часто сосредоточенные в некоторой определенной зоне. В скрещенных николях ясно выступает, кроме двойникового строения, зональная структура кристаллов; зоны тонкие и многочисленные, особенно хорошо видные в сечениях, близких к (010) кристалла. Зональность захватывает почти все тело кристалла. Очевидно, с этим связаны относительно значительные расхождения в составе фенокристаллов, которые дают оптические измерения.

Мы располагаем такими данными измерений:

	фенокристаллы плагиоклаза					
	BN _g	BN _m	BN _p	B	№	2V
крупный кристалл с включениями стекла	58°	80°	34°	[001]	75°	-83°
мелкий чистый кристалл	34°*	61°	74°	[010]	59	-78°
зональные кристаллы:	61,5°	67°	38°	[001]	59	
ядро	57°	83°	34°	[001]	78	
наружная зона	62,5°	67°	37°	[001]	59	-80°
зональные кристаллы:						
ядро	47°	59°	59°	[010]	85	
"	43,5°	65°	57°	[001]	83	-78°
наружная зона	42°	53°	74°	[010]	60	
"	48°	51,5°	66°	001	60	+80°

Кроме того, измерения углов погасания в определенных сечениях зональных кристаллов дали:

	Угол погасания	Состав № /
Сечение ⊥ [100] ядро	40°	80
наружная зона	31°	58
Сечение ⊥ [100] ядро	37°	70
наружная зона	24°	45

	Угол погасания	Состав №
Максим. угол:		
ядро	46°	76
наружная зона	37°	67

Из этих всех измерений мы видим колебания состава от битовнита до лабрадора, и, в отдельном случае — до андезита (№ 45).

В ряде случаев наблюдалась рекуррентия в изменении состава зон. Зоны обыкновенно тонкие и разница между соседними невелика. В большинстве случаев ясно обособляется внутреннее ядро, но иногда его не заметно.

Фенокристаллы цветных минералов представлены как ортоклазом, так и клино-пироксеном и, наконец, роговой обманкой. Довольно трудно составить ясное представление об их относительном количестве; по-видимому, в разных участках экструзии оно не одинаково. Как будто обычно преобладает гиперстен; в большинстве случаев роговой обманке (как сказано уже, обычно более или менее разложившей) принадлежит второе место; на третьем уже находится клино-пироксен. Однако в некоторых образцах количество роговой обманки значительно убывает. В общем количество фенокристаллов цветных минералов далеко не достигает 10% всей массы породы. Размеры их всех значительно меньше размеров порфириновых выделений плагиоклаза.

Гиперстен находится в виде столбчатых фенокристаллов гораздо более вытянутых, чем фенокристаллы авгита, но несколько менее, чем призмы роговой обманки. В длину фенокристаллы гиперстена достигают 0,6–0,8 мм, редко 2,5 мм, толщина раза в 3–4 меньше. Вытянутая форма кристаллов гиперстена позволяет его отличить от выделений клино-пироксена, даже без анализатора. В поперечных сечениях мы имеем обычные восьмиугольные формы вследствие развития пинакоидов (100) и (010) и несколько меньшего развития призмы (110). Характерный плеохроизм от зеленоватого по Ng до розоватого по Nr ясно заметен, но он не сильный.

Углы оптических осей измерялись на Федоровском столике по выходам обеих осей, дали величину $2V = 64, -65^{\circ}, -68^{\circ}, -70^{\circ}$; $Ng-Nr = 0,014$.

Роговая обманка в фенокристаллах почти такой же величины, как гиперстен, изредка несколько длиннее и почти всегда немного более тонкая, чем призмы гиперстена. Вещество роговой обманки сохранилось только в виде остатков в центральной части фенокристаллов и во многих случаях оно разложено совершенно.

Роговая обманка в андезитах скалы Одинокой по своим свойствам является обыкновенной буро-зеленой роговой обманкой с обычным для этого минерала и относительно нерезким плеохроизмом: Ng — буро-зеленый; Nm — более светлый буро-зеленый; Nr — светлый желтовато-зеленый; и с обычным характером адсорбций; $2V = 84^{\circ}, 76^{\circ}$. В последнем образце в роговой обманке угол погасания [001]

$N_g = 14^\circ$; $N_g-N_p = 0,024$. В двух образцах $2V = -79^\circ$; угол погасания равен 8° .

Здесь нет красно-бурой базальтической роговой обманки, столь распространенной в роговообманковых андезитах Камчатки вообще.

Опацитизация амфибола в нашей породе также выражается в обычной форме: вокруг фенокристалла возникает черная непрозрачная корочка, главным образом из магнетита, к которому примешивается пироксен в мельчайших зернышках. С внутренней стороны эта корочка часто имеет совершенно резкую границу, но иногда разрушается в агрегат различных мельчайших зернышек магнетита, растущих в тело неразложенного еще амфибола; с наружной стороны опацитовая кайма никогда не имеет резкой границы — черное непрозрачное вещество переходит постепенно в агрегат зернышка магнетита и пироксена и как бы ступенькается, точно рассасываясь в окружающей основной массе. В более мелких фенокристаллах амфибола совершенно непрозрачной является центральная часть, а по периферии границы фенокристалла становятся, таким образом, расплывчатыми. Наконец, иногда мы встречаем на месте фенокристаллов роговой обманки зернистые агрегаты из магнетита, пироксена и частью плагиоклаза, образующие настоящие псевдоморфозы по амфиболу. Размеры зернышек в таких агрегатах всего $10-15\mu$ и даже мельче.

Клино-пироксен в фенокристаллах наших андезитов по оптическим свойствам может быть отнесен к авгиту с углом погасания $[001] N_g=45-48^\circ$ и $2V = +54^\circ; +62^\circ; +63^\circ$; в последнем образце $N_g-N_p = 0,026$ и угол погасания 45° ; в зерне пироксена с $2V = 54^\circ$, в других зернах $N_g-N_p = 0,027$; в зерне с углом погасания $45^\circ; N_g-N_p = 0,030$. Минерал заметно окрашен в зеленовато-бурый оттенок, но не плеохроирует.

Фенокристаллы имеют короткостолбчатую форму; в некоторых образцах попадают выделения клино-пироксена заметно крупнее кристаллов гиперстена, но в большинстве они имеют одинаковые размеры или даже мельче. Форма кристаллов обычная для этого минерала, изредка встречаются двойники по (100) ; попадают сростки по несколько зерен. Интересно отметить сростания клино-пироксена с гиперстеном, в котором (100) клино-пироксена совпадает со (010) гиперстена.

Магнетит в виде фенокристаллов встречен в форме обычно довольно хорошо образованных октаэдров размером $0,15-0,20$ мм, нередко дающих сростки между собой и с цветами минералами.

Структура основной массы андезитов скалы Одинокой довольно типичная гиалопилитовая.

Можно подметить некоторое различие в микроструктуре основной массы более светлых андезитов внутренней части интрузии и более темных андезитов нерудной корки; именно, в последних мы замечаем несколько большее количество стекла. Это буроватое прозрачное стекло содержит в себе микролиты плагиоклаза, пироксена и магнетита; микролиты плагиоклаза большей частью в длину имеют

около 0,05–0,08 мм, пироксен почти таких же размеров, но его призмочки более тонкие и магнетит в виде мелких кристалликов 20–30 μ в поперечнике. В андезите центральной части, кроме таких же микролитов плагиоклаза, пироксена и магнетита, в стекле находятся, переполняя его, еще более мелкие микролиты и микронолиты плагиоклаза и пироксена.

Говоря о порфировой структуре андезитов скалы Одинокой, нужно также напомнить, что здесь (как и во многих других лавах нашего вулкана) от размеров фенокристаллов плагиоклаза до размеров вкрапленников мы можем подойти совершенно постепенно; несколько более резким является hiatus фенокристаллов и микролитов в цветных минералах.

Микролиты плагиоклаза имеют сравнительно мало вытянутый призматический облик, будучи ограничены главным образом гранями (010) и (001). Об их составе можно судить по углам погасания в сечениях, перпендикулярных [100]. Этот угол чаще всего оказывается равным 34–35°, что отвечает составу около № 65 ($Ab_{35}An_{65}$), т.е. лишь немного отличаются от среднего состава фенокристаллов.

Микролиты пироксена имеют вытянутые формы; в тех, которые по своим размерам поддаются какому-то исследованию, можно установить прямое погасание и низкие поляризационные цвета с оптическим положительным удлинением. Все эти признаки заставляют считать этот минерал за орто-пироксен (?).

Может быть, в основной массе, кроме силикатов и магнетита, присутствует и апатит, но его трудно распознать среди мелких призмочек микролитов пироксена.

Разновидности андезитов скалы Одинокой уже были отмечены. Это главным образом два типа, отличающиеся по цвету: светло-серые андезиты (цвет е по Оствальду) и более темные (цвет g). Еще более темные породы, встреченные в северо-восточной части экструзии, не отличаются под микроскопом от описанных разновидностей.

Гомеогенные включения в андезитах скалы Одинокой. Среди таких включений, представляющих собой вплавленные в породу угловатые куски, можно различить несколько типов (близких, впрочем, один к другому). Мы их опишем по отдельности.

1. Диоритовидная зернистая порода из зеленовато-черной роговой обманки и белого стеклянноподобного плагиоклаза. Светлые и черные зерна размером 2–3 мм; можно невооруженным глазом заметить, что тот и другой минерал образуют сростки.

Под микроскопом это распределение минералов выступает совершенно резко. Порода представляет гломерокристаллический агрегат из сростков полисинтетически двойниковых кристаллов основного плагиоклаза и зеленовато-бурой роговой обманки. При этом кристаллы последней опацифицированы снаружи и обрастают зернистыми агрегатами пироксена и плагиоклаза. Следует отметить присутствие не большого количества стекла, примешивающегося к упомянутым пи-

роксену и олигоклазу, вокруг роговой обманки или склеивающего местами более крупные зерна в гломерокристаллических плагиоклазовых сростках.

Плагиоклаз этих зернистых включений в андезитах является более основным, чем даже фенокристаллы этих пород. Исследование альбитового двойника дало $B_{Ng} = 45^\circ$; $B_{Nm} = 62^\circ$, $B_{Np} = 58^\circ$; $2V = -80^\circ$. Эти данные отвечают анортиту № 90. Размеры его зерен достигают в длину 1–1,5 мм. Разрезы имеют умеренно вытянутые очертания.

Роговая обманка в еще более крупных зернах, достигающих 2–3 мм и даже более. Ее плеохроизм отвечает обыкновенной роговой обманке. Ng – темный зелено-бурый; Nm – более светлый зелено-бурый; Np – зеленовато-желтый.

Угол погасания около $8-10^\circ$. Как уже сказано, с периферии происходит превращение амфибола в тонкозернистую смесь из магнетита, пироксена и местами плагиоклаза, это явление имеет вид обычной опацизации.

Зерна магнетита, то правильных кристаллических очертаний, то с округлыми контурами и достигающие размера 0,3–0,5 мм, присоединяются к роговой обманке и плагиоклазу описываемых включений.

Относительно мелкозернистые (средняя величина зерна 0,2 мм) агрегаты плагиоклаза и гиперстена с небольшим количеством зажатого между ними буроватого стекла развиты отдельными небольшими участками, как бы защемляясь между крупными кристаллами включения.

2. Другой образец подобного же включения представляет еще более интересную картину. Роговая обманка и плагиоклаз распределены здесь более равномерно, давая местами структуру, подобную структуре габбро; отдельные зерна роговой обманки достигают величины 4 мм и больше, обычно же величина зерна этой породы несколько меньше миллиметра. Плагиоклаз в полисинтетических, часто сложных двойниках, и по составу также близок к анортиту. В большинстве случаев он идиоморфен по отношению к роговой обманке и с несколько закругленными углами.

Роговая обманка сильно разложена, замещаясь мелкозернистым агрегатом из магнетита, пироксена и плагиоклаза. В неизменном состоянии она сохранилась в виде остатков в центральной части таких зернистых псевдоморфоз, но и здесь по трещинкам ее спайности обычно выделяется тончайшая пыль магнетита.

По оптическим свойствам роговая обманка несколько отличается от той, которую мы видели в предыдущем образце. Ее окраска несколько более светлая и с более выраженными зелеными цветами плеохроизма. Это уже не зелено-бурая, а буро-зеленая разновидность, плеохроирующая до светло-желтого. Угол погасания $11-12^\circ$.

Замещающий роговую обманку тонкозернистый агрегат состоит из кристалликов магнетита, обыкновенно не превышающих 30μ , и из рельефных призмочек пироксена такой же толщины, но в несколь-

ко раз больших в длину, а иногда и более крупных. Эти призмочки располагаются параллельно [001] замещаемого амфибола, так что образуются своего рода гомоаксиальные обрастания. Между призмочками пироксена и зернышками магнетита местами проглядывает слабое преломляющее вещество плагиоклаза. Пироксен обнаруживает во многих кристалликах довольно высокие (желтые) цвета поляризации и большой (40–45°) угол погасания. Поэтому его приходится считать за клино-пироксен. Есть ли вместе с ним в описываемых зернистых псевдоморфозах и гиперстен, нельзя с уверенностью сказать вследствие мелкости зерен. Благодаря параллельному расположению призм пироксена агрегат, замещающий роговую обманку, имеет своеобразный грубоволокнистый вид.

Кроме плагиоклаза и описанной полуразложившейся роговой обманки в состав данного образца зернистых включений в андезитах скалы Одинокой входит магнетит в кристаллах и неправильных зернах, обычно от 0,2–0,4 мм величиной.

Из структурных отношений следует еще отметить, что превращение роговой обманки в агрегаты магнетита и пироксена следует особенно охотно как по контактам зерен роговой обманки, так и по контактам ее с другими минералами — плагиоклазом и магнетитом.

СКАЛА ДВУГОРБАЯ (ВЕРБЛЮД)

Андезит с вершины этой скалы очень характерен. Это светло-серая порода с грубым шероховатым изломом (трахитовидным). В светло-серой основной массе выделяются крупные (до 8 мм, но обычно мельче) и редкие черные фенокристаллы роговой обманки и многочисленные, но более мелкие (большей частью до 1–2 мм), порфиновые выделения белого и стекляннопрозрачного плагиоклаза. Та тонкая пористость породы, которая вообще свойственна подобным трахитовидным андезитам, здесь особенно отчетливо выделяется.

В обнажении порода распадается на крупные параллелепипедальные и полиэдрические глыбы.

Под микроскопом можно видеть, что в породе в качестве цветных минералов кроме роговой обманки, присутствуют как ромбический, так и моноклинный пироксены. Фенокристаллы этих цветных минералов присутствуют в незначительном числе по сравнению с плагиоклазом и из них преобладает клино-пироксен. По отношению фенокристаллов к основной массе структура породы представляется промежуточной между типичными *doratic* и *sempatic* американской классификации.

Плагиоклаз фенокристаллов основной и обычно зональный с многочисленными зонами, иногда с рекурренцией. Состав колеблется от основного лабрадора (№ 65–70) или даже битовнита в ядре до более кислого лабрадора (№ 55–60). Обычные зональные включения стекла в более крупных фенокристаллах и полисинтетические, частью сложные, двойники.

Гломеропорфировые сростки плагиоклазовых кристаллов распространены несколько меньше, чем сростки выделений пироксенов. Моноклинный пироксен встречается преимущественно в виде тонких сростков. Он явно окрашен в зеленовато-буроватый цвет.

Гиперстен фенокристаллов, по-видимому, с несколько более сильной окраской, чем мы видели в породах скалы Одинокой, но с уверенностью судить об этом трудно.

Магнетит в обычных зернах представляет собой фенокристаллы, довольно распространенные в породе.

Роговая обманка бурая, зеленый оттенок слабее выражен, чем у роговой обманки большинства образцов со скалы Одинокой. Она уже больше походит на базальтическую роговую обманку, обнаруживая также и небольшой угол погасания и более высокое двупреломление.

Обычные опалитовые каймы довольно узкие, но попадаются и целиком разложенные выделения.

Основная масса породы гиалопилитовой микроструктуры из микролитов плагиоклаза, пироксена, мельчайших кристалликов магнетита и слегка буроватого стекла, которое при небольшом увеличении кажется запыленным или мутным от выделений мельчайших микролитов.

Как и в андезитах скалы Одинокой, микролиты плагиоклаза лишь немного кислее фенокристаллов и даже иногда несколько более основные, чем в наружной кайме последних.

Сравнивая основную массу андезитов скалы Двугорбой с основной массой наиболее похожих на них андезитов скалы Одинокой, мы можем определенно отметить некоторое макроскопическое отличие, именно в последних она более плотная, с менее грубым (трахитовидным) изломом. Под микроскопом можно наблюдать только незначительные отличия, заключающиеся в том, что в породе из скалы Одинокой стекла несколько меньше, если не считать более темные породы периферической зоны экструзии. Последние, наоборот, более богатые стеклом и более прозрачные, будучи свободны от кристаллитов. Несомненно, что андезиты скал Двугорбой и Одинокой чрезвычайно близки, если не вполне тождественны между собой.

Вкрапленники плагиоклаза с зональным строением редко достигают размеров 2 мм (обычно 0,7–1 мм), но рядом переходов связаны чуть ли не с крупными микролитами таким образом, что hiatus слабо заметен. В ядре зональных кристаллов состав доходит до № 90, периферические части имеют состав № 60–70. Наблюдался характерный разрез по (010), где на ядре состава № 90 наросли сначала довольно широкие, а затем очень тонкие зоны с повторяющимся составом № 60 и 67. Для более крупных фенокристаллов плагиоклаза характерно обычное зональное расположение мелких включений стекла.

Присутствуют в фенокристаллах оба пироксена: клино-пироксен нередко образует сростки и встречается в двойниках по (100); гиперстен с явным плеохроизмом обычно в отдельных одиночных фено-

кристаллах. Некоторые кристаллы клино-пироксена с высокими цветами поляризации и большим углом погасания, которые никак нельзя принять по внешнему виду за гиперстен, обнаруживают заметный плеохроизм гиперстенового типа.

Роговая обманка в крупных фенокристаллах с опалитовой каймой обычного строения, бурого цвета; иногда в ее выделениях вростки плагиоклаза. Более мелкие выделения роговой обманки целиком превращены в псевдоморфозы из гиперстена, магнетита и плагиоклаза.

Порфиновые выделения магнетита иногда довольно неправильной формы, и некоторые из них трудно отличить от явно ксеноморфных, по отношению к микролитам основной массы, к выделениям магнетитового вещества.

Основная масса гиалопилитовая, бедная буроватым стеклом, в котором погружены микролиты как плагиоклаза около №60-65, так и пироксена в виде прямогаснувших столбиков с низкими цветами поляризации, вероятно, гиперстена (?). Зернышки клино-пироксена очень редки.

Размеры мелких микролитов как плагиоклаза, так и пироксена измеряются обычно около 20-50 μ ; есть и более крупные; несколько мельче зернышки магнетита; они обычно в хорошо образованных кристалликах. Стекло часто совершенно прозрачное, частью кажущееся запыленным от начавшейся кристаллизации. Мелкие клочки мути разбросаны по шлифу.

Детали микроструктуры совершенно те же, что у более светлых роговообманковых андезитов скалы Одинокой.

СКАЛА НОВОГРАБЛЕНОВА (ОРЛИНАЯ)

Эта скала, как мы видели, выступает к северу от скалы Двугорбой. Здесь выходит совершенно светлый серый (по Оствальду е) андезит с довольно хорошо раскристаллизованной основной массой. Таблитчатые фенокристаллы плагиоклаза невооруженным глазом мало заметны благодаря именно светлой окраске основной массы, хотя их размеры доходят до 3 мм. Зато резко выступают темные призмочки гиперстена, до 4 мм в длину, и довольно толстые. В одном из образцов пироксен сохранил первоначальную темно-серую окраску, в другом от побурел (макроскопически стал красно-бурым, хотя основная масса сохранила свою светло-серую окраску). Об относительно хорошей раскристаллизации основной массы можно судить по характеру излома и, кроме того, можно разглядеть под лупой отдельные блестки более крупных микролитов.

Под микроскопом мы видим очень характерный тип породы.

Фенокристаллы плагиоклаза достигают размеров до 1-3 мм. Они в сложных двойниках и обнаруживают только слабую зональность. По углам погасания в симметричной зоне и в сечениях, перпендикулярных к [100], плагиоклаз надо отнести к лабрадору. Кроме выделений плагиоклаза небольшие фенокристаллы клино-пироксена, образующие местами сростки, и, наконец, оригинальные псевдоморфо-

зы по фенокристаллам роговой обманки. Они имеют очертания корродированных удлиненных призм до 3–4 мм в длину и 0,3–0,5 мм в толщину. Средняя часть их образована опалитовой мутью, а снаружи они состоят из зернистого агрегата зернышек пироксена, по-видимому, моноклинного, к которому в очень небольшом количестве присоединяются плагиоклаз и магнетит.

Основная масса породы своеобразной структуры, несколько похожей на груботрахитовую. В ней очень немного стекла, бесцветного, прозрачного в промежутках между микролитами.

Микролиты очень крупные. Призмочки плагиоклаза достигают около 0,15 мм в длину и раз в пять меньше в толщину. Состав микролитов, по-видимому, почти не отличается от состава фенокристаллов.

Кроме плагиоклаза в состав основной массы в значительно меньшем количестве входит орто-пироксен (?) в призматических кристалликах такой же величины, как плагиоклаз, и немного зернышек магнетита. Замечен апатит. Редко кристаллы орто-пироксена достигают более крупной величины, делающей их похожими на настоящие фенокристаллы.

ЭКСТРУЗИИ НА СЕВЕРНОМ СКЛОНЕ СГММЫ АВАЧИ

Породы тех нескольких экструзивных куполов на северном склоне Авачи, которые были осмотрены, сложены чрезвычайно типичным для этих образований роговообманковым андезитом со светлой серой или светлой буровато-розовой трахитовидной основной массой. Различие в окраске зависит, по-видимому, от окисления железистых компонентов породы и выделения свободной окиси железа. В отношении существенных структурных признаков та и другая разновидности одинаковы. Это эвпорфировые породы, сравнительно бедные фенокристаллами. В образцах из более северного купола (к северу от Остренькой вершинки, т.е. ниже ее по склону) мы видим седые крапинки фенокристаллов плагиоклаза, свежих и стекляннопозрачных размером 1–2 мм, рассеянных в основной массе так, что на 1 см² приходится не больше десятка, а иногда всего 2–3 выделения. Кроме них видны длинные (5–8 мм) и довольно тонкие черные призмы роговой обманки, но число их гораздо меньше; мы можем говорить уже о десятке выделений на квадратный дециметр разлома породы.

Основная масса характерная, трахитовидная, тонкопористая в различной степени. Поры так мелки, что еле заметны невооруженным глазом. Пористость распределена неравномерно в массе породы, в глыбах и кусках ее можно часто наблюдать явно полосчатое распределение более или менее тонкопористых и более или менее богатых порами участков. Более пористые полосы обладают в серых разновидностях андезитов более светлой серой окраской. Вообще же окраска большей частью подходит к степени шкалы Оствальда.

иногда становится светлее до с и редко темнее (в наиболее плотных образцах). В более светлых сильно пористых участках мелкие поры сливаются в более крупные пустоты с крайне шероховатой поверхностью.

Порода с Остренькой вершинки еще беднее фенокристаллами; в некоторых образцах кажется почти афировой. Особенно редки выделения роговой обманки. Размеры и характер выделений, однако, остаются такими же, как это только что описано. Вместе с тем образцы этого андезита обнаруживают еще больше разнообразия в отношении пористости породы. Наиболее плотные образцы и вместе с тем более темные имеют светло-серую окраску, отвечающую степени g по Оствальду. Они имеют хорошо видную макроскопически порфиловую структуру с белыми мелкими фенокристаллами плагиоклаза и крупными черными призмами роговой обманки. Тонкопористые очень светлые (с – по Оствальду) кажутся афировыми. Так же, как в предыдущем куполе, наблюдается полосчатое распределение разных типов текстуры, более или менее пористой. Наиболее светлые тонкопористые образцы при покраснении принимают характерный телесный цвет. В самых поверхностных частях пористая лава иногда представляется буро-красной, как хорошо обожженный кирпич, и принимает тонкошлаковатый облик.

Под микроскопом эти андезиты имеют довольно характерный вид. Для их структуры типично отсутствие hiatus'a в размерах фенокристаллов и микролитов плагиоклаза. Так как число более крупных выделений значительно меньше, чем мелких, то более крупные, попадаясь в отдельных кристаллах среди последних, представляются как настоящие фенокристаллы среди основной массы, с микролитами, но при переходе от более крупных к более мелким выделениям мы можем видеть непрерывный ряд промежуточных размеров.

Вообще наши породы мелкопорфировые. Только в редких случаях выделения плагиоклаза достигают 1 мм, обыкновенно наиболее крупные из них около 0,5 мм. Зональность в составе развита в различной степени, но здесь не заметно многократно повторяющихся зон то кислых, то более основных пород; обычно мы имеем правильное возрастание кислотности и только иногда одну узкую более кислую наружную зону.

Состав ядра зональных крупных кристаллов плагиоклаза, судя по углам погасания в сечениях, перпендикулярных (010) и (001), равным 43–44°, является основным битовнитом № 85–90; в наружной зоне тот же угол уменьшается до 35°, что отвечает лабрадору № 65. В виде фенокристаллов цветного минерала присутствует изредка бурая, без зеленого оттенка, роговая обманка в небольших призмочках или их обломках; она попадает в относительно немногих шлифах и всегда обнаруживает резкую опалитовую кайму магнетита. Гораздо чаще мы встречаем магнетитовые псевдоморфозы по призматическим кристаллам роговой обманки небольших размеров (около 0,5 мм в длину). По форме они резко отличаются от тоже немногочисленных фенокристаллов магнетита.

В плагиоклазе порфиорового выделения встретилась совершенно свежая роговая обманка, не подвергшаяся никаким изменениям; по размерам она скорее отвечает микролитам.

Отметим любопытный сросток плагиоклазовых кристаллов с выделениями магнетита и попавшимся тут же крупным кристалликом апатита.

Основная масса породы, в которой заключены крупные кристаллики плагиоклаза и более редких фемических минералов, представляется состоящей из микролитов плагиоклаза и значительного количества стекла с мельчайшими микролитами пироксена.

При скрещенных николях можно видеть, что микролиты плагиоклаза целиком погружены в изотропном стекле.

Размеры микролитов большей частью около 0,05–0,1 мм в длину, редко больше. Микролиты большей частью мало вытянутые, но наряду с относительно толстыми призмочками встречаются игольчатые кристаллики. Состав микролитов, как правило, отвечает составу наружной зоны крупных выделений плагиоклаза, т.е. обладает углом погасания в поперечном сечении, равным 35° , что отвечает лабрадору № 65. Исключительно редко наблюдаются рельефные призматические минералы пироксена тех же размеров, как микролиты плагиоклаза.

При малых увеличениях стекло кажется помутневшим; при более значительных можно видеть, что оно переполнено мельчайшими рельефными иголочками, судя по высокому преломлению пироксена; толщина этих иголочек составляет всего 1–2 μ , длина в 5–10 раз больше. Они не одинаково обильны в разных образцах. В розовых андезитах они обнаруживают красно-бурю окраску, в серых – еле заметную зеленоватую. Вследствие мелкости они, естественно, не поддаются исследованию, по внешнему виду – это тот же пироксен, который в небольшом числе входит в состав основной массы в ясных микролитах.

Стекло между такими микролитами совершенно прозрачное, бесцветное или чуть буроватое.

Хорошо образованные кристаллики магнетита размером около 0,03 мм в сравнительно небольшом числе рассеяны в основной массе. Интересен попавшийся в одном шлифе малый кристаллик циркона. В породах породы изредка наблюдаются очень мелкие кристаллики тридимита.

Андезиты из разных экстрезивных тел на северном склоне соммы очень похожи один на другой не только макроскопически, но и под микроскопом. Так, андезит с Остренькой вершинки отличается под микроскопом лишь более тонкой структурой, несколько мельче и фенокристаллы, не превышающие 0,5 мм, чаще 0,3 мм; мельче и микролиты. В остальном породы тождественны. Однако оптическое исследование плагиоклаза не обнаружило здесь таких богатых известью членов этого ряда, какие мы видим в ядрах крупных выделений в описанной выше породе. Вместо № 80–90, которые мы там видели, в андезите Остренькой вершинки в ядрах фенокристаллов мы

имеем № 75-77, а в наружных зонах и в микролитах — состав № 63-65, судя по многим измерениям углов погасания в сечениях, перпендикулярных [100]. Красноватая окраска пород, как и в других случаях, зависит от выделения гематитовой пыли и покраснения микролитов пироксена.

СКАЛА МЕСА

Андезиты скалы Меса имеют довольно характерный вид. Это породы или серого цвета (i и l по Оствальду), или, в верхних частях экструзии, — довольно светлого красновато-бурого ($pl - 6$) или бурого и буровато-серого цвета ($pl - 5$), испещренные белыми крапинками фенокристаллов плагиоклаза изометрических очертаний и без следов какой-либо флюиальности. Фенокристаллов темных минералов не видно, а по количеству выделений структура породы является средней между принятыми у американцев типами *sempatic* и *dopatic*.

Под микроскопом также не обнаруживается присутствия фенокристаллов фемических минералов, если не считать небольших выделений магнетита. Фенокристаллы плагиоклаза мелкие, обыкновенно размером от 0,3-0,8 мм. Эти фенокристаллы, представляющие собой сложные двойники, чаще всего по альбитовому и карлсбадскому законам, нередко образуют сростки и содержат обычные мелкие включения стекла. Кристаллики плагиоклаза почти всегда зональны и состав их, судя по углам погасания в сечениях, перпендикулярных [100], отвечают № 85-90 в центральной части и до 70-75% Ap в наружной зоне.

Порфиновые выделения магнетита достигают размера всего 0,1-0,2 мм, и они сравнительно немногочисленны.

Основная масса породы имеет характерную микроструктуру. Она состоит из тонких и относительно длинных, достигающих 0,2 мм, микролитов плагиоклаза, близкого к лабрадору № 65-70 (судя по углу погасания в поперечных сечениях, равному $35-37^\circ$), из зернышек магнетита от 20μ в поперечнике и из склеивающей их войлокоподобной массы мельчайших микролитов пироксена, плагиоклаза, пылинок магнетита и стекла; призмочки пироксена в этой войлокообразной массе достигают $20-40\mu$ в длину и чаще всего около 5μ в толщину; в более крупных из них можно усмотреть косое угасание под большим углом, поэтому можно думать, что мы имеем здесь моноклинный пироксен.

Следует отметить, что по краям некоторых фенокристаллов плагиоклаза мельчайшие призмочки пироксена врастают в эти наружные и более кислые оболочки плагиоклаза, указывая этим на продолжение роста фенокристаллов во время кристаллизации микролитов пироксена.

Очень редко пироксен попадает в виде более крупных микролитов того же порядка, как указанные выше микролиты плагиоклаза;

относительно высокие цвета поляризации (желтые до оранжевых) и косое погасание не оставляют сомнения в его природе.

В одном из образцов в шлифе встречено небольшое скопление (около 1 мм в длину и 0,5 мм в ширину), состоящее из мелких удлиненных (длиной до 0,05 мм) зернышек сильно плеохроирующих, от густого зеленого (pg 23) до бурого (pg 2 или 2) цвета. Вследствие густой окраски определить положение Ng' и Np' не удается. Угол погасания около 40–45°. Минерал разлагается с выделением окислов железа. По этим признакам его скорее всего можно принять за какой-то очень богатый железом пироксен. Образец красновато-бурого андезита отличается от серого под микроскопом тем, что в основной массе выделилось в избытке непрозрачное вещество клочковатого вида; в отраженном свете оно имеет буро-красную окраску, и, вероятно, мы здесь (как обычно) имеем дело с выделением гематита в подвергшихся окислению частях интрузий, плагиоклазы остаются свежими и прозрачными.

ЭКСТРУЗИЯ НА СЕВЕРОВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СОММЫ АВАЧИ

Эти пироксеново-роговообманковые андезиты светло-серого (e) цвета, переходящего в красновато-бурый, по структуре и общему облику довольно близко напоминают породы из более западных частей соммы, отличаясь несколько плотной, менее трахитоидной, основной массой и несколько более многочисленными фенокристаллами; характер фенокристаллов тот же – это мелкие беловатые изометричные вкрапленники плагиоклаза и черные крупные (до 8 мм) кристаллы роговой обманки. Серый цвет основной массы породы не столь чистый, обнаруживая чуть-чуть буроватый оттенок. Красновато-серая лава поверхностных частей по структуре неотличима от серых разновидностей, не подвергшихся окислению. Вследствие разницы в окраске белых полевошпатовых фенокристаллов и красноватой основной массы порфировая структура более ясно выступает.

Под микроскопом видно, что фенокристаллы плагиоклаза (обычно имеющие размеры несколько меньше 1 мм) нередко образуют сростки. Они слабо зональны; обыкновенно имеется только одна довольно широкая наружная зона, хорошо отделяющаяся от ядра. Ядро по составу отвечает битовниту около № 70–75, по периферии порода кислее (лабрадор № 60). Двойниковое строение хорошо развито. Размеры фенокристаллов, постепенно уменьшаясь, дают впечатление сериально-порфировой структуры.

Фенокристаллы фемических минералов представлены, во-первых, бурой роговой обманкой и, во-вторых, – клино-пироксеном.

Выделения роговой обманки, как мы видели, крупные, обнаруживают следы коррозии и окаймлены узкой опалитовой каймой обычного строения. Окраска амфибола бурая, без зеленоватого, скорее со слабым красноватым (оранжевым) оттенком. Высокое двупрелом-

ление и малый угол погасания заставляют отнести наш минерал к базальтической роговой обманке.

Фенокристаллы клино-пироксена очень редкие и мелкие, размером от 0,2–0,3 мм, в виде коротко-столбчатых кристалликов, иногда двойников. Окраска минерала бледно-зеленая или буровато-зеленая, без всяких следов плеохроизма. Угол погасания около 40°.

Зерна магнетита первых выделений 0,15–0,2 мм, обычно несколько меньше. Таких крупных зерен немного, но кроме них, являясь по размерам как бы промежуточными между фенокристаллами и микролитами, присутствуют довольно многочисленные хорошо образованные кристаллики магнетита около 0,08 мм в поперечнике.

Основная масса в общем может быть определена как гиалопилитовая, состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена, магнетита, густо пронизывающих буроватое прозрачное стекло. Следует отметить, что, кроме мелких тонких микролитов плагиоклаза присутствуют многочисленные более крупные его кристаллики, имеющие облик микровкрапленников. По составу они отвечают периферическим зонам более крупных фенокристаллов.

Микролиты пироксена всегда мелкие и тонкие, они кристаллизовались, очевидно, одновременно с микролитами и наружной каймой фенокристаллов плагиоклаза, так как врастают в последние. Магнетита сравнительно немного.

В породе имеются поры; в некоторых из них замечены таблички тридимита. Редко тридимит находится отдельными группами зерен в основной массе.

Образец из расположенного ниже выхода подобной же интрузивной массы очень близок по внешнему виду к розоватым андезитами, отличаясь от них несколько более светлой окраской с желтоватым оттенком, роговообманковые фенокристаллы еще более редки.

Под микроскопом порода выглядит также очень похожей на предыдущую. Это тоже андезит с выделениями плагиоклаза, имеющего состав битовнита (№70–80) в центральной части и лабрадора в наружной (около № 55), иногда образующими сростки, с очень редкими выделениями буро-зеленой роговой обманки с опацитовой каймой и с более частыми, но мелкими фенокристаллами клино-пироксена, присутствуют также обычные выделения магнетита.

Основная масса отличается от основной массы предыдущей породы преобладанием среди микролитов длинных (0,07–0,15 мм) и тонких (10–20 μ) микролитов плагиоклаза, причем ясно выражена флюидалность в их расположении. Микролиты (микролиты) пироксена еще мельче, чем в предыдущем случае, они часто измеряются несколькими микронами, но иногда достигают размеров плагиоклазовых микролитов.

Магнетит в обычных мелких кристалликах. Стекла как будто несколько меньше, чем в предыдущем образце.

ЭКСТРУЗИЯ НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ СОММЫ АВАЧИ

Эта экструзивная масса не была осмотрена мною. Образцы породы, ее слагающей, были собраны В.С. Кулаковым. Эта порода представляет интерес в том отношении, что она не похожа на более распространенные трахитовидные андезиты, слагающие другие купола.

Макроскопически мы имеем светло-серую породу (по Оствальду е), богатую относительно крупными вкрапленниками белого стекляно-блестящего плагиоклаза и с темными точками цветного минерала. Выделений плагиоклаза так много, что порода кажется зернистой, а излом ее таким шероховатым, как это бывает у зернистых пород. Пористости не заметно.

Характерно нахождение угловатых включений, очевидно, гомогенных. Они представляются мелкозернистыми породами. Одно из таких включений особенно интересно. Здесь между центральной частью включений, имеющей вид серой мелкозернистой породы, и вмещающим андезитом мы видим промежуточную зону неравномерной толщины (1-3 см), плотную, серую, пронизанную неправильными темными волосными жилками.

Исследование образца такого андезита под микроскопом показало, что мы имеем дело с авгитово-гиперстеновым андезитом с преобладанием гиперстена над авгитом. Фенокристаллы плагиоклаза с зональным строением и составом, меняющимся от битовнита в ядре до лабрадора на периферии. Более крупные — со включениями стекла. Пироксен относительно обилен. Присутствуют также крупные выделения магнетита. По количеству вкрапленников порода относится к типу *sempatic*.

Основная масса очень тонкая гялопилитовая; довольно часты в ней небольшие округлые участки, в которых выделяются кристобалит, таблички тридимита (?). Эти участки имеют вид своего рода секретий. Из других особенностей породы отмечу выделение гиперстена, заключающее настолько обильные пойкилитовые включения плагиоклаза, что оно имеет совершенно скелетное решетчатое строение.

ЭКСТРУЗИИ НА ВОСТОЧНОМ И ЮГО-ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СОММЫ

ОБЕЛИСК У СЛИЯНИЯ СЕВЕРНОГО КОЗЕЛЬСКОГО ЛЕДНИКА С КАСКАДНЫМ ЛЕДНИКОМ

Андезит, слагающий грандиозную скалу-обелиск, как бы протыкающий наслоенную толщу лав и пирокластических продуктов Козельского вулкана, издали обращает на себя внимание своим светлым цветом. Нам не удалось подробно изучить это обнажение, и образцы лавы, его слагающей, взяты из осей огромных глыб у подножия обнажения.

По внешнему виду все эти образцы довольно близко походят одна на другую. Мы имеем очень светлую (по Оствальду е) серую породу с плотной основной массой, в которой заключены сравнительно немногочисленные мелкие беловатые фенокристаллы плаггиоклаза, плохо заметные на светлом фоне основной массы, и присутствующие почти в таком же количестве несколько более крупные выделения цветного минерала, среди которых можно различить и темные зелено-серые призматические кристаллы пироксена и более тонкие черные призмы роговой обманки. Количество порфириковых выделений скорее отвечает типу *pegritic* американской систематики.

Интересной особенностью описываемой породы является наличие гомеогенных мелкозернистых включений во многих глыбах. Эти включения имеют вид тонкозернистого диорита из белого полевого шпата и черной роговой обманки, причем последние имеют характерную форму тонких иголочек, перекрещивающихся в разных направлениях.

Вторая любопытная особенность описываемой породы – присутствие в некоторых кусках тонких плотных жилочек темно-серого цвета (i по Оствальду), то расширяющихся миллиметров до 5, то совсем пережимающихся, иногда раздваивающихся с очень извилистыми краями; эти жилочки кажутся результатом переплавления породы вдоль каких-то трещинок.

Микроскопическое изучение андезитов этого интересного экструзивного тела привело к таким результатам.

Порода мелкопорфировая с размерами фенокристаллов плаггиоклаза обычно от 0,5 до 1 мм. По количеству выделений она стоит ближе всего к типу *dopatic* или только немного от него отклоняется с увеличением числа выделений. Различный размер выделений позволяет рассматривать структуру как сериально-порфировую.

В фенокристаллах мы находим плаггиоклаз, роговую обманку и магнетит.

Плаггиоклаз в обычных сложных двойниках с развитым зональным строением, причем обычно хорошо вырисовывается ядро, за которым следуют наружные зоны, то непрерывно, то мелкими скачками сменяющие одна другую; явление рекурренции иногда наблюдается, но в общем слабо выражено.

Более подробно исследованы два сложных двойника по альбитовому и карлсбадскому законам:

1) в ядре, альбитовый двойник $BNg = 48^{\circ}$; $BNm = 62^{\circ}$; и $BNp = 55^{\circ}$, что отвечает анортиту № 95; $2V = \text{ок. } 90^{\circ}$; в наружной зоне, альбитовый двойник: $BNg = 35^{\circ}$; $BNm = 60^{\circ}$; $BNp = 74^{\circ}$, что отвечает лабрадору № 59; $2V = +76^{\circ}$;

2) в ядре, по сложному закону: $BNg = 67^{\circ}$; $BNm = 28^{\circ}$; $BNp = 75^{\circ}$; по двойниковому шву: $MNg = 48^{\circ}$; $BNm = 63^{\circ}$; $BNp = 55^{\circ}$, что отвечает анортиту № 93–97; $2V = -84^{\circ}$. В наружной зоне, по сложному закону: $BNg = 75^{\circ}$; $BNm = 37^{\circ}$; $BNp = 57^{\circ}$; по двойниковому шву: $MNg = 33,5^{\circ}$; $MNm = 63^{\circ}$; $MNp = 73^{\circ}$, что отвечает лабрадору № 60; $2V = +80^{\circ}$.

Как мы видим, получены хорошо согласующиеся результаты.

Фенокристаллы роговой обманки большей частью такой же величины, как фенокристаллы плагиоклаза, но в некоторых случаях значительно крупнее, достигая нескольких миллиметров. Они имеют обычную форму умеренно-вытянутых призм с характерными поперечными разрезами и спайностью по (110); встречаются двойники. Узкая опацитовая оторочка всегда присутствует, иногда же опацизация широко захватывает зерно, проникая часто по трещинам. В сильно разложенных зернах к магнетиту, замещающему роговую обманку, присоединяется пироксен.

Окраска нашей роговой обманки зелено-бурая, отвечающая обыкновенной роговой обманке, а не базальтической.

Плеохроизм: Ng - буро-зеленый; Nm - зеленовато-бурый; Np - светлый зеленовато-желтый.

Другие оптические свойства таковы.

Угол погасания $[001]' Ng = 12^\circ$, по измерениям в двух двойниках: угол оптических осей $2V =$ около 80° ; и двупреломление $Ng - Np = 0,026$.

Порфиновые выделения магнетита счень немногочисленны; они имеют вид хорошо образованных кристалликов (0,1-0,2 мм), иногда с закругленными углами; кое-где они сростаются по несколько штук.

В виде аксессуарного минерала, вросшего в полевом шпате, замечены обычные иголки апатита; попался необычно крупный кристаллик этого минерала.

Основная масса породы состоит из плагиоклаза, пироксена, магнетита, кварца и стекла. Микроструктура породы очень характерна.

При обычных увеличениях (№ 2 и 3 Лейтца) без анализатора основная масса кажется обладающей тонкой гиалопилитовой микроструктурой, в основе которой мы имеем войлок микролитов плагиоклаза и пироксена. В этой массе выделяются многочисленные изометрические пятна размером 0,1-0,15 мм, неправильно округлых очертаний, совершенно прозрачные и бесцветные, в которых в виде отдельных пойкилитовых вростков заключены призмочки пироксена. При скрещенных николях можно убедиться, что эти пятна являются зернами кварца, причем видно, что они заключают не только пироксеновые призмочки, но и микролиты полевого шпата. Некоторые из этих кварцевых зерен являются типичными ойкокристаллами микропойкилитового кварца, другие состоят из групп таких зерен.

В целом основная масса породы похожа на обычную бедную стеклом гиалопилитовую массу наших андезитов. Микролиты в основной массе двух размеров: одни из них сравнительно немногочисленные, размерами до 0,15 мм в длину и относительно толстые, другие - тончайшие иголки, в среднем всего около 50 μ в длину. Еще мельче иголки микролитов (микронолитов) пироксена.

Состав микролитов плагиоклаза можно было определить по углам погасания $30-35^\circ$ в поперечных сечениях, перпендикулярных к $[100]$, что отвечает лабрадору около № 60 (от 56 до 65). Мик-

ролиты пироксена так мелко, что вообще оптическому исследованию не поддаются.

Кроме плагиоклаза и пироксена в породе присутствует сравнительно небольшое количество рассеянных мелких зернышек магнетита. Иголочки апатита, по-видимому, присутствуют, хотя их невозможно отличить с достоверностью от пироксеновых микролитов.

Буроватое прозрачное стекло легче рассмотреть во включениях, в фенокристаллах, чем в основной массе.

Не во всех образцах андезитов Козельского обелиска мы имеем совершенно одинаковую микроструктуру.

Можно указать на образцы с более значительным количеством стекла, с несколько меньшим количеством кварца. Выделения кварца имеют здесь более неправильные контуры, пироксеновые микролиты немного покрупнее (по всей видимости, это орто-пироксен), микролиты магнетита в обычных зернышках. Стекло ясно различимо в основной массе породы, где оно склеивает микролиты плагиоклаза, пироксена и магнетита. Микролиты плагиоклаза тонкие, в длину около 0,07–0,1 мм.

Порода отмеченных выше гомеогенных включений макроскопически кажется тонкозернистой с выделяющимися на белом фоне мелкими иголочками роговой обманки, расположенными без какой-либо ориентировки.

Под микроскопом видно, что порода обладает порфириковой структурой. Многочисленные фенокристаллы плагиоклаза достигают в наибольшем сечении до 1 мм. Длинные (до 2 мм) и тонкие (около 0,15 мм) призмы полуразложившейся роговой обманки также имеют вид фенокристаллов.

Основная масса породы из плагиоклаза, гиперстена, магнетита и стекла. Лейсты плагиоклаза второй генерации довольно крупные, достигающие в длину до 0,5 мм и больше, при этом они очень часто обладают скелетным строением: в поперечных сечениях мы часто имеем только кристаллическую рамку, середина которой заполнена стеклом; в продольных разрезах видно тоже скелетное строение. Интересно наблюдающееся иногда нарастание таких скелетных лейст на фенокристаллы в параллельной ориентировке, так что очертания последних принимают зубчатый вид, главным образом на гранях из зоны [010].

Промежутки между лейстами плагиоклаза и призмочками пироксена заняты стеклом, иногда бесцветным и прозрачным, а чаще – запыленным точечными включениями и кажущимся мутным. Попались таблички, быть может, тридимит, но исследованию они не поддаются.

Исследование выделений плагиоклаза первой генерации (фенокристаллов) дало такие результаты.

1) Ядро слабо зонального кристалла; двойник по карлсбадскому закону: $BNg = 55,5^\circ$; $BNm = 84^\circ$; $BNp = 35^\circ$; № 80; $2V = -88^\circ$; в нем же по двойниковому шву M (010): $MNg = 42^\circ$; $MNm = 60^\circ$; $MNp = 64^\circ$; № 85;

2) В зональном кристалле по сложному (альбитово-карлсбадскому) закону: ядро $BNg = 71^{\circ}$; $BNm = 28^{\circ}$; $BNp = 70^{\circ}$; № 80; $2V = 90^{\circ}$; $MNg = 40^{\circ}$; $MNm = 63^{\circ}$; $MNp = 63^{\circ}$; наружная зона $BNg = 72^{\circ}$; $BNm = 34^{\circ}$; $BNp = 60^{\circ}$; № 68; $2V = +70^{\circ}$; $MNg = 37^{\circ}$; $BNm = 60^{\circ}$; $MNp = 70^{\circ}$.

В целом ряде выделений были определены углы погасания в сечениях, перпендикулярных к [100], которые для центральной части были от 38 до 42° , что отвечает тоже примерно № 80, и для периферической зоны — от 28 до 31° , т.е. от № 53 до 58.

Лейсты плагиоклаза второй генерации по составу отвечают около № 60 плагиоклаза с углом погасания в поперечных сечениях около 32° .

Роговая обманка в рассматриваемой породе сильно разложена. Только в более толстых призмочках в их центральной части сохранились остатки этого минерала с плеохроизмом в зеленовато-бурых тонах и с углом погасания 13° , в большинстве же случаев мы имеем в сущности псевдоморфозы по роговой обманке с очень типичным строением. Центральная часть таких псевдоморфоз более прозрачная, она образована тонкозернистым агрегатом зернышек ортопироксена, к которому присоединяется магнетит и, в некоторых случаях, плагиоклаз. Сравнительно редко в центре псевдоморфоз мы имеем более крупные призмочки пироксена, ось которых совпадает с осью замещаемого ими кристалла. За таким более прозрачным центральным ядром псевдоморфозы следует непрозрачная опацитовая кайма, сменяющаяся в свою очередь снаружи тонкозернистым агрегатом пироксена и магнетита, иногда с примесью плагиоклаза, как это обычно бывает в опацитовых каймах на роговой обманке.

В основной массе породы в качестве цветного минерала мы имеем тот же пироксен. Он слабо плеохроирует и встречается в виде длинных призм; интересно, что некоторые из них сильно изогнуты в настоящие дуги.

ГОРА ПЕРЕВАЛЬНАЯ

Я располагал двумя образцами светло-серого и розового андезита с горы Перевальной, взятыми там В.С. Кулаковым. Серый андезит — очень светлая порода (почти с по Оствальду) с менее обильными, чем на Бараньей горе, белыми мелкими фенокристаллами плагиоклаза. Цветной минерал в фенокристаллах почти отсутствует. Красно-бурый андезит с горы Перевальной также плотный, содержит несколько больше мелких белых выделений плагиоклаза, образующих часто сростки. Цветного минерала в куске тоже почти не заметно; попались всего два, но относительно крупных, выделения гипертена.

В андезитах горы Перевальной встречены были также коенолиты двух родов: угловато-округлые, плотные, роговиковидные, светлые породы; круглые, темно-серые, в изломе имеющие вид афанитовых базальтов.

Светло-серые и красноватые андезиты горы Перевальной, судя по взятым образцам, различаются также и микроструктурой основной массы.

Именно, в светло-серых андезитах микролиты значительно мельче и тоньше, в длину микролиты плагиоклаза от 30 до 80 μ , в толщину меньше 10 μ , нередко всего 5 μ ; в красноватых длина микролитов от 50 до 150 μ и толщина большей частью не меньше 20 μ . Соответственно с этим изменяются и размеры пироксеновых микролитов, которые вообще мельче, чем микролиты плагиоклаза; на магнетитовых зернышках разница мало заметна. Второе существенное различие, с которым связана и окраска породы, — разложение микролитов пироксена и замещение их непрозрачными окислами железа, вероятно, гематита. Большинство пироксеновых микролитов в красноватых андезитах горы Перевальной совершенно непрозрачны. Вследствие этого обстоятельства нельзя выяснить природу бывшего пироксена. Нужно заметить, что тонкие опалитовые каймы появляются и на фенокристаллах пироксена, представленного здесь клино-пироксеном.

В светло-серых андезитах точное определение пироксеновых микролитов (или микронолитов) невозможно вследствие их тонкости. Вместе с микролитами плагиоклаза они образуют такой тонкой войлок, что при обычных увеличениях отдельные пироксеновые иглоочки еле различимы. Стекла и в серых андезитах горы Перевальной ничтожное количество, в красноватых немного больше.

Состав микролитов плагиоклаза, определенный по углам погасания во многих поперечных сечениях \perp [100], в красноватом андезите — от № 62 до 65.

Фенокристаллы как в серой, так и в красноватой разновидности одинаковы.

Выделения плагиоклаза не крупные, редко достигающие миллиметра, с одной-двумя наружными зонами, отличающимися по скачкообразному изменению состава. Наблюдаются обычные двойники, нередкоglomerопорфиривые сростки.

Исследование фенокристаллов в ряде зерен показало, что в ядре они представлены битовнитом № 75, в наружной же части — лабрадором № 60–63, чему отвечает, как мы видели, и состав микролитов.

Фенокристаллы пироксена редко достигают таких же размеров, как выделения плагиоклаза, обычно примерно вдвое мельче. Они имеют очертания обычных для клино-пироксена коротко-столбчатых кристаллов, попадают сростки. Минерал заметно окрашен в буроватый цвет, несколько более интенсивно в наружных частях; кроме того, как уже было указано, снаружи наблюдается тонкая опалитовая кайма.

Оптические свойства нашего пироксена: угол погасания $44-45^{\circ}$; $2V = +53^{\circ}$ и $N_g - N_p = 0,026$.

Кроме плагиоклаза и пироксена в виде фенокристаллов присутствуют более крупные зерна магнетита.

СКАЛЫ КОЗЛЯТА. СРЕДНЯЯ И ЗАПАДНАЯ ВЕРШИНЫ

Куполообразный характер экструзии скал Козлята не вызывает сомнений; морфология и расположение скал дают достаточно оснований для такого заключения. Тем более оригинальной кажется порода среднего из этих конусов. Она обращает на себя внимание своим темным цветом и такой пористостью, с которой мы чаще встречались в андезитах потоков.

Окраска основной массы породы темно-серая (1 по шкале Ост-вальда); в ней разбросаны многочисленные беловатые пятнышки фенокристаллов плагиоклаза размером около 1 мм. Цветной минерал не заметен, вероятно, вследствие темной окраски основной массы.

Пористость породы тонкая и довольно равномерно распределенная в ее массе. Размеры пор большей частью измеряются долями миллиметра, и порода не имеет такого трахитоидного излома, который свойствен большинству типичных трахитовидных андезитов экструзивных куполов Авачи.

Совсем другой вид имеет андезит с западной экструзии, образец которого взят из подножия скал, увенчивающих эту экструзию.

Это светло-серые породы (1) с несколько буроватым оттенком, с плотной, только местами обнаруживающей незначительную пористость основной массой, в которой заключены менее обильные, чем в предыдущей породе, беловатые мелкие фенокристаллы плагиоклаза. Очень редкими являются несколько более крупные, чем выделения плагиоклаза, фенокристаллы цветного минерала.

Разнице в наружном виде пород отвечает значительное различие их и под микроскопом. Главным образом это различие выражается в количестве стекла и в микроструктуре породы. Это различие настолько резко, что я опишу обе породы по отдельности.

А. Темно-серый андезит со средней вершины скал Козлята богат стеклом, составляющим не менее половины всей породы. Стекло бурое, непрозрачное, очевидно, от пронизывающей его пыли окислов железа. В этом стекле заключены выделения плагиоклаза более крупные, чем все остальные зерна. Они достигают 0,5–1,0 мм и, постепенно уменьшаясь, непрерывно переходят к крупным микролитам; размеры последних обычно около 0,15 мм в длину, но есть и более мелкие.

Кристаллы плагиоклаза, особенно крупные, ясно зональны, и характер этой зональности довольно постоянный: мы имеем обычно однородное зерно и затем на нем одну, то широкую, то узкую, зону с непрерывно и правильно меняющимся составом. Исследования плагиоклаза дали любопытные результаты. В фенокристаллах: двойник по сложному закону (альбитово-карлсбадскому) $BNg = 65^\circ$; $BNm = 28^\circ$; $BNp = 78^\circ$; по двойниковому шву, т.е. по углам с перпендикуляром к (010): $MNg = 48^\circ$; $MNm = 63^\circ$; $MNp = 54^\circ$; и то и другое согласно дает почти чистый аюрит № 98. Угол оптических осей $2V = -78^\circ$ (по одной оси).

Угол погасания в сечении фенокристалла, перпендикулярном $[100]$, для ядра равен 45° , что отвечает № 95, а для периферии 35° , что отвечает лабрадору № 65.

В микролитах в их поперечных сечениях тот же угол (35°) указывает, что состав их лабрадор, как и в наружной зоне крупных выделений.

Исключительно основной характер первых выделений плагиоклаза заслуживает быть отмеченным.

Кроме плагиоклаза присутствует гиперстен в длинно-призматических кристаллах, из которых более крупные иногда образуют лучистые строчки. Низкое двупреломление и гиперстеновый характерный плеохроизм обращают на себя внимание. Подобно плагиоклазу, размеры выделений гиперстена непрерывно изменяются от фенокристаллов до микролитов. Наконец, и магнетит встречается как в виде крупных оплавленных фенокристаллов, так и в более мелких зернышках в основной массе, где его трудно различить благодаря ее малой прозрачности.

Была встречена мелкая зернистая псевдоморфоза по роговой обманке.

В. Светло-серый более плотный андезит со средней вершины скал Козлята, наоборот, беден стеклом; его микроструктура имеет вид интерсертальной, с небольшим количеством буроватого прозрачного стекла. Наблюдаются и другие отличия. Сходство же явно проявляется в плагиоклазовой составной части. Здесь такие же зональные фенокристаллы, более крупные, чем остальные, в таких же двойниках и сростках и у них в ядре установлен такой же основной состав.

1) Двойник по сложному закону (альбитово-карлсбадскому): $B_{Ng} = 69^\circ$; $B_{Nm} = 25^\circ$; $B_{Np} = 77^\circ$, что отвечает № 98,

2) по альбитовому закону: $B_{Ng} = 45^\circ$; $B_{Nm} = 65^\circ$; $B_{Np} = 55^\circ$, что отвечает анортиту № 100.

Исследована наружная зона в одном из фенокристаллов по углу погасания в сечении, перпендикулярном к $[100]$, равному 37° , что отвечает № 70; в микролитах преобладает угол погасания в поперечном сечении 35° , отвечающем № 65, изредка поднимаясь до 37 и 39° , т.е. № 67 и 70.

Крупные микролиты того же размера, что и в предыдущем образце, но кроме них, вместо того стекла, которое мы там видели, мы имеем раскристаллизованную массу из более мелких микролитов плагиоклаза и пироксена с небольшой лишь примесью стекла. Это и создает тип своего рода интерсертальной микроструктуры.

Отличия описываемой породы от предыдущей кроме структуры и в характере цветного минерала. В шлифе нет фенокристаллов гиперстена; попался только маленький ($0,15$ мм) кристаллик оливина с венчиком пироксеновых микролитов. В куске попадают редкие фенокристаллы цветного минерала. Пироксен весь в виде микролитов; призмочки обычно достигают всего $0,07$ мм в длину, более мелкие выделения изометричны; в более крупных зернышках афири-

вые отношения к плагиоклазу. Несмотря на мелкость микролитов, по углу погасания в призмочках, доходящему до 45° и по сравнительно высоким цветам поляризации (до оранжево-желтых), нужно думать, что мы имеем дело с клино-пироксеном.

Магнетит в породе редок, как в виде более крупных фенокристаллов (до 0,15 мм), так и в виде мелких зернышек в основной массе.

ГОРА КРУТОПОДЪЕМНАЯ

Андезиты горы Крутоподъемной, несмотря на то, что они, очевидно, слагают одну сплошную массу, заметно различаются по наружному виду. Мы здесь различаем два основных типа: серые плотные андезиты и красновато-бурые с трахитоидной основной массой.

Последние немного напоминают андезиты скалы Булка, красные андезиты скалы Меса и Бараньей горы. Первые плотные, почти афирмовые и слоеватые – своеобразны: они отчасти походят на основную массу серых андезитов скалы Меса, но там мы имели эвпорфировую породу с вкрапленниками плагиоклаза и цветного минерала. Здесь выделений цветного минерала не видно совсем, а фенокристаллы плагиоклаза – очень мелкие блестящие таблички; окраска породы в свежем изломе светло-серая (е по Оствальду).

Под микроскопом светлые андезиты горы Крутоподъемной обнаруживают такие особенности.

Это мелкопорфировая порода, притом сериально-порфировая и с той особенностью, что, несмотря на серийность размеров выделений плагиоклаза, могут быть выделены два типа их по величине: более крупные табличчатые фенокристаллы, размером 0,5–0,7 мм и до 1 мм и более, мелкие – от 0,25 до 0,5 мм; их разрезы – короткие и широкие прямоугольники, резко отличающиеся от микролитов, вытянутых и тонких, не только по размерам, но и по форме. Учитывая сказанное, структуру породы можно определить как *sempatic*. Кристаллы зональны, с постепенно изменяющимся составом зон от битовнита в ядре до лабрадора в его внешней оболочке.

Кроме плагиоклаза, в небольшом числе мелкие (0,1–0,2 мм) выделения клино-пироксена с углом погасания около 46° , слегка окрашенного в буроватый цвет, и столь же редкие выделения рудного минерала тех же размеров.

Структура основной массы – микролитового типа; основная масса относительно очень бедна стеклом, по характеру развития микролитов она может быть отнесена к гиалопилитовой. Микролиты плагиоклаза, по составу являющегося лабрадором (около № 60–65), имеют в длину около 0,07 мм. Пироксен в микролитах имеет форму тонких призмочек несколько более мелких, чем плагиоклаз. Очень мелкие зернышки магнетита (почти 0,01 мм) дополняют минералогический состав основной массы.

В порах породы кое-где замечен кристобалит.

Красно-бурый тонкопористый андезит горы Крутоподъемной отличается более значительным количеством стекла. Стекло это ка-

жется мутным, будучи переполнено мельчайшими кристалликами, и среди них только в небольшом количестве видны ясно различимые микролиты плагиоклаза, относящегося к лабрадору около № 60 (угол погасания в поперечном сечении РМ равен около 32°), пироксена и магнетита.

Фенокристаллы мелкие, но многочисленны. Из них преобладает плагиоклаз, затем клино-пироксен и гиперстен, магнетит и роговая обманка.

Размеры кристаллов плагиоклаза обычно около 0,5 мм, но есть и мельче и иногда крупнее (сериально-порфировая структура). Обычные двойники, включения стекла в более крупных. В зональных фенокристаллах состав меняется от битовнита № 80 до 83 в ядре и до лабрадора около № 65 в наружной части. Нередки гломеропорфировые сростки.

Клино-пироксен в кристаллах иногда таких же размеров, как плагиоклаз, редко более крупных и чаще более мелких. Он слабо окрашен в буроватый цвет и не плеохроичен. Изредка двойники, сростки мелких фенокристаллов клино-пироксена очень часты. Оптические свойства минералов: угол погасания $[001] N_g = 43-44^\circ$; $2V = +57^\circ$ (в двух зернах по обеим осям) и $N_g-N_p = 0,026$.

Гиперстен отличается от авгита кроме оптических свойств. характерным более вытянутым обликом его призматических кристаллов. Попадаются крестообразные двойники.

Плеохроизм не резкий, но явственно заметный от бледно-зеленоватого к буровато-розовому. Оптические константы таковы: $2V = -65^\circ$ (по обеим осям), $N_g-N_p = 0,014$.

Фенокристаллы роговой обманки редки. Они в этой породе окрашены в красновато-бурый цвет, свойственный типичной базальтической роговой обманке, и с резко и характерно выраженной опацитовой каймой, совершенно непрозрачной во внутренней части и переходящей в мелкозернистый агрегат пироксена, плагиоклаза и магнетита - в наружной. Интересны находения в роговой обманке включений клино-пироксена и сростков клино-пироксена с роговой обманкой. В одном из таких сростков мы имеем обломанный кристалл амфибола. Он сильно диссоциирован со всех сторон, где он окружен основной массой породы и почти не разложен в месте срастания с зернами клино-пироксена.

Выделения магнетита обычного вида. Другой образец красноватого андезита горы Крутоподъемной отличается сильной пористостью, так что шлиф изготовить трудно, и обладает специфической структурой. В обильном сильно пористом стекле - крупные микролиты плагиоклаза, которые, увеличиваясь в размерах, непрерывно переходят в микровкрапленники. Призматические кристаллы гиперстена основной массы целиком опацитизированы, стали непрозрачными в проходящем и красноватыми в отраженном свете. Опацизация сильно захватила и фенокристаллы гиперстена. Крупные "интрателлурические" выделения плагиоклаза в этой породе отделены некоторым hiatus'ом от микровкрапленников. Размеры таких крупных выделений до 1 мм. Нередки сростки.

БАРАНЬЯ ГОРА

Андезиты Бараньей горы похожи по внешнему виду на плотные андезиты средней вершины скал Козлята. Иногда они чуточку потемнее. Наряду с серой окраской появляются, как обычно, и розоватые тона. Общая окраска породы (не поокрасневшей) соответствует оттенку *g* серого цвета по Оствальду.

Порода кажется плотной, хотя очень мелкие и относительно немногочисленные поры несомненно присутствуют, и при внимательном рассмотрении их нетрудно заметить. Порфиновые выделения плагиоклаза белого цвета многочисленны, хотя тип структуры по внешнему виду не выходит за пределы *dopatic*, размеры большей частью не превышают одного миллиметра. Кроме выделений плагиоклаза видны немногочисленные (30–50 на 1 дм^2) столбчатые черные фенокристаллы цветного минерала, именно роговой обманки; они крупнее и достигают в длину до нескольких миллиметров.

Под микроскопом порода с Бараньей горы представляется рогово-обманково-пироксеновым андезитом, отличающимся от столь похожего на него по внешнему виду андезита из скал Козлята. Порода эвпорфировая, скорее типа *sempatic*, чем *dopatic*, с фенокристаллами плагиоклаза около 1 мм и до 2 мм величины и с гораздо меньшим числом порфиновых выделений зеленоватого клино-пироксена, почти всегда представляющих собой гломеропорфиновые сростки более мелких зерен (0,15–0,3 мм), к которым здесь иногда присоединяется магнетит. Размеры сростков обычно 1–1,5 мм.

Толстотаблитчатые, почти изометрические кристаллы плагиоклаза обладают таким же характером зональности, как в породе из скал Козлята, т.е. незональное ядро и одна зона с непрерывно, реже скачками, меняющимся составом; в некоторых более крупных фенокристаллах обычное обильное включение стекла.

Состав плагиоклазовых фенокристаллов можно видеть из таких измерений двойников:

1) двойники по альбитово-карлсбадскому (сложному) закону. ядро $\text{BNg} = 68^\circ$; $\text{BNm} = 26^\circ$; $\text{BNp} = 77^\circ$;

2) по двойниковому шву $M(010)$; $\text{MNg} = 45^\circ$; $\text{MN}_{\text{пл}} = 64,5^\circ$; $\text{MNp} = 56^\circ$. Это отвечает анортиту № 98 с $2V = -78^\circ$ (по одной оси); средняя зона в том же кристалле (того же двойника): $\text{BNg} = 71^\circ$; $\text{BNm} = 31,5^\circ$; $\text{BNp} = 66^\circ$, соответствующем плагиоклазу № 75 с $2V = +86^\circ$, а по спайности $M(010)$ $\text{MNg} = 41,5^\circ$; $\text{MNm} = 60^\circ$; $\text{MNp} = 64^\circ$, он определяется как № 79.

В самой наружной узкой зоне угол погасания в сечении, перпендикулярном (010) и (001) , равен 36° , что отвечает лабрадору № 67.

Подобные же результаты дали и измерения в ряде других фенокристаллов по углам погасания в сечениях, перпендикулярных $[100]$. Ядро получилось около 90% An (вероятно, не вполне центральные разрезы), а периферия 67–70%.

Пироксен первых выделений иногда в призматических кристаллах, но чаще, как сказано, в сростках зерен, которые в этом случае не

всегда обнаруживают хорошие грани. Окраска минерала явственно зеленоватая, иногда слабый плеохроизм от зеленоватого до буроватого; минерал обнаруживает такие оптические свойства: угол погасания $Ng [001] = 45$ (измерен в трех двойниках); угол оптических осей $2V = +56^{\circ}$ (три измерения по обеим осям), $Ng-Np = 0,026$.

Роговая обманка встречается как редкость. Она сильно опацифицирована и в некоторых фенокристаллах сохранилась только в виде остатков. Цвета плеохроизма бурые, но не одинаковые в разных образцах, иногда с типичным для базальтической роговой обманки красноватым оттенком, иногда скорее даже с зеленоватым, свойственным обыкновенной роговой обманке.

Магнетит первых выделений в виде некрупных (до 0,3 мм) кристалликов, более или менее хорошо образованных.

Основная масса из относительно грубых микролитов плагиоклаза призматических микролитов пироксена, зернышек магнетита и ничтожного количества стекла.

Микролиты плагиоклаза большей частью несколько меньше 0,1 мм в длину (0,5–0,7) и относительно толстые; размеры их непостоянны, и в некотором количестве присутствуют примерно вдвое более крупные призмочки. Состав микролитов отвечает лабрадору № 65–67. Пироксен в длинных призмочках, таких же, как у плагиоклаза. Так как его сравнительно немного, то его микролиты совершенно теряются среди микролитов плагиоклаза. В образце породы, приобретшей красноватую окраску, заметно покраснение пироксеновых микролитов и выделение окислов железа; некоторые микролиты пироксена стали почти непрозрачными. В то же время фенокристаллы пироксена не обнаруживают никаких изменений.

Плеохроизм, прямое погасание в продольных сечениях (по Ng/Np), относительно низкие цвета поляризации заставляют предполагать в микролитах гиперстен (?), хотя, может быть, присутствует и клинопироксен (яркие цвета при большом угле погасания). Вследствие мелкости зерен более точное исследование не удастся. Характер разложения говорит как будто о железистости минерала.

В большем числе, чем пироксен, в состав основной массы породы входит магнетит в обычных мелких кристалликах.

Замечены иголки апатита, вроски в полевом шпате.

Стекло буроватое, прозрачное; его можно разглядеть между микролитами основной массы.

ТИАРА ИЛИ КРАСНАЯ ГОРА – НАИБОЛЕЕ ЗНАЧИТЕЛЬНЫЙ ЭКСТРУЗИВНЫЙ КУПОЛ С СЕВЕРА КОЗЕЛЬСКОГО ВУЛКАНА

В сложении этого купола принимают участие как серые, так и красноватые роговообманковые андезиты, как плотные, так и тонкопористые трахитовидные.

Серые андезиты имеют светлую окраску (между с и е по шкале Оствальда) и тонкопористы. Брекчиевидные участки в массе купо-

да, о которых сказано в геологическом описании, обнаруживают ту характерную особенность, что куски плотного андезита захвачены в тонкопористом. Тонкопористые серые андезиты иногда переходят в более плотные жилкообразными полосами. В некоторых скалах мы имеем полосчатое распределение красной и серой окраски. Наиболее типичным для этой экструзии является красноватый роговообманковый андезит с черными призматическими фенокристаллами роговой обманки, достигающими в длину нескольких миллиметров, и более мелкими, но более многочисленными беловатыми пятнышками плагиоклаза. Такие породы преобладают в осьях, они образуют скалы, и вся масса экструзии им обязана своим характерным цветом. В других скалах порода несколько темнее и с фиолетовым оттенком, вместе с тем она кажется более плотной.

Под микроскопом типичный светлый красноватый андезит этой экструзии мало останавливает на себе внимание. Это эвпорфировая порода типа *doratic*. Преобладают фенокристаллы плагиоклаза, нередко образующие сростки. Меньше кристаллов красновато-бурой роговой обманки и еще меньше крупных выделений магнетита.

Фенокристаллы плагиоклаза зональные, обычно с крупным ядром и серией узких правильно гаснущих, наружных зон. Состав ядра доходит до анортита № 90.

Размер исследованного выделения в длину 0,42 мм

Двойник между	Закон	BNg	BNm	BNp	Состав, №
1-2	[100]	85°	38°	52,5°	90
3-4	[100]	85°	36°	54,5°	93
1-4	⊥ (010)	44°	61°	60°	87
2-3	⊥ (010)	44°	63°	58°	88
1-3	$\frac{\perp [100]}{(010)}$	47°	68°	51°	90
2-4	$\frac{\perp [100]}{(010)}$	47°	67°	51,5°	89

Угол оптических осей $2V = -86^\circ$.

Вместе с тем в небольшом выделении (около 0,3 мм в длину) в сложном двойнике найдено:

Двойник между	Закон	BNg	BNm	BNp	Состав, м
1-2	⊥ (021)	9°	83°	84°	66
2-3	⊥ (010)	35°	62,5°	70°	66
Спайности	(001)	53°	53°	58°	66

Угол оптических осей $2V = +86^\circ$ (одна ось).

Этот состав отвечает периферии зональных кристаллов.

Большая часть фенокристаллов, судя по углам погасания в разрезах перпендикулярных [100], имеет ядро, отвечающее основному битовниту (около № 80-85).

Периферия кислее, доходя до состава лабрадора № 60-65.

Роговая обманка плеохроирует в типичных для базальтической роговой обманки оранжево-бурых тонах, отличается высокими поляризационными цветами и малым углом погасания: N_g - оранжево-бурый; N_m - тоже более бурый; $N_g N_r$ - желтый; $[001] N_g$ около 7° .

Фенокристаллы покрыты тонкой опалитовой корочкой в отраженном свете красной, очевидно, гематитовой. Характерного для роговых обманок разложения с образованием пироксена и магнетита не заметно.

Основная масса породы имеет вид тонкой гиалопилитовой. Микролиты плагиоклаза очень мелкие и тонкие, в длину они достигают всего 50μ , редко больше. В целом ряде был измерен угол погасания в поперечном сечении. Он оказался равным $30-32^\circ$, что отвечает составу № 55-60.

Микролиты пироксена, имеющие вид тонких призмочек, обычно еще мельче. Заметно их частичное покраснение.

По оптическим свойствам их скорее всего можно считать за орто-пироксен. Стекла в породе относительно немного, оно в буквальном смысле как бы пронизывает войлок микролитов. Местами в порядочном количестве в основной массе присутствует кристобалит. Его мелкие зернышки иногда кажутся выстилающими стенками или даже выполняющими мелкие поры в породе, а иногда как будто группы их развиваются прямо в стекле. Минерал можно узнать по очень низкому преломлению и двупреломлению. Обычная пыль магнетита рассеяна в основной массе шлифа.

В текстуре породы отметим флюидальное расположение микролитов, быстро меняющее свое направление около фенокристаллов.

Более плотная разновидность породы фиолетово-розового цвета под микроскопом почти не отличается от описанной. Немного больше стекла, несколько более крупные микролиты плагиоклаза, гиалопилитовая структура основной массы более типично выражена. Лучшее проявляется также и флюидальная текстура.

Фенокристаллы плагиоклаза и роговой обманки такие же, как в предыдущем образце. Роговая обманка такая же красно-бурая. Опалитовые каймы несколько лучше развиты и некоторые тонкие фенокристаллы роговой обманки опалитизированы полностью. Рудное вещество, замещающее роговую обманку, и здесь в отраженном свете красноватое - гематит (?).

Имеются образцы с еще более сильной степенью разложения амфибола, в которых призма роговой обманки толщиной даже до 1 мм замещена рудным веществом; в противоположность предыдущим образцам оно в отраженном свете черное, вероятно, это магнетит.

В основной массе тоже несколько повышенное содержание магнетита.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие редактора	3
Введение	5
Общие сведения о вулканах Авачинской группы	-
Основные черты морфологии вулканов	6
Основные особенности тектонического строения	9
Характеристика отдельных частей вулканической группы Авачи	10
Возвышенности Монастырь и Сарай	13
Сомма Авачи	14
*Козельская сопка	16
Купола	17
Современный конус и кратер Авачи	18
Рыхлые продукты извержений	19
Лавовые потоки	21

Часть первая

ОСНОВАНИЕ ВУЛКАНА. ПУТЬ К ВУЛКАНУ. ВОЗВЫШЕННОСТИ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ	23
Основание вулкана	-
Мишенная гора	24
Путь к Аваче	25
Халактырская сухая река	26
Холм Булка	28
Кольцевой холм Ванна	29
Подъем на южную часть возвышенностей Монастырь и Сарай	30
Разрез по южному отрогу возвышенности Сарай и по Сарайному ручью	33
Верховья Сарайного ручья и верхняя часть возвышенности Сарай	35
Южный склон возвышенности Монастырь	36
Дайки возвышенности Монастырь	36
Разрезы потоков на склоне возвышенности Монастырь	37
Верхняя часть возвышенности Монастырь	39
Отрог возвышенности Монастырь против скалы Одинокой	44
Северо-западный склон возвышенностей Монастырь и Сарай	46
Примыкание возвышенности Монастырь к современному конусу Авачи	48
Восточный склон возвышенности Монастырь	50
Восточный склон возвышенности Монастырь	51
Восточный склон возвышенности Монастырь. Вторая большая Мо- настырская жила	52
Холм Сехарная голова	53

Часть вторая

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ АВАЧИ	55
Внутренний склон восточной части соммы	-
Внутренний склон восточной части соммы (продолжение)	58
Базальтовая жила по внутреннему склону соммы Авачи	62
Верхняя часть соммы	63
Разрез соммы под скалой Кутха	65
Скала Кутха	66
Перемычка между действующим конусом и соммой Авачи	68
Вершина соммы	69
Верхняя часть внешнего северо-восточного склона соммы	70
Жила, расположенная непосредственно к югу от скал Быки	71
Мощная лакколлитовая или экструзивная масса на внешнем северо-восточном склоне соммы, в Налычевском каре	73
Авачинский кар	75
Внешняя восточная часть соммы Авачи и примыкающий склон Козельской сопки	78

Часть третья

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ	80
Скала Одинокая	-
Внешний склон северо-западной части соммы	82
Игорева сомма	83
Склон Игоревой соммы, примыкающий к перевалу между Авачей и Корякой	85
Скала Идол и склон на запад от нее	86
Скала Двугорбая и скала Новограбленова (Орлиная)	87

Часть четвертая

СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ СОММЫ	89
Атрио с северной стороны конуса	-
Скала Идол	90
Обнажение по правому борту ледниковой долины в верховьях Большого северо-западного ледника	-
Край соммы к северу от действующего конуса	91
Северный склон соммы	92
Разрез около Северного лагеря	93
Нижняя часть северного склона соммы	-
Экструзии северного склона	95
Северо-западный склон соммы	97
Тройной северный ледник соммы	99
Северо-восточный склон соммы	101

Часть пятая

ДЕЙСТВУЮЩИЙ КОНУС АВАЧИ	105
Кратер и верхняя часть конуса	107
Кратер Авачи в 1931 г.	108
Фумаролы 1931 г. Общая характеристика	116
Фумаролы северо-западного склона конуса	119
Группа фумарол южного склона конуса	123
Фумаролы юго-восточного барранкоса	125

Часть шестая

ЛАВОВЫЕ ПОТОКИ ДЕЙСТВУЮЩЕГО КОНУСА АВАЧИ	127
Потоки Ботанического ручья Е и D	-
Конец лавового потока С	128
Лавовый поток С ₂	129
Потоки D, E, F	-
Поток G	130
Поток 1827 г. (?)	131
Потоки K и K ₁	132
Желобообразный лавовый поток, образовавший скалу Будда	133
Поток N	136
Серия потоков O	-
Поток P (западный рукав потока 1909 г.)	-
Поток 1909 г.	137
Поток S	138
Поток 1926 г.	140

Часть седьмая

КОЗЕЛЬСКАЯ СОПКА	143
Холмы Козлята	-
Баранья гора	144
Нижняя часть северо-восточного склона Козельской сопки	145
Тиара или Красная гора	146
Нальчевская сухая река. Гора Фанза	148
Обнажения на левой стороне Восточного Козельского ледника	149
Южный склон кальдеры Козельской сопки	152
Внутренний склон кальдеры Козельской сопки	153
Гора Крутоподъемная	155
Южный склон Козельской сопки	156
Южный Козельский ледник	157
Лавовые потоки Козельской сопки, спускающиеся в сторону Южного Козельского ледника на высоту 1730-1800 м	160
Обнажения в верховьях Южного Козельского ледника	162

Часть восьмая

ДАЙКИ СОММЫ	163
Андезитовая дайка возвышенности Монастырь	164
Микроскопическое описание	-
Дайка скалы Идол	170
Дайка в обрывистой стенке ледникового кара в северо-восточной части Авачи	172
Большая дайка северного склона	173
Дайки на восточном склоне возвышенности Монастырь	176
Базальтовые дайки соммы	178
Базальтовые дайки восточной части соммы	-
Базальтовая жила во внутренней части соммы Авачи около скалы Кутхи	181
Дайка базальта на внешней стороне соммы в Нальчевском каре Каскадного ледника	183
Дайка на северо-западном склоне соммы	184
Жила базальта (или андезито-базальта) на северном склоне соммы	185
Жила из северного борта Авачинского кара	187
Базальтовая дайка возвышенности Монастырь	188

Часть девятая

ЛАВЫ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ САРАЙ И МОНАСТЫРЬ	191
Разрез по отрогу возвышенности Сарай	-
Разрез по восточному склону возвышенности Монастырь против скалы Будда	195
Разрез по западному отрогу возвышенности Монастырь	198
Разрез по северо-западному склону возвышенностей Монастырь и Сарай	202
Поперечные разрезы потоков в устье возвышенности Монастырь	210
Внешний вид лав с возвышенностей Монастырь и Сарай	214
Породы из поперечных разрезов потоков на склоне возвышенности Монастырь	217

Часть десятая

ЛАВЫ СОММЫ АВАЧИ И ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ МОНАСТЫРЬ И САРАЙ	218
Лавы с внутреннего склона соммы в ее восточной половине	-
Оливин-содержащие андезиты-базальты	219
Микроскопическое описание	-
Пироксеновые андезиты	222
Базальты вершины соммы	226
Лавы с верхней части наружного склона соммы	228
Лавы с северного склона соммы Авачи	233
Лавы с бортов долины Тройного северного ледника	-
Лавы с нижней части северо-северо-западного склона	236
Лава потока, сохранившегося на северо-восточном склоне соммы (скалы Камни)	237
Игорева сомма (северо-западная часть соммы)	238

Часть одиннадцатая

ЛАВЫ СОВРЕМЕННОГО КОНУСА	244
Поток Е. Верховья ручья, высота 1200-1300 м	245
Потоки Ес и Еf	248
Поток D	249
Лавовый поток С ₂	251
Лавовый поток 1827 г. (?)	252
Поток К	255
Поток К ₁	258
Желобобразный поток, образовавший скалу Будда	-
Глыбовая лава	-
Мелкоаггломератовая лава	260
Поток М	261
Потоки О	-
Поток Р	263
Поток S	264
Поток 1926 г.	267
Лава, подстилающая поток 1926 г.	271

АНДЕЗИТЫ КУПОЛОВИДНЫХ ЭКСТРУЗИЙ	272
Экструзии на западном и юго-западном склоне соммы	-
Холм Булка	-
Скала Одинокая	275
Скала Двугорбая (Верблюд)	281
Скала Новограбленова (Орлиная)	283
Экструзии на северном склоне соммы Авачи	284
Скала Меса	287
Экструзия на северо-восточном склоне соммы Авачи	288
Экструзия на северо-западном склоне соммы Авачи	290
Экструзии на восточном и юго-восточном склоне соммы	-
Обелиск у слияния Северного Козельского ледника с Каскадным ледником	-
Гора Перевальная	294
Скалы Козлята, Средняя и западная вершины	296
Гора Крутоподъемная	298
Баранья гора	300
Тиара или Красная гора - наиболее значительный экструзивный купол с севера Козельского вулкана	301

Александр Николаевич Заварицкий

ВУЛКАН АВАЧА НА КАМЧАТКЕ

Утверждено к печати Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР

Редактор *Н.Н. Бобринский*. Редактор издательства *О.М. Ванюкова*

Художественный редактор *И.К. Капралова*. Технический редактор *Н.М. Бурова*

Подписано к печати 21/X - 77 г. Т - 18613. Усл. печ. л. 19,3 + вкл. 0,1. Уч.-изд. л. 22,2
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1. Тираж 900 экз. Тип. зак. 847 Цена 2 р. 30 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485, Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 30 к.

2256