

Кр. Дз
4.80

Е. К. УСТИЕВ

АНЮЙСКИЙ ВУЛКАН

55142
КР 42
780

Е. К. УСТИЕВ

АНЮЙСКИЙ ВУЛКАН
И ПРОБЛЕМЫ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА
СЕВЕРО-ВОСТОКА
СССР

228113

МАГАДАНСКАЯ
Областная библиотека
им. А. С. ПУШКИНА



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1961

ВВЕДЕНИЕ

В сентябре 1952 г. аэрофотосъемкой в центральной части Южно-Анхойского хребта была обнаружена весьма необычная речная долина. Дно этой долины (называемой по-ламутски «Монни», что означает «каменная река») оказалось на много десятков километров заполненным черными породами, резко выделявшимися на ярко-зеленом фоне окружающего ландшафта. В ее истоках четко вырисовывалась небольшая коническая возвышенность с глубоким кратером на вершине.

Аэрофотоснимки долины * не оставляли сомнений в том, что вершина с кратером — прекрасно сохранившийся вулканический конус, а протянувшиеся вдоль долины темные породы не могут быть ничем иным, как лавами весьма молодого происхождения.

Как известно, проявления молодого четвертичного вулканизма в Азии приурочены главным образом к западным окраинам Тихого океана. Цепи действующих вулканов Камчатки, Курильских островов, Японии и островных дуг Юго-Восточной Азии возникли в результате молодых тектонических движений, развивающихся вдоль границы между устойчивой областью Тихоокеанского ложа и обрамляющими ее геосинклинальными складчатыми сооружениями восточного побережья Азии.

Проявления молодого вулканизма на территории, более или менее удаленной от Тихоокеанской области, встречаются крайне редко, связаны с особыми тектоническими условиями и имеют в связи с этим очень большое значение для решения некоторых кардинальных вопросов геологии и петрологии.

К настоящему времени в Восточно-Азиатской части Советского Союза описаны очень немногие примеры внутриконтинентальных проявлений постплиоценового вулканизма. Это базальтовые потоки Восточной Тувы (Лурье, 1948), небольшие вулканы Кропоткина, Перетолчина и потоки трещинных лав в Восточном Саяне (Обручев, 1954), вулкан Хара-Болдог (Флоренсов, 1948) и лавовые потоки Тункинской впадины (Лодочников, 1941; Логачев, 1954), вулканы и «долинные» потоки базальтов бассейна Джиды в Хамар-Дабане (Налетов, 1956), небольшие шлаковые конусы Мушкетова, Обручева, Лопатина (Обручев, 1937, 1938) и Домбровского (последний изучен К. П. Калининой на Витимском плоскогорье в 1948 г.) и несколько сильно разрушенных вулканических аппаратов в Приамурье (Малеев, 1949). К востоку от Лены также известно несколько проявлений вну-

* Аэрофотоснимки дешифрированы А. П. Васьковским, Л. А. Снятковым и Б. А. Снятковым.

триконтинентального четвертичного вулканизма, среди которых самым эффективным до последнего времени считался вулкан Балаган-Тас в бассейне Индигирки (Васьковский, 1949).

Анюйский вулкан в отличие от большинства из ранее описанных проявлений вулканизма характеризуется прекрасной сохранностью конуса и кратера, а также крупными масштабами лавовых излияний.

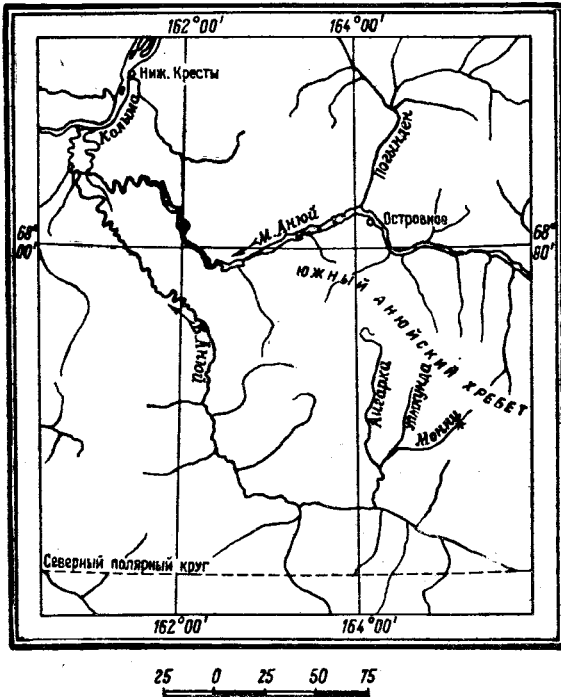


Рис. 1. Обзорная карта бассейна р. Большой Анюй

ром сочетания трещинных излияний большого масштаба с извержениями вулканического аппарата центрального типа.

Обнаружение мощных проявлений молодого вулканизма во внутриконтинентальной Азии явилось до известной степени неожиданным. Описанные в этой области вулканы в большинстве случаев характеризуются меньшими масштабами деятельности и худшей сохранностью аппарата. Практически современное происхождение вулканизма долины Монни и великолепная сохранность вулканических продуктов заслуживают особенного внимания геологов.

Целый ряд морфологических особенностей, отчетливо различимых на аэрофотоснимках, позволял предположить, что вулканические проявления долины Монни относятся к очень недавнему и во всяком случае послеледниковому времени. Это придает им особенно важное значение.

Исследования вулканических проявлений долины Монни были проведены летом 1953 г. автором при участии техников-геологов П. М. Таюрского и А. П. Кулина.

Автору и его спутникам пришлось подняться вверх по Колыме, Большому Анюю, Ангарке, Уямкунде и Монни на расстояние около 600 км (рис. 1).

Позднечетвертичный Анюйский вулкан вместе с лавовым потоком долины Монни оказался редким приме-

ГЕОЛОГИЯ АНЮЙСКОГО ВУЛКАНА И ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ДОЛИНЫ МОННИ

Глава I

ДОЛИНА МОННИ И СВЯЗАННЫЕ С НЕЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПРОЯВЛЕНИЯ

Геология и геоморфология долины Монни*

Долина р. Монни, в верховьях которой находится Анюйский вулкан и сопряженное с ним лавовое поле, проходит в приводораздельной части Южно-Анюйского хребта, разделяющего бассейны рек Бол. и Мал. Анюев. В верхней части долины Монни протягивается почти в широтном направлении, приблизительно параллельно осевой линии хребта и простираению развитых здесь складчатых структур. Общее протяжение этой части долины 57—58 км. Далее р. Монни круто поворачивает на юго-запад и, сильно меандрируя, течет еще около 14 км по широкой заболоченной равнине р. Уямкунды*. Последняя в отличие от ее левого притока — р. Монни течет в меридиональном направлении и принадлежит, таким образом, к рекам поперечного характера.

Ширина долины Монни почти на всем протяжении 2 км; лишь в редких случаях она расширяется до 4 км или суживается до 1,5 км. Важной морфологической особенностью долины является широкое плоское дно и резкая асимметричность склонов, характерная для нижней ее половины и постепенно исчезающая в верхней. Крутой и местами обрывистый (25—30°) правый склон сложен коренными породами, изредка скрывающимися под бедной лесной и кустарниковой растительностью. Пологий левый склон (8—10°) затянут делювиальными отложениями и покрыт густым, частью выгоревшим лесом.

В верхней части долины Монни характеризуется симметричными крутыми склонами и трогообразным поперечным профилем. Хорошо выраженные кары, наблюдаемые на водоразделе Монни с притоками Мал. Анюя, свидетельствуют об участии в моделировке рельефа верхней части долины ледникового выпахивания.

Все правые притоки Монни, несмотря на их малое протяжение (5—8 км), также характеризуются хорошо разработанными широкими (1—1,5 км) долинами с плоским дном и пологими склонами.

Подпруженные лавовым потоком, они находятся в настоящее время в стадии энергичной боковой эрозии с быстрым заполнением dna

* На существующих географических картах долины р. Монни, нанесенная по опросным сведениям, протянута почти в меридиональном направлении, что неверно.

рыхлыми отложениями. В устьях этих долин на границе с лавовым потоком наблюдаются более или менее крупные (диаметр наибольшего из них 1700 м) озера, сток из которых осуществляется вдоль пограничной поверхности между лавами и подстилающим их аллювием. Аналогичный характер имеют и долины верхних левых притоков Монни.

Иное строение наблюдается у долин нижних левых притоков, не подпруживаемых лавами. Они переживают стадию глубинной эрозии и характеризуются узким дном и относительно глубоко врезанными склонами.

Лавовые массы, заполнившие дно долины Монни и преградившие течение многих боковых ее притоков, обусловили весьма своеобразное и редко встречаемое явление — кажущуюся бессточность целого ряда рек. Слепо оканчиваясь озерами, эти реки лишены общего видимого стока, что сообщает гидросети долины Монни крайне оригинальный «разорванный» характер (рис. 2).

Просачиваясь под лавами, воды всех запертых боковых притоков собираются в едином русле лишь в нижней части долины Монни. Река Монни, вытесненная из своего ложа недавними вулканическими излияниями, вновь появляется на поверхности приблизительно в 30 км от вершины долины. На всем этом протяжении долина Монни является сухой и лишь журчание воды под глыбовыми нагромождениями эффузивов, а также небольшие озера в депрессиях лав указывают на существование подземного стока.

Ниже этого участка р. Монни в виде ряда мощных родников появляется на поверхности у южной стороны лавового потока, т. е. у левого склона долины, лишь там, где обладающие малой мощностью эффузивы перестают подпирать воды боковых ущелиц.

Верховья долины Монни находятся в осевой приводораздельной части Южно-Ануйского хребта, где расположены возвышенности с сильно расчлененным рельефом высотой до 1500—1600 м над уровнем моря. Относительные превышения достигают 700—900 м.

По направлению к устью высота гребней быстро снижается, и река выходит на равнину Уямкунды. Здесь она уже ограничена пологими, сильно залесенными увалами, которые поднимаются всего на 60—100 м.

Долина Монни развивалась в направлении, близком к простиранию складок; она проходит приблизительно по оси размытой антиклинали. Наличие крупных тектонических разломов, послуживших каналами для трещинных лавовых излияний вдоль дна долины, а также параллельных им разломов, выраженных на склонах дайками и линейными депрессиями в рельефе, позволяет также предполагать влияние на ее генезис дизъюнктивных факторов. Таким образом, все морфогенетические особенности долины Монни позволяют считать ее продольной, антиклинальной, возможно осложненной сбросами, долиной в основном эрозионного происхождения. В частности, о наличии продольного сброса с опущенным южным крылом позволяет думать резкая асимметрия долины.

Геологическое строение долины, если исключить пока из рассмотрения молодые вулканические породы, характеризуется толщей глубокометаморфизованных осадков, отчасти чередующихся с древними вулканогенными породами зеленокаменного облика. Эта толща образует здесь крупную антиклинальную складку, протягивающуюся в направлении 115—295° с юго-востока на северо-запад при направлении долины Монни 80—260°.

Антиклиналь имеет симметричное строение при крутом наклоне крыльев, изменяющемся в различных участках долины от 45 до 55—60°. Большое количество мелких тектонических нарушений преимущественно продольного и поперечного направления усложняет

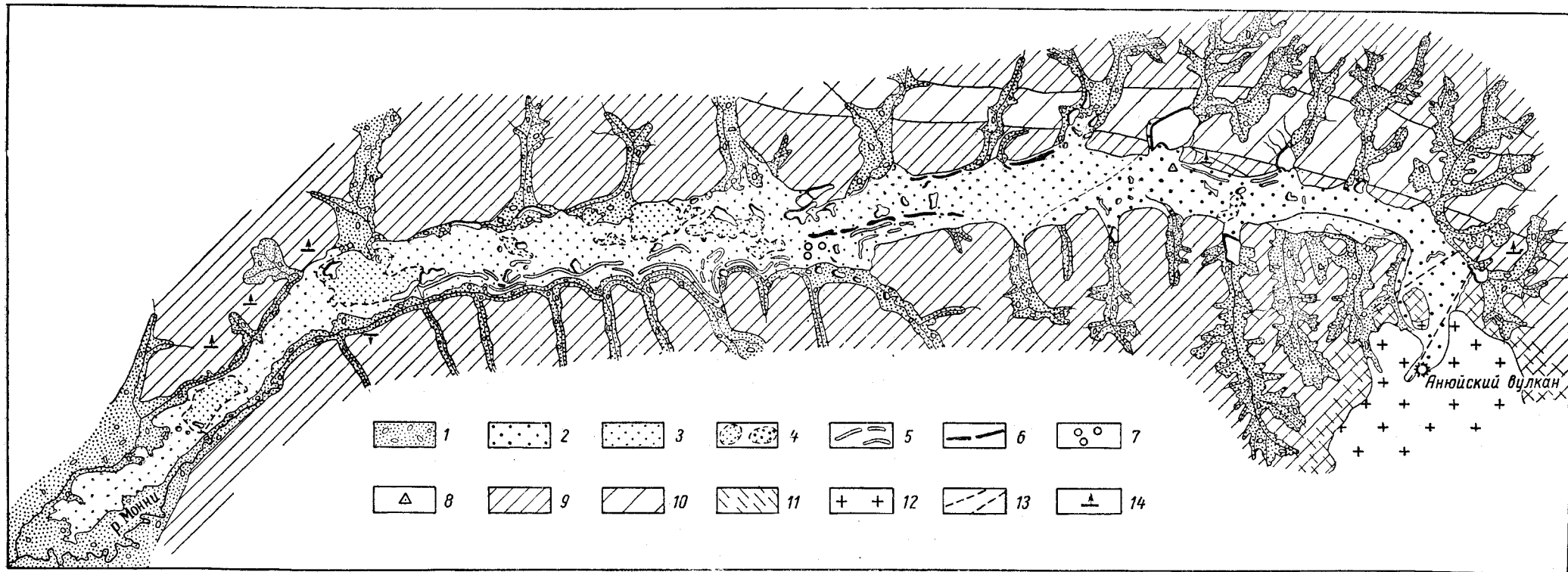


Рис. 2. Геологическая карта долины Монни.

1 — современный аллювий, 2 — лавовый поток центрального извержения, 3 — лавовый поток трещинного извержения, 4 — депрессии проседания на поверхности лавовых потоков, 5 — лавовые валы корабления, 6 — предполагаемые центры трещинных извержений, 7 — лавовые «озера», 8 — вторичный лавовый конус, 9 — нижний горизонт пермо-триасовых осадочно-вулканогеновых отложений, 10 — верхний горизонт пермо-триасовых осадочно-вулканогеновых отложений, 11 — контактово-метаморфизованные породы осадочно-вулканогеновой свиты, 12 — интрузивы гранодиоритов и кварцевых диоритов, 13 — крупные тектонические разрывы, 14 — элементы залегания

общую картину залегания осадочных пород, вызывая местные изменения в углах наклона слоев и способствуя чрезвычайно тонкому их разлистованию, а также появлению многочисленных зеркал скольжения.

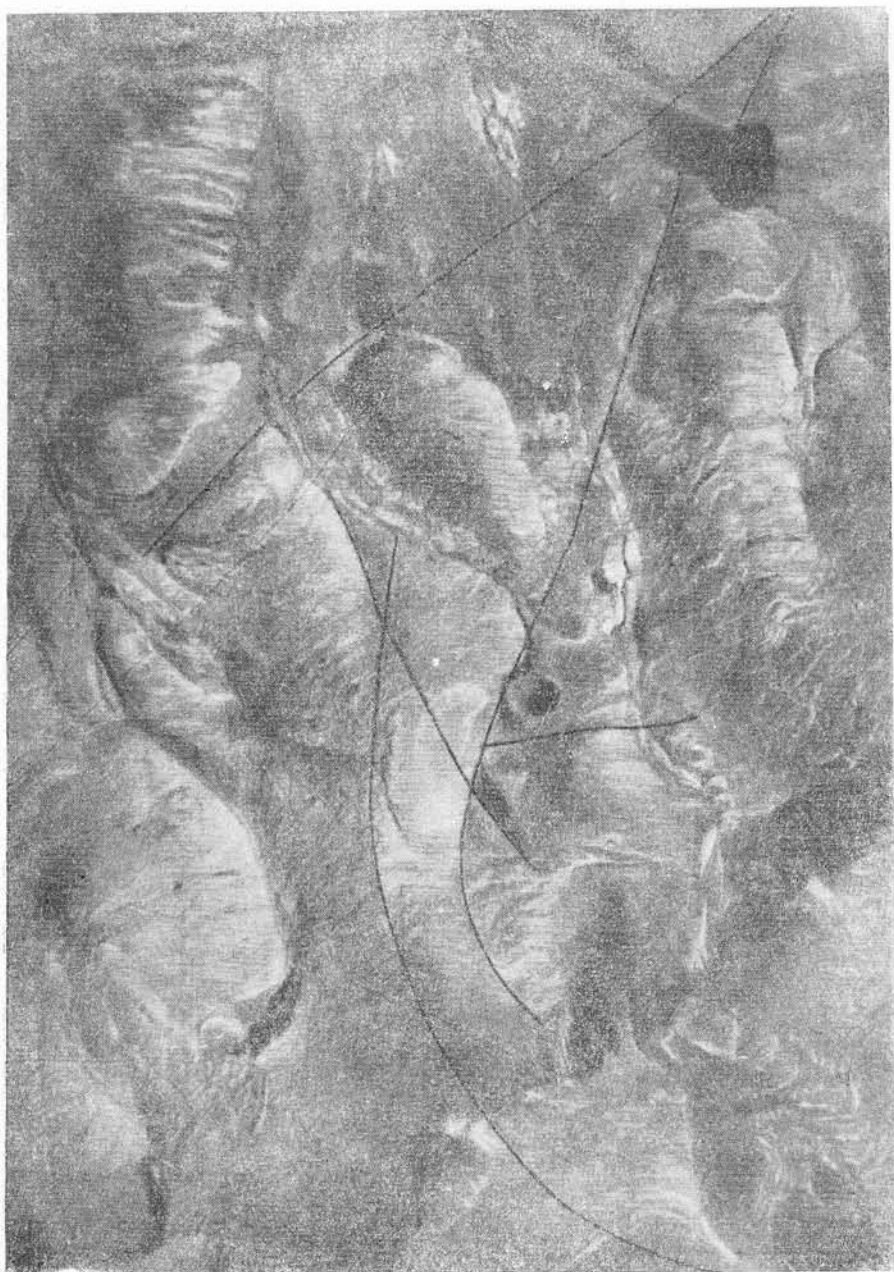


Рис. 3. Район верхних левых притоков долины р. Монни
В центре снимка вулканический конус. Проведены линии дешифрованных тектонических разломов. Аэрофото, масштаб приблизительно 1:43 000

По литологическим особенностям породы, слагающие долину Монни, могут быть разделены на два горизонта: нижний, состоящий из тонко разлистованных филлитовидных глинистых сланцев и очень

плотных светло-коричневых песчаников, чередующихся в основании с туффитами, туфами палеотипных андезитов и зеленокаменными андезитами, и верхний, представленный преимущественно глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников.

Породы нижнего горизонта слагают оба склона долины Монни, причем смешанный осадочно-вулканогенный его комплекс наблюдается только по правому склону в виде узкой полосы, окаймляющей борт долины в ее верховьях. Это свидетельствует об осадочно-вулканогенном составе ядра размытой складки.

Породы верхнего горизонта прослеживаются в коренных выходах в средней части правых боковых притоков р. Монни. Они слагают здесь северное крыло антиклинали, прорезаемое этими притоками вкрест простирания складки. Тонко разлистованные сланцы гораздо менее устойчивы в отношении выветривания, чем породы нижнего горизонта и поэтому сопровождаются ясной депрессией рельефа. На пологом левом склоне долины Монни сланцы верхнего горизонта скрываются под делювиальным чехлом.

Отсутствие палеонтологических доказательств не позволяет с уверенностью говорить о возрасте осадочной толщи долины Монни. Однако литологические особенности отложений и фаунистические находки в сходных комплексах бассейна Мал. Анюя позволяют предполагать нижнетриасовый или скорее верхнепермский возраст осадочных пород долины.

Многочисленные, но маломощные кварцевые жилы секут осадочную толщу преимущественно в двух направлениях — нормально и параллельно к простиранию складок. Наблюдавшиеся дайки аплитов приурочены к разрывам, параллельным оси долины. Не подлежит сомнению, что трещинные излияния лав на дне долины связаны с аналогичными разрывами продольного характера, возникшими (или подновленными) в связи с тектоническими движениями недавнего прошлого.

В верхней части долины Монни, в вершине ее крайнего левого притока (где находится и сам вулкан), располагается небольшая куполовидная интрузия гранодиоритов и кварцевых диоритов. Интрузия характеризуется изометрическими очертаниями и занимает площадь 32,5 км². Вмещающие сланцы и песчаники нижнего горизонта осадочной толщи ороговикованы на расстояние до 0,5 км от границ интрузии. Гранитоидный массив и окружающие его контактово-метаморфические породы благодаря их устойчивости к выветриванию выражены в рельефе массивной возвышенностью, высшая точка которой поднимается на 1565 м над уровнем моря.

Интрузия приурочена к южному крылу и, по-видимому, частично к своду антиклинальной складки. Последняя рассекается в пределах этого притока Монни несколькими совершенно отчетливо различимыми на местности тектоническими разломами преимущественно северо-восточного, т. е. нормального к складчатости направления. Разломы выражены глубокими, кососекущими склоны долины линейными депрессиями рельефа, ступенчатыми уступами и многочисленными зеркалами скольжения (рис. 3).

Анюйский вулкан и трещинные извержения долины Монни

Анюйский вулканический конус располагается в верховьях первого левого притока Монни как раз на линии тектонического разрыва, секущего складчатые структуры.

Тектонический разлом, над которым возникло сложное сооружение вулканического аппарата, протягивается с юго-запада (210°) на северо-восток (30°) на расстояние 5,5 км. Он начинается на северном

склоне гранитоидной интрузии, затем, описав пологую дугу, под острым углом рассекает водораздел между двумя верхними левыми притоками р. Монни и затухает на правом склоне долины у находящегося здесь запрудного озера.

У южного конца разлом пересекается короткой тектонической трещиной (простираение $150-330^\circ$), выраженной узкой щелью в рельефе, крутым смещением матрацевидной отдельности и огромными зеркалами скольжения в гранитоидах. Полукилометром севернее от него отходит еще одна оперяющая трещина, направленная к северо-востоку (85°).

Вулканический конус поднимается недалеко от этого пересечения трех разрывов и целиком находится в пределах прорванной им гранитоидной интрузии (см. рис. 3). Он располагается на дне первого (сверху) левого притока долины Монни, почти вплотную примыкая к левому склону.

От вулкана на север вдоль естественного уклона местности распространяются мощные потоки лав и отложения туфов, заполнившие ущелье и изменившие направление стока воды. Рыхлые и жидкие продукты извержений погребли под собой западный склон ущелья вплоть до его водораздела со вторым левым притоком долины Монни. В результате воды этого ущелья изменили свое течение и в настоящее время направляются уже не в первый, а во второй левый приток долины Монни.

Приблизительно в 1 км от вулкана лавовый поток раздваивается. Главная его часть направляется на север вдоль долины первого притока, которую он перекрывает по всей ширине (около 500 м). Менее значительная масса лав устремилась через водораздел во второй приток долины Монни, заполнив его только частично. Обе ветви потока разделяются небольшой (1,5 км в длину) овальной возвышенностью, сложенной в южной части гранодиоритами, а в северной — сильно ороговикованными сланцами и песчаниками. В настоящее время эта возвышенность, подобно острову, окружена лавами. Сразу за этой грядой обе ветви лавового потока вновь сливаются вместе, и эффузивы широкой (2100 м) лавиной спускаются в долину Монни (рис. 4).

Излившиеся из кратера лавы в значительной степени сnivelлировали местность, однако долины обоих притоков заполнены ими не на одну высоту. Первая долина залита мощным лавовым потоком до гребня левого водораздела, в долине же второго притока мощность лав является значительно меньшей, а относительный уровень их поверхности более низким.

К северу от островной возвышенности наблюдаются весьма эффективные перепады лавы из первой боковой долины во вторую. Высота лавопадов достигает 30—40 м.

В 4 км от вулкана, где до извержения располагались устья обоих притоков р. Монни, обе ветви лавового потока объединились и вступили в широкую долину Монни уже в виде единого образования. Далее они круто повернули на запад и протянулись вдоль долины Монни более чем на 50 км вплоть до широкой заболоченной равнины Уямкунды.

Однако далеко не вся эта масса лавового материала связана с эруптивной деятельностью центрального вулканического аппарата Анойского вулкана.

Непосредственно связанный с вулканическим конусом лавовый поток протягивается от него всего на расстояние около 16 км (4 км по боковому ущелью и 12 км по долине Монни). Конец «центрального» потока хорошо выделяется на местности в виде отчетливого лавового барьера — уступа, напоминающего конечные морены ледников. Уступ

поднимается на 15—20 м над поверхностью более раннего потока, лавам которого и принадлежит главная роль в современном строении долины Монни. Появившись из-под конечного нагромождения глыбовых лав центрального извержения, ранний поток базальтов протягивается отсюда далее вниз по долине более чем на 40 км.

Таким образом, долина Монни характеризуется не одним, а двумя последовательно сформировавшимися лавовыми потоками — относительно ранним, перекрывшим почти всю долину, и более поздним, занимающим лишь ее верховья.

Последний из этих потоков прослеживается по боковому ущелью вплоть до подножия вулканического конуса, в то время как первый из них не обнаруживает никакого видимого отношения к вулкану.

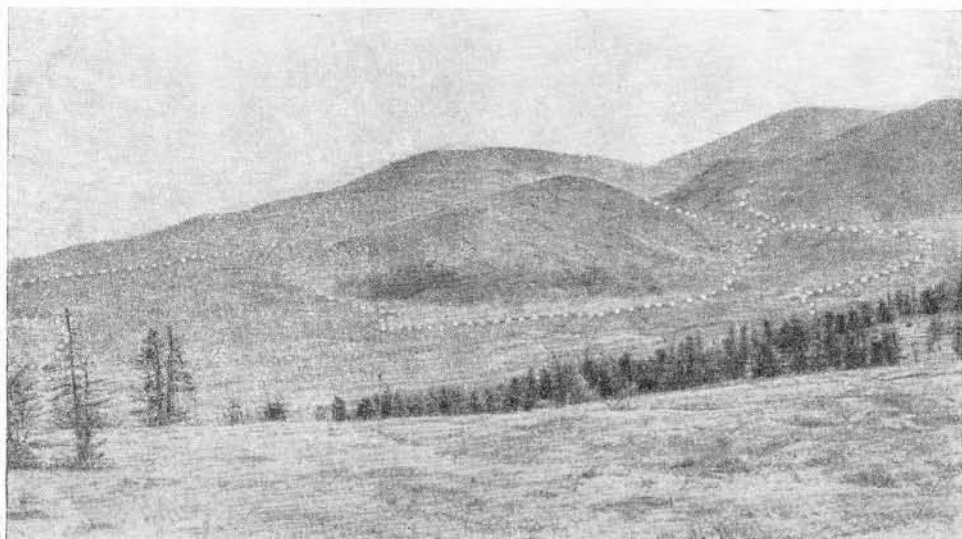


Рис. 4. Аннойский вулкан (справа наверху) и излившийся из него лавовый поток. В центре снимка узкая водораздельная гряда между двумя левыми притоками Монни, обтекаемая лавовым потоком. Слева от гряды видны большие лавопады

Он отличается рядом морфологических особенностей, которые легче объяснить, исходя из предположения о трещинной природе извержений.

На поверхности этого потока в средней и нижней частях долины Монни имеется несколько отчетливых, линейновытянутых очагов извержений, которые выражены как в морфологии потока, так и в характере слагающих его пород. Обнаруженные к настоящему времени очаги представляют собой положительные формы рельефа, возвышающиеся над потоком в виде более или менее протяженных гребней, приуроченных либо к осевой линии, либо к правому (северному) склону долины.

Чрезвычайная пористость лав в этих гребнях, бурая и красная их окраска, наличие сильно окисленных шлаков и отмеченные ниже морфологические признаки позволяют думать, что эти гребни располагаются поблизости от магмовыводящих трещин.

Все гребни — очаги извержений протягиваются вдоль долины. Вытекавшие из них лавовые потоки направлялись перпендикулярно к ее склонам и соответственно с этим они всегда характеризуются большей шириной, чем длиной.

Самый большой линейный очаг прослеживается в средней части долины Монни, где он, слабо изгибаясь, протягивается на 5—6 км приблизительно по оси потока. Несколько меньших по протяжению гребней аналогичного типа обнаружено в верхнем конце лавового потока, преимущественно у правого склона долины. Общая длина выявленных очагов достигает всего 15—17 км при втрое большей длине потока.

Можно думать, что видимые в настоящее время на поверхности источники трещинных извержений связаны с самыми поздними проявлениями трещинного вулканизма. Они, вероятно, лишь отчасти соответствуют тем основным тектоническим разрывам на дне долины, которые послужили каналами для мощных излияний главной фазы. Последние были закупорены затвердевшим расплавом, а затем скрыты последующими потоками, вытекавшими из уцелевших отрезков питающих каналов. Таким образом, видимые очаги эффузий, сопровождаемые излияниями относительно небольших (по сравнению с громадным объемом всего потока) порций лавы, нужно считать результатом замирающей активности трещинных очагов.

Морфологические особенности трещинного потока в значительной мере определяются положением очагов извержений на дне долины Монни. Основную роль играла при этом относительная близость магмовыводящих каналов к правому склону долины. Каждая порция вытекавшей из трещин лавы достигала ближнего правого склона гораздо раньше, чем дальнего левого. Благодаря этому лавовый поток все выше и выше громоздился у правого склона долины и еле достигал основания левого. Соответственно с этим механизмом растекания лав по дну долины распределяются и мощности потока — наибольшие у правого и наименьшие у левого склона. В результате поверхность потока в целом наклонена с севера на юг (от правого склона к левому), и лавы ни в одном из пунктов не заходят дальше устьев левых притоков. С правой стороны долины лавы далеко проникают вверх по боковым притокам и на десятки метров поднимаются по ее склону. Именно с этим обстоятельством связано появление больших запрудных озер в устьях правых боковых долин по всей длине лавового потока. Левые притоки подпруживаются лавами лишь в верхней (троговой) части долины Монни, ниже которой с левой ее стороны запрудные озера отсутствуют.

Явным свидетельством движения лав трещинных извержений в направлениях преимущественно от правого ее борта к левому служит также относительное положение «валов коробления». Возникшие на поверхности потока в результате гидростатического давления текущего расплава на затвердевшую поверхность валы коробления во всех случаях вытянуты вдоль долины и приурочены преимущественно к южному краю потока (у левого склона долины). Их высота достигает 10—15 м при длине до 2—3 км. Валы коробления внешне сходны с лавовыми грядами на месте линейных очагов извержений, однако отличаются от них отсутствием связанных с ними эффузий. Вдоль южной стороны лавового потока местами наблюдаются сдвоенные и строенные ряды этих валов (рис. 5).

Нужно сказать, что подобное расположение валов коробления и охарактеризованный выше поперечный профиль потока можно объяснить только предложив трещинный источник лав и преимущественно поперечное, по отношению к долине, направление их течения. Естественно, что движущиеся вниз по долине лавы центрального извержения должны были бы дать поток с более симметричным профилем и с иным расположением валов коробления.

Лавовый поток центрального извержения, занимающий верхнюю часть долины Монни, характеризуется существенно иным строением



Рис. 5. Лавовый поток трещинных извержений (средняя часть долины Монни)

Хорошо видна четкая граница ориентировка валов коробления, вытягивающихся несколькими параллельными рядами у южной границы потока. В нижней части снимка видны пологие увалы левого склона долины Монни. Аэрофото, масштаб приблизительно 1 : 30 000

поверхности. Он имеет приблизительно симметричный профиль и примерно одинаковую мощность лав у правого и левого склонов трогообразной долины. Лавовые валы коробления отличаются здесь меньшими размерами и протягиваются преимущественно поперек, а не вдоль долины, как валы коробления на трещинном потоке. Это обстоятельство связано с продольным относительно долины направлением движения лав центрального извержения и преимущественно поперечным движением лав трещинного потока.

Некоторые участки потока, связанного с последней фазой извержения вулкана, характеризуются совершенно беспорядочным распо-

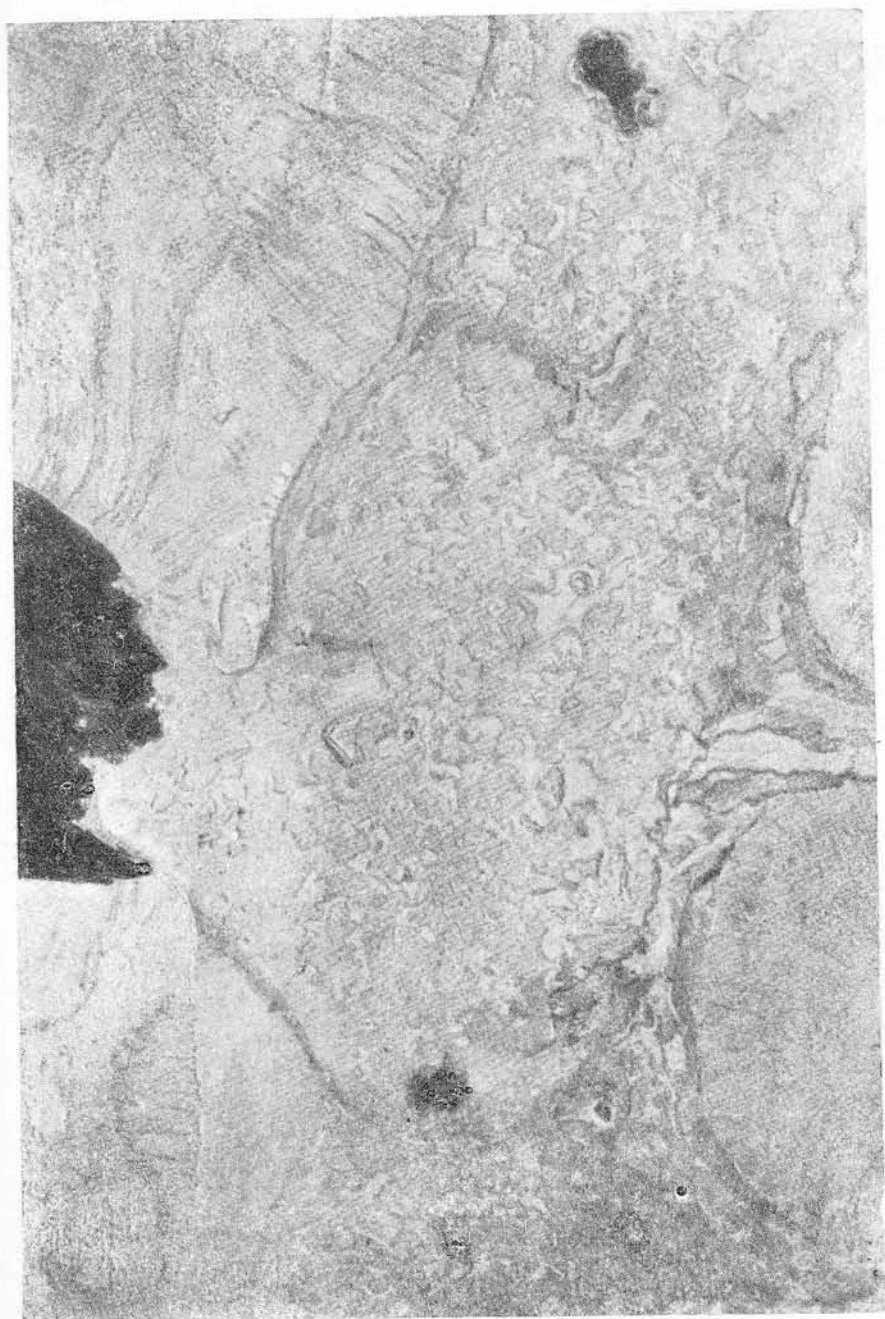


Рис. 6. Лавовый поток центрального извержения (верхняя часть долины Монни)

В левой части снимка конечная гряда глыбовых лав. На поверхности потока видно хаотическое, но преимущественно поперечное по отношению к долине расположение валов коробления. Слева от конечной гряды — лавы трещинного потока с продольными валами коробления. Аэрофото, масштаб приблизительно 1 : 25 000

ложением коротких валов коробления. Это особенно типично для конца потока, где он широко разливается при выходе долины из ее троговой части (рис. 6).

Подобная картина свидетельствует о двух этапах развития вулканизма в долине Монни. Первый из них, очевидно, ознаменовался крупными излияниями базальтоидных лав из широтных трещин вдоль дна долины и соответственно вдоль оси антиклинали. Спокойно вытекавшие относительно жидкие лавы заполнили все дно долины на ширину от 2 до 4 км. Мощный лавовый поток вытеснил р. Монни из ее русла,

преградил все ее боковые притоки и вызвал образование многочисленных запрудных озер в их устьях.

В верхней части долины Монни лавы трещинных извержений скрываются под лавами Анюйского вулкана, что не позволяет решить вопрос об общей длине трещинного потока. Однако мощность лав, вдвое большая в верховьях Монни, чем на всем остальном протяжении долины, позволяет думать, что, начиная от лавового уступа и выше имеется сдвоенный разрез, в котором лавы вулкана перекрывают лавы трещинного происхождения.

Если предположить, что последние протягиваются вплоть до вершины долины Монни (что является наиболее вероятным), то протяженность связанного с ним потока можно исчислять приблизительно в 50 км. При средней ширине потока около 2 км площадь, занятую лавами трещинных излияний, можно оценить приблизительно в 100 км².

Прекращение трещинных извержений, явившееся скорее следствием закупорки линейных каналов, чем истощения движущей энергии, ознаменовало конец первого этапа вулканических явлений в долине Монни. Второй этап вулканизма выразился в прорыве магматических расплавов в другом месте, у пересечения нескольких поперечных разрывов в вершине крайнего левого притока Монни. Над новым подводющим каналом цилиндрического сечения вырос эффектный вулканический конус, эруптивная деятельность которого сопровождалась образованием второго лавового потока, перекрывшего лавы трещинных извержений.

Площадь, занятая лавами вулкана как в самой долине Монни, так и в двух ее боковых притоках, достигает 24 км². Общая площадь, закрытая здесь молодыми лавами трещинного и центрального извержений, равна 107,5 км².

Геологический возраст вулканических явлений в долине Монни однозначно определяется как позднечетвертичный — послеледниковый. Об очень недавнем времени извержений свидетельствует целый ряд обстоятельств. Лавы перекрывают современные аллювиальные отложения долины Монни, верхняя троговая часть которой имеет, несомненно, ледниковое происхождение.

Гидросеть бассейна Монни еще не обнаруживает ни малейших признаков приспособления к новому рельефу, созданному извержениями и поддироживанием боковых притоков.

О крайне молодом, по существу современном, возрасте извержений говорит также абсолютная морфологическая сохранность как самого вулкана, сложенного преимущественно рыхлыми, и, следовательно, легко разрушающимися породами, так и лавовых потоков долины Монни. Признаков выветривания ни в пористых продуктах извержения вулкана, ни в более плотных базальтах трещинного потока с сохранившейся корочкой закалки не обнаруживается. Современная поверхность последнего является, таким образом, также и поверхностью его охлаждения.

Хотя большая часть поверхности лавового потока долины Монни и лишена какой бы то ни было растительности, представляя собой черную безжизненную пустыню, однако кое-где на лавах, особенно у границ потока, уже появились единичные лиственничные деревья. Максимальный диаметр стволов, в редких случаях достигающий 20—25 см, позволяет грубо рассчитать верхний предел времени извержений. По мнению лесоводов, работающих в северо-восточных областях СССР, средний годовой прирост лиственниц в этих широтах равен примерно 1 мм в год. Таким образом, минимальный срок, отделяющий нас от времени извержений, можно исчислять в 200—250 лет. Если предположить, что такого же времени было бы достаточно для того, чтобы во впадинах лавового потока создались условия, благоприятные для ро-

ста принесенных ветром семян, максимальный возраст извержений можно исчислять в 400—500 лет.

Таким образом, весьма вероятно, что вулканические извержения в долине Монни происходили уже на памяти человека.

Заслуживает упоминания весьма любопытное обстоятельство. В низовьях Колымы среди местных жителей — ламутов живет предание о том, что где-то в верховьях Большого Анюя находятся запретные для охоты места (табу), в которых из-под земли вырываются дым и пламя. Возможно, что это предание донесло до наших дней память об извержении Анюйского вулкана.

Глава II

АНЮЙСКИЙ ВУЛКАН И ПРОДУКТЫ ЕГО ИЗВЕРЖЕНИЙ

Вулканический конус

Анюйский вулканический конус целиком располагается среди расщепленных разломом гранитоидов, интрузия которых слагает крайнюю юго-восточную оконечность бассейна р. Монни.

Форма вулкана напоминает правильный конус (рис. 7), усеченный приблизительно на половине своей высоты. Его основание представляет в плане окружность с диаметром 480 м.

Высота конуса меняется с запада на восток от 90 до 120 м. Таким образом, он усечен плоскостью, наклоненной на запад приблизительно под углом $5,5^\circ$ к горизонту.

Внешние склоны вулканического конуса совершенно лишены эрозионных рытвин и характеризуются относительно ровной поверхностью, спускающейся от кратера к подножию под углом около 45° . В нижней

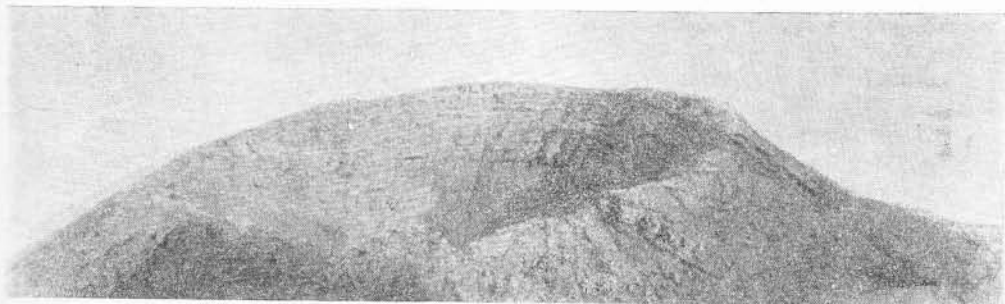


Рис. 7. Анюйский вулкан. Вид с запада

части склоны составлены рыхлыми вулканическими продуктами, в верхней отличаются чередованием рыхлых и сцементированных вулканических накоплений с потоками лав.

Ярко-красная, местами фиолетовая и реже черная окраска конуса резко выделяет его на фоне окружающих гор, сложенных светло-серыми гранитоидами. Этот контраст особенно разителен у западного склона вулкана, где гранодиориты покрыты ярко-красным плащом эффузивов.

Кратер вулкана представляет собой гигантскую воронку, край которой имеет вид геометрически правильной окружности с диаметром 300 м.

Восточный край кратера поднимается над западным на высоту около 30 м. Северо-западный край прорван излившимся из жерла лавовым потоком. Здесь располагается самая низкая часть вулканического конуса, со стороны которой он наиболее легко доступен для подъема к кратеру и спуска к жерлу. В этой части край кратера имеет весьма зазубренные очертания, тогда как на всем остальном протяжении он выглядит совершенно ровным. Место прорыва потока отмечено широкой извилистой щелью, ограниченной крутыми и частью почти отвесными стенками. Ширина щели около 30 м, периметр кратера 940 м.

Верхний край кратера почти всюду образует вертикальные или даже нависающие над жерлом обрывы высотой до 10—20 м. Эти обрывы составлены сильно пузыристыми пемзовидными лавами и туфами, а также спекшимися и рыхлыми шлаками, содержащими большое количество включенных в них вулканических бомб и лавовых глыб. От подножия обрывов ко дну кратера опускаются крутые скаты с наклоном 25—30°. Непосредственно за верхними обрывами располагается широкая зона (около 40 м по склону) переслаивающихся лав и туфов. В нижней половине кратера эта зона слоистого строения скрывается под мощными осыпями рыхлых продуктов извержений.

Глубина кратера относительно его западного края 60 м, относительно восточного 90 м.

Дно кратера, засыпанное глыбами пемзовидных лав и рыхлым вулканическим материалом, представляет собой слегка вогнутую площадку размерами приблизительно 70×30 м. Форма этой площадки близка к правильному овалу, вытянутому с юго-запада на северо-восток.

В северо-восточном конце площадки находится полузасыпанная округлая воронка диаметром около 5 м и глубиной 1,5—2 м, несомненно являющаяся жерлом вулкана.

Важно отметить, что дно кратера и тектонический разлом, над которым возник вулканический аппарат, протягиваются в одном и том же северо-восточном направлении. Вполне возможно, что это совпадение обязано некоторому перемещению вулканического жерла вдоль выводящего канала, которое могло происходить во время повторных извержений вулкана. Такое предположение удовлетворительно объясняет и отчетливо удлиненную форму дна кратера и эксцентрическое положение сохранившейся части жерла.

Таким образом, Анюйский вулкан по всем своим морфологическим особенностям относится к аппаратам центрального типа, формирование которых связано с многократными извержениями.

Верхняя слоистая часть конуса, в которой наблюдается чередование рыхлых продуктов извержения с лавами, характеризуется резким количественным преобладанием первых над вторыми. Главную роль здесь играют слои ярко-красных, малиновых и фиолетовых спекшихся полурыхлых и рыхлых туфов и шлаков. В значительно меньшем количестве встречаются бурые, красные и черные, сильно пузыристые лавы и пемзы. Мощность отдельных слоев колеблется от 1 до 5 м.

Менее ясным представляется строение нижней части конуса. Как с внешней стороны, так и в кратере оно маскируется осыпями пирокластических продуктов.

Как известно, образование многих вулканов начинается с накопления рыхлого материала, выброшенного сильными взрывами первых этапов извержения. Периодические излияния лав, сменяемые новыми эксплозиями, характеризуют в этом типе извержений дальнейшее развитие вулканического процесса. В вулканах чисто эксплозионного типа лавовые потоки в разрезе конуса могут вообще отсутствовать.

Явное преобладание пирокластических пород над эффузивными в разрезе самого конуса и большое количество рыхлого материала,

наблюдаемое за его пределами, свидетельствуют о преимущественно взрывном характере извержений, сформировавших тело Анойского вулкана. В связи с этим предположение о неслоистом характере скрытого основания конуса и об отсутствии в нем лав представляется реальным.

Продукты эксплозионных извержений

Весьма важное значение для анализа деятельности Анойского вулкана и механизма извержений имеет распространение выброшенных из его жерла продуктов. К числу последних относятся куски лавы и пемзы, вулканические бомбы, лапилли, вулканический песок и пепел.

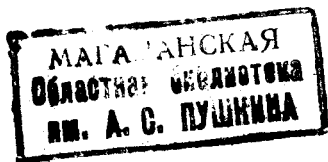
В настоящее время нет возможности установить крайние пределы, до которых распространялось рассеяние тонко размельченного вулканического материала, так как это требует детальных наблюдений на большой площади.

Вулканический песок и пепел можно видеть на поверхности лавового потока вниз по долине Монни на расстоянии до 8—10 км от конуса. Однако это расстояние вряд ли является пределом до которого проникала гонимая ветрами вулканическая пыль. Ареал разброса грубообломочного материала устанавливается с гораздо большей определенностью.

Прежде всего обращает внимание явная неравномерность распределения этого материала вокруг вулкана. Склоны, окружающие вулкан с юга и востока, почти лишены пирокластического покрова. Лишь при внимательных поисках здесь удастся обнаружить между глыбами гранодиоритов отдельные вулканические бомбы и небольшие скопления лапилли и песка. В связи с этим можно полагать, что выбросы в южном и восточном направлениях не были характерны для извержений.

Иная картина наблюдается к северу от вулкана. Южный склон гряды, разделяющей первые два притока Монни, покрыт толстым слоем шлаков, вулканических бомб, лапилли и песка, из-под которого местами обнажаются крупные глыбы гранодиоритов. Выше по склону количество рыхлого вулканического материала постепенно уменьшается и на вершине гряды он уже совершенно отсутствует. Максимальное расстояние, на которое выбрасывались извержениями грубообломочные продукты, достигает в этом направлении 1—1,2 км.

Наибольшим объемом отличались струи рыхлого материала, выбрасывавшиеся вулканом в западном и северном направлениях. Здесь вулкан отделен от крутого левого склона долины всего лишь узкой щелью, на дне которой протекает ручей. Весь склон на большую высоту закрыт мощными эксплозионными накоплениями, почти полностью похоронившими под собой крупноглыбовую осыпь гранитоидов. Есть основания считать, что все пространство между вулканом и прилегающим к нему с запада склоном долины было целиком заполнено рыхлыми выбросами, впоследствии прорезанными руслом ручья. Доказательством могут служить округленные выветриванием глыбы гранодиорита, изредка попадающиеся на западном краю кратера и отсутствующие в восточной его части. Появление этих глыб было бы загадочным, если не допустить, что они скатывались к кратеру по наклонной поверхности, составленной эксплозионным материалом и объединившей на некоторое время вершину вулканического конуса с высоко поднимающимся над ним склоном долины. При этом не исключено, что некоторые из глыб представляют собой обломки стенок вулканического канала, выброшенные при извержении. Выбросы пород субстрата описаны А. Н. Заварицким (1939) для современных вулканов Уюнь-Холдонги (Маньчжурия). В данном случае это пред-



228/13

положение кажется менее вероятным, так как обнаружить гранитоидные глыбы, которые были бы включены в рыхлые отложения вулкана, не удалось.

Расстояние, на которое выбрасывались рыхлые продукты извержений в западном направлении, пока не установлено. Необходимо отметить, что в аллювии третьего левого притока Монни наблюдается некоторое количество обломков шлаков и пемз, которые могли попасть туда только в результате эксплозий. Наименьшая дальность выбросов к западу от вулкана, если учитывать этот факт, должна быть равна 2—2,5 км.

Таким образом, и по количеству выброшенного рыхлого материала, и по дальности его распространения можно заключить о преимущественно западном и северном направлениях, в которых происходили выбросы из вулкана. В свою очередь наличие выдержанного направления эксплозий позволяет предполагать соответствующую ориентировку вулканического канала и наклонное, а не вертикальное движение газовых струй. Убедительным доказательством наклонного положения вулканического канала являются следы действия лавовых фонтанов, выбрасывавших и разбрызгивавших в один из последних этапов извержения весьма жидкие лавы все в том же западном направлении.

Над многометровым покровом рыхлых продуктов наблюдается неровный слой своеобразных лавовых образований — отчасти спекшихся, сильно сплюснутых, лепешковидных кусков лавы. Последние характеризуются неровной поверхностью, обычно удлиненной формой и сильно зазубренными контурами. По размерам и форме они часто напоминают ладонь, хотя нередки экземпляры с гораздо большей площадью.

Как в плане, так и в разрезе эти своеобразные лавовые «лепешки» очень похожи на сплюснутые «фьямме» туфолав (игнимбритов). Они состоят из пузыристых и пемзовидных лав с черной и красной окраской. Во всех случаях ясна зависимость их текстурных признаков от высокой насыщенности расплава газами.

В пределах рассматриваемого слоя лавовые лепешки ложатся друг на друга, образуя сплошные полуспекшиеся массы, очень напоминающие травертиновые натёки минеральных источников. Местами среди них наблюдается некоторое количество вулканического песка и пепла. В целом этот слой, несмотря на относительно малую прочность сцепления между лепешками, все же играет роль панциря, предохраняющего от размыва нижележащие скопления несцементированного рыхлого материала. Мощность слоя весьма неравномерна и колеблется от 1—1,5 м до 40—50 см.

Залегание, состав и форма этих своеобразных лавовых масс указывают на связь их происхождения с действием лавовых фонтанов, выбрасывавших из жерла под большим напором насыщенный газами жидкостный расплав. Фонтанировавшая лава, очевидно, падала на близлежащий склон не сплошной струей, а отдельными брызгами — выплесками, которые расплющивались при падении и застывали в виде налегающих друг на друга лепешек.

На склоне, прилегающем с запада к вулканическому конусу, лавовые выбросы поднимаются до высоты 100—120 м над дном ручья, протекающего между конусом и склоном. Над жерлом вулкана это дает превышение 150—170 м. Последнюю цифру можно принять как наименьшую высоту, которой должны были достигать струи лавовых фонтанов, для того чтобы прикрыть склон до наблюдаемого уровня. В этом случае совершенно определенная, западная направленность вулкана свидетельствует о наклонном положении подводящего канала. Последний должен, очевидно, погружаться в восточном направлении, чтобы

ориентировать выбрасываемые струи рыхлых и жидких продуктов на запад.

Подобный вывод, основанный на анализе распространения эксплозионных продуктов вулкана, подтверждается и структурными данными. Проекция разлома, с которым связан вулканический аппарат, хорошо различима на аэрофотоснимке (см. рис. 3). Этот аэрофотоснимок позволяет говорить о крутом юго-восточном падении разлома. Угол падения можно принять за $70-80^\circ$, что совершенно достаточно для того, чтобы сообщить выбрасываемым струям определенную, северо-западную и западную ориентировку.

Очень возможно, что именно с наклонным положением вулканического канала увязывается западное падение плоскости, срезающей конус, и, наконец, северо-западное направление, в котором он был прорван излившимся из него лавовым потоком.

Жидкие продукты эксплозий

Эксплозионные продукты извержений могут быть разделены на выбрасывающиеся в жидком, вязко-пластическом и твердом состоянии.

Жидкие продукты эксплозий, представленные выплесками лавовых фонтанов, состоят из пузыристого базальтового стекла с блестящей закаленной корочкой. Кое-где в бурое стекло погружены редкие вкрапленники. Сильное сплющивание выплесков, отчетливые текстуры течения, наблюдаемые почти в каждом образце, и отсутствие признаков застывания их в воздухе — все это дает основания считать, что фонтанировавшая лава падала на землю достаточно жидкой, чтобы сохранить способность к течению в пределах каждого выплеска. Если бы лавовые выбросы были более вязкими или успевали затвердеть в воздухе, они падали бы на землю или склоны кратера не сплющиваясь, а в виде округлых вулканических бомб или бесформенных блоков.

Любопытной особенностью затвердевших лавовых выплесков является обилие тонких стеклянных нитей, протягивающихся между выступами поверхности. Их просхождение явно связано с гравитационным перетеканием расплава в уже упавшей лепешке. Такие нити не могли уцелеть при ударе уже твердого куска лавы о землю, если бы они образовались в воздухе.

Для того чтобы приблизительно определить длительность пребывания в воздухе лавовых струй, распадавшихся в полете на отдельные «капли», можно рассчитать высоту их подъема и начальную скорость выброса. Исходя из этого, можно также рассчитать давление, под которым действовал лавовый фонтан, и соответственно глубину очага взрыва.

Если в качестве исходных данных принять превышение верхней кромки лавовых выплесков над жерлом вулкана 150 м, расстояние в плане от жерла до этой кромки 400 м, угол наклона к горизонту вулканического канала (определяемый направлением падения главного тектонического разрыва, над которым располагается вулкан) $70-80^\circ$, то соответствующий расчет приводит к следующим результатам*.

* Математические расчеты произведены М. Л. Гельманом по следующим формулам.

Уравнение траектории струи (начало координат — жерло вулкана):
 $y = -0,028x^2 - 11,430x$.

Начальная скорость V_0 вычислена из формулы $a = -\frac{g}{2V_0 \cos^2 \alpha}$; $a = -0,028$,
 $\alpha = 70-80^\circ$.

Время пребывания струи в воздухе $t = 2 \sqrt{\frac{2h}{g}}$.

Давление в жерле вулкана рассчитано по формуле истечения через малое отверстие: $P_0 = P + \frac{\delta V^2}{2}$, где P_0 — искомое давление, $P = 1 \text{ атм}$, δ — средняя плотность лавы, V — начальная скорость выброса.

- 1) максимальная высота подъема лавовых струй (точка перегиба параболической кривой) 300—350 м над жерлом;
- 2) длительность пребывания лавовых струй в воздухе около 16 сек.
- 3) начальная скорость выбросов 90—100 м/сек;
- 4) необходимое для выброса лавовых струй давление, обеспечивающее соблюдение всех предыдущих условий 120—150 ат;
- 5) минимальная глубина очага взрыва (глубина верхнего уровня магматической камеры), удовлетворяющая полученной величине давления 400—450 м.

Полученная в результате расчета высота подъема лавовых фонтанов близка к высоте 250 м, визуально наблюдаемой С. И. Набоко (1947₂) у лавовых фонтанов вулканического конуса Билукай (извержение 20 февраля 1938 г.). Рассчитанная высота подъема лавовых струй приводит к цифре, выражающей длительность их полета. Полученная величина 16 секунд хорошо увязывается с жидким состоянием лавовых выплесков к моменту их падения на землю. Действительно, очень маловероятно, чтобы достаточно крупные (весом по несколько сот граммов) «капли» жидкой лавы могли бы затвердеть за такой короткий срок до состояния, исключающего возможность образования флюидалных текстур уже после падения их на землю.

Тот же расчет приводит к определению начальной скорости выбросов и давления, под которым фонтанировала лава. Обе эти величины относительно невелики, что может объясняться сравнительно неглубоким залеганием очага взрыва и относительно невысоким содержанием летучих в расплаве.

Первая из этих величин, вычисленная из возможной траектории лавовых струй, приводит к цифре 400—450 м, что почти точно отвечает отметке дна долины Монни у устья притока, в вершине которого располагается вулкан (отметка дна кратера 960 м, устья притока 515 м над уровнем моря). Это обстоятельство свидетельствует об очень неглубоком залегании очага, с которым связаны эксплозии. Практически можно считать, что закупорка трещин на дне долины Монни вызвала образование приповерхностной камеры, магма которой нашла себе новый выход вдоль ослабленной зоны, созданной пересечением нескольких тектонических разломов. Естественно, что малый диаметр и трубчатое сечение этого нового вулканического канала способствовали проявлению эксплозионных форм извержения, особенно ярких в начальных его стадиях.

Со значительно большими трудностями связано разрешение вопроса о летучих компонентах базальтового расплава, главная роль среди которых принадлежит воде.

Относительная «влажность» магмы испытывает существенные колебания в зависимости от условий среды и термодинамической обстановки. Вместе с тем выявляемое анализами содержание воды в затвердевших продуктах извержений в большинстве случаев отражает лишь наименьшее из возможных содержаний воды в исходных расплавах. Количество воды, выделившееся из магмы до ее окончательного затвердевания, все же остается неизвестным. Именно с этим обстоятельством связаны значительные расхождения в количественной оценке отношения расплав—вода. Так, Н. Боуэн (1934) считает, что количество растворенной в магме воды вряд ли превышает 0,5—1%. Джиллюли* полагает возможными (в зависимости от состава магмы) пределы от 4 до 8%. Р. Дели* принимает содержание растворенной воды в базальтовой магме Гавайских вулканов 6%. Л. Грэйтон (1949) при попытках оценить количественную сторону вулканических явлений исходит из маловероятной цифры 9,40% воды.

* По Л. К. Грэйтону (1949).

Фактическое содержание воды в свежих продуктах извержений также подвержено заметным колебаниям. В свежесформировавшихся продуктах извержения вулкана Билюкай, собранных С. И. Набоко (1947₂), обнаружено от 0,2 до 1% воды, причем первая из этих цифр отвечает начальным стадиям извержения, а последняя конечным. В. И. Влодавцев (1949) для таких же продуктов вулкана Ключевского приводит содержание воды от 0,1 до 1,5%. Средние базальты и платобазальты, по данным Дели (1936), включают соответственно 1,62 и 1,80% воды. В то же время при подводных извержениях вода может не только не выделяться из растворенного состояния, но, наоборот, окклюдируется расплавами до значений иногда сильно превышающих пределы возможной растворимости. Так, например, близкие к пехштейнам базальтовые стекла некоторых палеогеновых подводных извержений Аджаристана, описанные Д. С. Белянкиным и В. П. Еремеевым (1935), содержат от 6 до 12% воды. Еще более высокими содержаниями характеризуются палагонитовые стекла Сицилии и Исландии; в них присутствует от 15 до 20% воды (Розенбуш, 1934). Первый пример особенно интересен, так как позволяет видеть, что даже в случае подводных извержений содержание воды в водонасыщенных базальтовых стеклах может не достигать 9,4%, т. е. цифры, из которой исходит в своих расчетах Л. Грэйтон.

Результаты интерполяции данных в пределах кривой водонасыщения (табл. 1), полученной Горансоном (1933) для гранитных расплавов, удовлетворительно объясняют вычисленную траекторию лавовых струй при допущении 2% воды в базальтовом расплаве. Эта величина, в частности, приводит к установлению глубины 800 м, на которой базальтовый расплав должен быть насыщен 2% воды (все расчеты выполнены по методу Л. Грэйтона, 1949).

Таблица 1

Температура, °С	Глубина, м	Давление, атм	Весовые %		Объемные %		Абсолютная скорость, м/сек
			расплав	газ	расплав	газ	
843	—	1,00	98,00	2,00	0,3	99,7	100,000
918	20	6,30	98,05	1,95	2,2	97,8	14,300
984	100	27,50	98,25	1,75	9,0	91,0	3,509
1028	250	67,25	98,62	1,38	21,8	78,2	1,401
1064	500	133,50	99,25	0,75	49,6	50,4	0,634
1085	800	212,00	100,00	—	100,0	—	0,312

Примечание. Использована кривая Горансона для гранитного стекла. Линейная интерполяция на участке кривой 0—1 км.

Расчеты сделаны, исходя из следующего: средняя плотность базальтового стекла 2,772; плотность при 1200° 2,63; термическое расширение базальтов при 1200° $82,10 \cdot 10^{-6}$

В последнее время к очень близкому значению растворимости воды в базальтовом расплаве пришел на основании экспериментальных данных Н. И. Хитаров (1959).

Как видим, и в этом случае гипотетическая глубина магматической камеры оказывается небольшой — меньше 1 км. Если предположить, что базальтовые расплавы заполняли в период вулканической активности узкую, но глубокую камеру (верхняя отметка около 450 м, нижняя около 800 м от жерла вулкана), образовавшуюся вдоль плоскости тектонического разлома, то можно достигнуть удовлетворительного согласования многих из полученных выше цифр с наблюдавшимися результатами действия лавовых фонтанов.

Этот вывод об относительно неглубоком залегании фокуса эксплозий совпадает со многими аналогичными наблюдениями над современными действующими вулканами. Ф. Перре (Perret, 1924), изучавший сильное извержение Везувия в 1906 г., установил, что источник взрыва находился в верхней части вулканического канала. Л. Грэйтон (1949), производивший во время недавнего извержения вулкана Парикутин в Мексике наблюдения с геофоном, получил данные, отвечающие глубине взрывных импульсов, меньшей чем 2000 м от основания конуса.

Глубина фокусов землетрясений, сопровождавших извержение вулкана на острове Мияке-Сима и регистрировавшихся 55 сейсмографами, по подсчетам Минаками (Minakami, 1941) и Тсуя (Tsuya, 1941) колебалась в пределах приповерхностной зоны до 1 км. Очень небольшой глубиной (500 м) характеризовался также фокус вулканических землетрясений во время последнего извержения вулкана Сакура-Дзима в 1955—1957 гг. (Минаками, 1959).

Небольшая глубина очага взрывов, с которой связана деятельность Анойского вулкана, находит подтверждение и в той последовательности, в которой развивались вулканические явления в долине Монни.

Вулканические бомбы

Второй тип рыхлых продуктов, связанных с извержениями Анойского вулкана, представлен вулканическими бомбами.

Вулканические бомбы наблюдаются с северной, западной и южной стороны от конуса на расстоянии до 0,5 км. Особенно обильны они у западных склонов вулкана. Большое количество бомб падало также на внешние склоны конуса и на внутренние склоны кратера. Нередко их удавалось находить впаянными в пирокластический материал конуса.

Бомбы, несомненно, выбрасывались из жерла в вязко-пластическом состоянии и падали на землю уже вполне отвердевшими. На это указывают как форма бомб, близкая обычно к сфероидам вращения, так и редкость в них вмятин, неизбежно образующихся при падении пластичного тела на землю.

Исходя из морфологических особенностей, вулканические бомбы можно разделить на ряд типов (рис. 8): 1) бомбы неопределенной формы (лавовые блоки), 2) бомбы полосовидные, 3) бомбы трубчатые, 4) бомбы винтообразно закрученные, 5) бомбы шаровые, 6) бомбы эллипсоидальные с малым эксцентриситетом, 7) бомбы эллипсоидальные с большим эксцентриситетом.

Бомбы с неопределенной формой, полосовидные и винтообразно закрученные, были обнаружены только в кратере вулкана и реже на внешних его склонах. На наружном склоне конуса была найдена также одна трубчатая бомба, напоминающая по форме свернутую пластину толщиной от 5 до 10 мм.

Во всех этих случаях морфология бомб позволяет считать, что они выбрасывались из жерла в виде пластичного куска лавы, не поднимавшегося, однако, на большую высоту вследствие относительно малой силы взрыва. В результате короткого времени полета вращательное движение не успевало приблизить форму этих кусков лавы к сфероиду. Они падали на склоны кратера либо в виде блоков совершенно неопределенной, но не угловатой формы, либо в виде более или менее неправильных кусков лавы, обнаруживающих, однако, признаки закручивания. Последнее обычно происходит вдоль наибольшей оси блока, причем наблюдались бомбы с одинарным, двойным, тройным и даже четверным поворотом вокруг этой оси. При этом не исключено, что небольшой ореол рассеивания закрученных бомб обусловлен не

малой силой взрыва, а значительным расходом энергии на их скручивание.

Изучая извержение вулкана Билюкай, С. И. Набоко (1947₂) наблюдала слабые взрывы газов, вырывавшие из жерла куски пластичной лавы, которые, взлетев всего на несколько метров, падали затем обратно. Совершенно ясно, что необходимы более сильные взрывы и соответственно большая длительность полета, чтобы кусок вязкой лавы смог приобрести форму сфероида вращения.

Все эти условия были несомненно соблюдены при образовании вулканических бомб шарообразной и эллипсоидальной формы. Не только форма в данном случае, но и относительно большие расстояния от конуса, на которых иногда можно находить подобные бомбы, позволяют считать, что они взлетали из жерла вулкана с высокой поступательной скоростью на значительную высоту и приобрели достаточную вращательную энергию для придания им формы сфероида вращения.

Таким образом, форма вулканических бомб этой группы зависит главным образом от соотношения между поступательной и вращательной скоростями блоков лавы и ее вязкостью. По-видимому, меньшую роль играют масса бомбы и количество заключенного в лаве летучего вещества.

Если расположить бомбы этой группы по их форме, то весь этот ряд необходимо начинать с шарообразных бомб, образование которых, очевидно, сопровождалось умеренной скоростью вращения при постоянно изменяющемся направлении оси вращения. Может быть, не случайно то обстоятельство, что в окрестностях вулкана не было обнаружено ни одной шарообразной бомбы с диаметром меньшим 10—15 см.

Относительно большая скорость вращения и постоянное направление оси вращения были необходимы для того, чтобы образовались бомбы, имеющие форму эллипсоида вращения. Среди бомб этого типа, характеризующихся в разрезе формой эллипсоида, можно наметить определенный ряд со все возрастающей степенью эксцентриситета: от слабо приплюснутого шара с небольшими оттянутыми выступами вдоль экваториального пояса до сильно сплюснутых бомб, в экваториальной части которых всегда наблюдаются значительные по величине плоские выступы. Ширина последних местами достигает $\frac{1}{3}$ диаметра кругового сечения эллипсоида вращения.

Причиной появления экваториальных выступов является центробежная сила, вызывавшая сильный отток пластичного материала в плоскости наибольших линейных скоростей. Очень часто они получают особенное развитие с двух противоположных сторон бомбы и тогда имеют вид как бы двух ее крыльев.

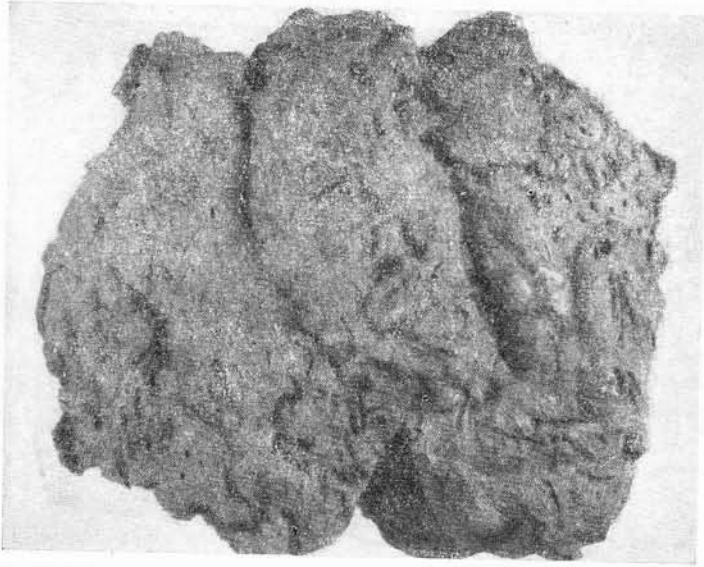
Подобно лавам Анюйского вулкана, бомбы характеризуются черной и красной окраской. Наибольшее распространение имеют бомбы ярко-красного цвета. Наблюдаются бомбы с красной оболочкой и черным ядром. Причиной окисления наружной части бомбы необходимо считать атмосферный кислород.

Характер поверхности у бомб выделенных двух групп резко различен. Черные бомбы отличаются неровной, шероховатой поверхностью, матовым блеском вследствие рассеянного отражения. Однако некоторые бомбы неопределенной и трубчатой формы наделены блестящей поверхностью, обусловленной наличием тонкого слоя полупрозрачного стекла.

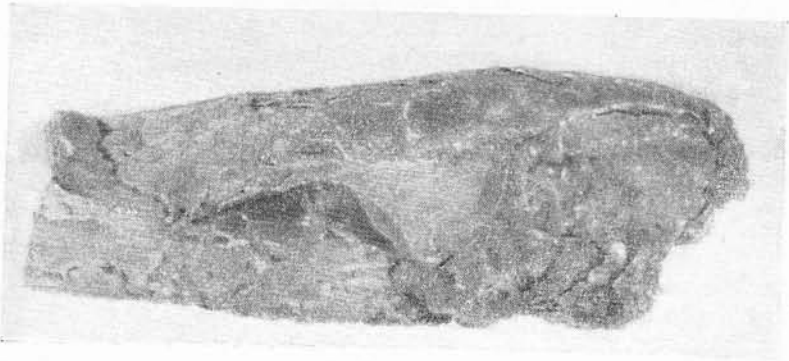
Красные бомбы во всех случаях имеют блестящую стекловатую поверхность типа хлебной корки, местами нарушенную небольшими неровностями и сетью тонких контракционных трещин.

Внутренняя часть бомб составлена сильно пузыристыми, красными, бурыми или черными базальтами с небольшим объемным весом. В большинстве случаев центральная часть бомб отличается крупными

a



б



в

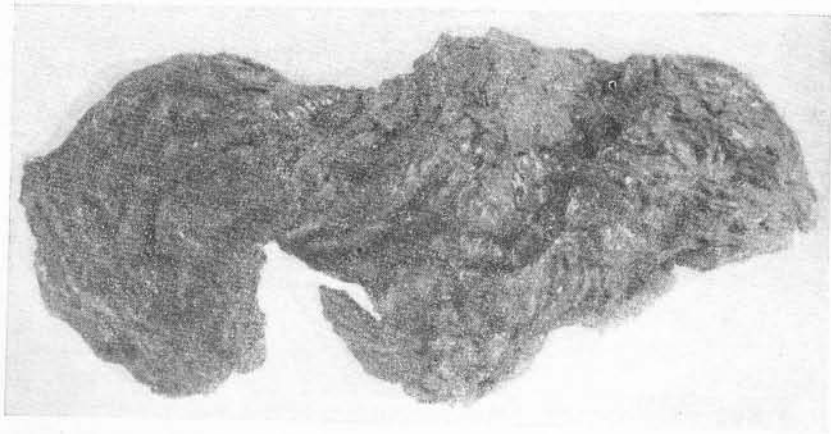
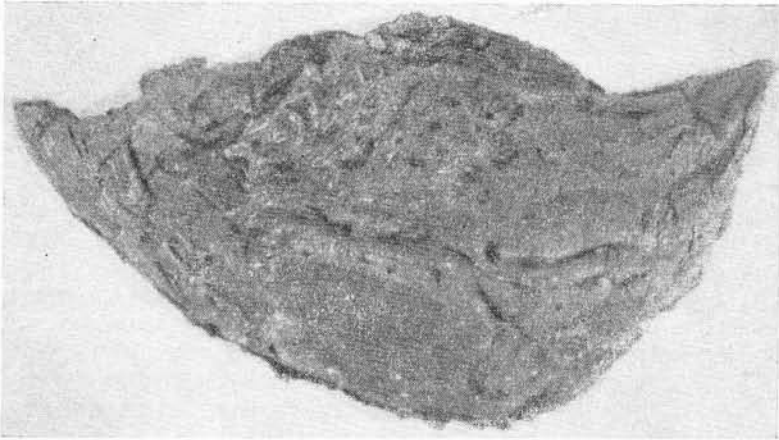


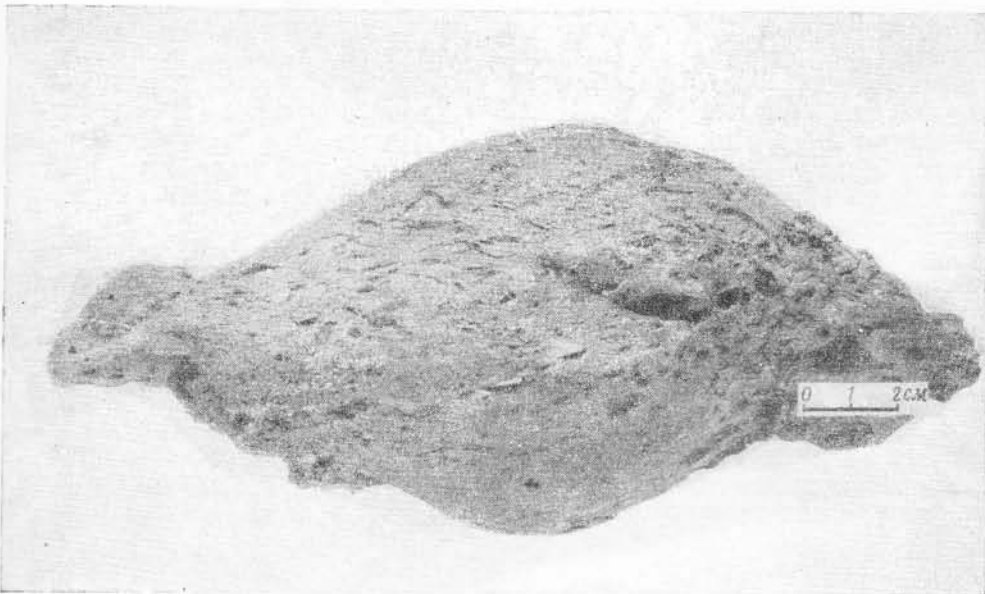
Рис. 8. Различные типы вулканических бомб Анойского вулкана
a—блоковая бомба, *б*—бомба трубчатой формы, *в*—винтообразно закрученная бомба,
г—шаровая бомба, *д*—бомба с малым эксцентриситетом, *е*—бомба с большим эксцентриситетом



2



d



e

порами, величина которых постепенно уменьшается по направлению к оболочке. В ядре многих бомб можно видеть и частью предполагать крупные полости.

Во всех случаях вулканические бомбы составлены более или менее темноокрашенным в шлифах базальтовым стеклом со светопреломлением, колеблющимся от 1,573 до 1,582, что отвечает, по мнению В. Джорджа (George, 1924), базальтам с 49,9—51,2% кремнекислоты.

Твердые продукты эксплозий

Среди выбросов Анойского вулкана на близлежащих склонах долины наблюдаются неправильные, часто угловатые блоки пористого и шлакового базальта, не несущие никаких признаков оплавления. Величина блоков достигает иногда 20—30 см в диаметре. Их характер и местонахождение позволяют думать, что они были выброшены извержением уже в твердом состоянии. По-видимому, они представляют собой разрушенные взрывом обломки стенок вулканического канала или остатки от лавовой пробки, закупоривавшей канал в периоды между пароксизмами. Совершенно постепенные переходы связывают эти крупные обломки с лапиллиевым материалом, составленным угловатыми кусочками пористых базальтов величиною с грецкий или лесной орех. В этом случае необходимо предполагать твердое состояние обломков, выбрасывавшихся взрывами из жерла или со стенок кратера.

Наибольшая степень раздробления в результате эксплозионной деятельности вулкана приводила к образованию вулканических песков и пеплов, обильно прикрывающих ближайшие окрестности конуса. Особый интерес представляют вулканические пески, среди которых отчетливо намечаются две генетические группы. Первая из них составлена ясно угловатыми обломочками бурого тонкопузыристого базальтового стекла и шлакового базальта величиною от 0,1 до 2—3 мм. Вторая группа отличается от первой как формой песчинок, так и их составом. В частности, вместо угловатых обломков в этой группе наблюдаются явно оплавленные со всех сторон частицы самой причудливой формы. Чаще всего встречаются нитевидные частицы («волосы Пеле») обычно с утолщением на одном из концов. Во многих случаях можно видеть частицы, напоминающие батавские слезки, дужки или сфериды. Все эти морфологические особенности позволяют считать вулканический песок второй группы, образовавшимся в результате распыления силой взрыва жидкого или пластичного материала.

Микроскопическое изучение вулканического песка (рис. 9) второй группы позволяет видеть, что по физическим свойствам он является гораздо более разнообразным. Как и песок первой группы, он состоит из базальтового стекла, однако характеризуется более богатой гаммой окраски — от бесцветной до буро-черной. Соответственно с этим изучение светопреломления стекел различной окраски дает пределы колебаний от 1,570 до 1,594, что отвечает колебаниям в содержании кремнекислоты от 48,9 до 51,4%.

Вольф (Wolf, 1914) делит рыхлые продукты вулканических извержений в зависимости от их происхождения на аутогенные, связанные с данным вулканом, и аллтогенные, с ним не связанные. Аутогенные материалы в свою очередь подразделяются на ювенильные, связанные с расплавами данного извержения, и резургентные, появляющиеся на поверхности в результате раздробления взрывами лавовой пробки предыдущих извержений и стенок вулканического канала.

Все рассмотренные рыхлые продукты извержений Анойского вулкана относятся к аутогенному типу, причем отчетливо различимы как ювенильная, так и резургентная их группы.

С. И. Набоко (1947₁), несколько дополнив и видоизменив схему классификации рыхлых вулканических продуктов Рекка (Reck, 1915), разделяет их следующим образом.

А. Аутогенные продукты.

1. Ювенильные: а) выброшенные в пластическом состоянии; б) выброшенные в твердом состоянии.

2. Резургентные: а) одновременного извержения; б) неодновременного извержения.

В. Аллотогенные продукты.

Описанный выше механизм действия лавовых струй, извергавших очень жидкостный лавовый материал, а также своеобразная форма многих вулканических песчинок, которая может быть объяснена только

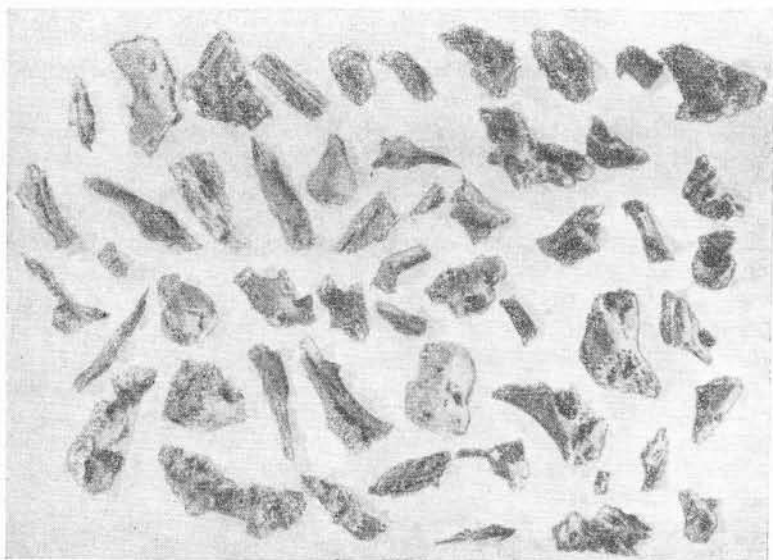


Рис. 9. Ювенильный вулканический песок.
Хорошо заметно оплавление песчинок 100×

при допущении достаточно низкой вязкости расплава в момент извержения, позволяют несколько дополнить первую часть вышеприведенной схемы классификации, введя в нее подразделения выброшенного материала по степени его вязкости.

А. Аутогенные продукты.

1. Ювенильные: а) выброшенные в жидком состоянии (продукты действия лавовых фонтанов, некоторые пески и, возможно, пеплы); б) выброшенные в вязко-пластическом состоянии (вулканические бомбы, некоторые пески и, возможно, пеплы); в) выброшенные в отвердевшем состоянии (некоторые пески и пеплы).

Лавы Анюйского вулкана

История формирования вулканического конуса характеризуется резким преобладанием эксплозивных форм извержений над эффузивными. Лишь в верхней части конуса, среди рыхлых отложений появляются периферические потоки тонко- и грубопористых лав бурого и красного цвета. Эти потоки указывают на постепенное ослабление взрывной деятельности и смену эксплозивий эффузиями.

Однако на этой стадии развития вулкана количество изверженного жидкого материала было еще относительно небольшим. В частности,

потоки лав, переливавшиеся через северо-западный, северный и северо-восточный края кратера, почти целиком закрытые излияниями последней фазы, по-видимому, не распространялись дальше, чем на 400—500 м от подножия вулкана. Их удается проследить на северо-запад от вулкана — в обрывах ручья, прорывшего свое русло на границе между лавами потока и гранодиоритами, не более чем на 0,5 км. В почти отвесном правом борту ручья наблюдается разрез последовательно наслаивавшихся продуктов извержений. В нижней части разрез составлен тонкими (40—120 см) потоками пористых и пемзовидных окисленных базальтов, чередующихся с полурыхлыми накоплениями туфового и шлакового характера. Верхняя часть разреза представлена черными базальтами главного потока.

Суммарная мощность потоков красных лав в непосредственной близости от подошвы вулкана вряд ли превышает 20—30 м, а на расстоянии полукилометра от него 5—10 м. В общей массе изверженного вулканом материала эти лавы играют весьма небольшую роль.

Последняя фаза извержений ознаменовалась значительно большими эффузиями лавы. По-видимому, им предшествовало действие лавовых фонтанов, прикрывших своими выплесками рыхлые отложения на гранодиоритовом склоне к западу от вулкана.

Лавы этой фазы, прорвав северо-западный край кратера, устремились затем на север вдоль русла верхних левых притоков Монни. Обогнув с востока и запада высокий водораздел между этими притоками, лавовый поток, пройдя 4 км, достиг долины Монни, где скрыл под собой раннее базальтовое поле трещинных излияний. Ширина правой ветви потока достигает 420—430 м, левой не превышает 200—220 м.

Достигнув долины Монни, базальты заполнили ее от правого до левого склонов и, свернув на запад, потекли по естественному уклону на протяжении примерно 12 км. Ширина потока в долине Монни колеблется от 1500 до 2200 м.

Мощность базальтового потока до впадения в долину Монни меняется в самых широких пределах. У подножия вулканического конуса при крутом наклоне дна долины, толщина потока не превышает 2—5 м. Приблизительно такую же мощность он имеет в западной ветви. Однако в восточной ветви мощность лав возрастает до нескольких десятков метров (от 20 до 50—60 м). В долине Монни этот же поток имеет толщину лишь 10—20 м.

Объем излившихся из вулкана лав, исходя из занятой ими площади (24 км²) и приблизительной средней мощности (15—20 м), можно принять приблизительно в 0,3—0,5 км³. Можно считать, что общий объем изверженных Анюйским вулканом жидких и рыхлых продуктов должен быть очень близок к этим цифрам, так как объем самого вулканического конуса (0,1 км³) лишь в очень слабой степени влияет на их порядок.

Наглядное представление о масштабах центральных извержений долины Монни дает сопоставление этих цифр с объемом лав и рыхлых продуктов, выброшенных таким крупным вулканическим аппаратом, как сопка Ключевская на Камчатке. Во время извержения 1929 г., являющегося одним из самых интенсивных за все время существования вулкана Ключевского, общий объем излившихся лав оценивается в 3,5 км³ (Мушкетов, 1935). За два года (1937, 1938) относительно менее сильных извержений Ключевской вулкан вместе с рядом побочных кратеров дал 0,4—0,5 км³ жидких и рыхлых продуктов (Меняйлов, 1947). Один из его крупных побочных кратеров — Билукай, прорвавшийся в феврале 1938 г. и действовавший после этого в течение года, дал лавовый поток длиной в 16 км, при средней ширине около 1,5 км и мощности около 10 м. С. И. Набоко (1947), подробно изучавшая на

месте ход извержений Билюкая, оценивает общее количество выброшенного и излившегося материала в $0,265 \text{ км}^3$.

Таким образом, несмотря на малые размеры Анойского вулкана, количество изверженного им магматического материала является относительно очень большим. При этом важно отметить, что несмотря на значительное преобладание рыхлых продуктов в строении конуса и явно взрывной характер первых фаз извержений, главная роль в деятельности вулкана принадлежит все же эффузиям последней фазы. Отношение между общим количеством изверженного материала и объемом лав (эффузивный индекс) в данном случае приблизительно равен:

$$\frac{0,40 \times 100}{0,42} = 95\%,$$

где $0,40$ — объем излившихся базальтов в км^3 ;

$0,42$ — общий объем жидких и рыхлых продуктов извержений.

Разумеется, этот индекс имеет лишь приближенное значение, так как объем взрывных продуктов подсчитать чрезвычайно трудно. Принятая для них цифра $0,02 \text{ км}^3$ (удвоенный объем вулканического конуса), по-видимому, может считаться минимальной. Сильные взрывы начальных стадий могли рассеять на далекие расстояния большее количество тонко измельченного материала.

Лавы разных фаз извержения довольно существенно отличаются друг от друга по физическим свойствам.

Красная окраска лав ранних излияний сопровождается их чрезвычайно высокой пористостью и, следовательно, высоким содержанием в них газообразных компонентов, способствовавших энергичным окислительным реакциям. В большинстве случаев эти лавы являются стекловатыми пемзовидными базальтами с удельным весом, близким к единице. Основная стекловатая масса подобных пород сосредоточена лишь в тонких перегородках между бесчисленными пустотами различных размеров. Более редкими являются потоки, составленные относительно плотными (вернее тонкопористыми) лавами, также красного цвета.

Базальты верхнего потока на всем его протяжении характеризуются черным цветом и более высокой плотностью, чем у лав нижних потоков. У поверхности охлаждения потока наблюдается тонкая стекловатая корочка, ниже которой следует зона пузыристых базальтов. Последняя ясно делится на две части. В верхней наблюдаются очень обильные, но мелкие пузырьки сфероидальной, но чаще вытянутой формы; для нижней характерны гораздо более крупные и редкие, неправильные и округлые пузырьки. Нижняя часть потока состоит из относительно плотных лав с редкими и очень мелкими сферическими порами.

Закаленная поверхность потока обычно представлена черным базальтовым стеклом (тахилитом) с жирным, смолистым блеском и редкими вкрапленниками. Иногда наблюдаются тонкие закаленные корочки бурого и даже светло-коричневого цвета.

Характер поверхности лавого потока меняется в зависимости от рельефа дна, крутизны уклона и расстояния от центра извержения.

Вблизи вулканического конуса благодаря относительно большой крутизне склонов, по которым двигались лавы на поверхности потока, наблюдается нагромождение друг на друга лавовых валов с впаянными в них отдельными бесформенными глыбами. Структура поверхности характеризуется здесь резко выраженной шероховатостью, вызванной бесчисленным количеством различно сопрягающихся мелких морщин, острых как языки пламени, или округлых выступов, занозистых углублений (рис. 10). Особый интерес представляют небольшие

винтообразные лавовые выступы, составленные из большого числа вертикальных сплетающихся нитей толщиной 2—4 мм. В поперечном разрезе каждая из таких нитей характеризуется плотной стекловатой оболочкой и вытянутой вдоль нее пустотой. Центральная часть выступов обычно сложена тонкопузыристой легкой лавой.

Образование описываемой структуры возможно лишь при условии продувания верхней части потока, выделяющимися из расплава тонкими газовыми струйками.

Контракционное растрескивание потока вызывает распадение его на отдельные крупные глыбы, еще более усложняющие общее строение поверхности.

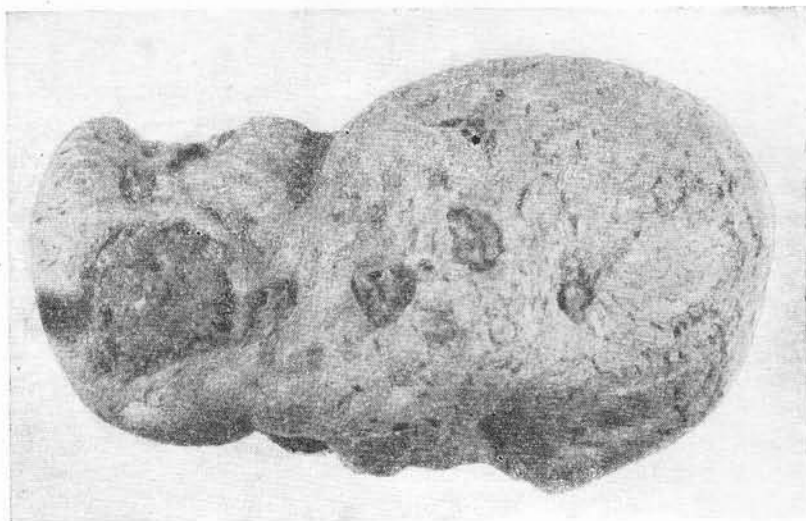


Рис. 10. Стекловатый лавовый наплыв на поверхности потока у подножия вулкана. Видны лапилли, вдавленные в еще жидкую лаву

Таким образом, в непосредственной близости от вулкана поток составлен лавами с шероховатой и занозистой поверхностью типа «аа». Лавы этого типа чаще образуются в некотором удалении от очага, в то время как начало потоков обычно составлено волнистыми лавами с гладкой поверхностью. В данном случае появление этих лав близ жерла, безусловно, связано с двумя причинами: крутизной склона (и, следовательно, быстротой движения расплава) и обилием летучих в лаве.

На движение как на причину образования «аа»-лав указывали многие вулканологи (Влодавец, 1940; Джонс (Jones), 1937, 1943; Набоко, 1947). Вместе с тем Вашингтон (Washington, 1923) обратил внимание на пузыристую «аа»-лав и, следовательно, высокое содержание газов в исходных расплавах, приобретающих в связи с этим относительно высокую подвижность и кристаллизационную способность.

В рассматриваемом случае образование «аа»-структур связано и с быстрым движением лавы по крутому склону у подошвы вулкана и с высоким содержанием в них газов. Однако последнее обстоятельство не только не влечет за собой повышенной кристалличности базальтов, но как раз наоборот способствует их затвердеванию в стекловатом состоянии.

Совершенно ясно, что очень быстрое застывание поверхности лавового потока проще всего объяснить в этом случае сильным охлаждением, вызванным адиабатически расширяющимися газами. В последнее

время большую роль адиабатического охлаждения в вулканических процессах подчеркивают Шепард (Shepherd, 1938) и особенно Грэйтон (1949).

На значительном удалении от конуса в долине Монни и в нижней части ее боковых притоков поверхность базальтового потока имеет существенно иной характер. Лавы спокойно текли здесь по относительно ровному и слабо наклонному основанию *. В результате, вместо хаотического нагромождения лав типа «аа», нижняя и средняя части потока характеризуются волнистыми и глыбовыми лавами. Особенно спокойные условия для течения базальтов центрального извержения наблюдались, естественно, после выхода потока в долину Монни сивеллированную предыдущими излияниями трещинных базальтов.

Обеднение газами, в значительной мере успешными улетучиться из расплава на первых километрах пути потока, способствовало повышению вязкости лав и образованию плотной стекловатой корки, под которой продолжалось течение. Эта корка характеризуется гладкой либо слабошероховатой поверхностью, расчлененной контракционными трещинами на полигональные блоки диаметром от 15—20 до 40—50 см.

Напряжения, вызываемые в закаленной корке потока движущимся под ней расплавом, способствовали появлению общей слабой волнистости, хорошо выраженной на всей поверхности потока, но особенно заметной у его краев. В большинстве случаев оси этих пологих волн располагаются поперек долины (и, следовательно, потока), образуя в плане дугу, обращенную выпуклой частью к концу потока.

Относительно ровная поверхность волнистых лав нарушается, однако, во многих местах потока появлением изометрических лавовых вздутий и лавовых валов коробления различных размеров. Первые возникают, очевидно, под действием местных восходящих струй расплава или газов и поднимаются над общим уровнем потока на 3—5 м, при диаметре 8—12 м; вторые достигают высоты 10—15 м при поперечном сечении 20—40 м. В центральной части куполов и вдоль гребня лавовых валов, как правило, наблюдаются более или менее значительные проседания, ограниченные продольными или радиально-концентрическими трещинами.

Привлекает особое внимание крупный лавовый конус, располагающийся неподалеку от конца потока центрального извержения, южнее самого большого в долине Монни озера. Он имеет в плане вид сферического равностороннего треугольника, а в разрезе — низко усеченного конуса с основанием, равным приблизительно 200 м и высотой до 20—25 м. В верхней срезанной части конуса находится неглубокое (2—3 м) кратерообразное углубление треугольной формы площадью около 1,8 га. Это центральное углубление со всех трех сторон отделяется от наружных краев кратера огромными зияющими расселинами глубиной до 12—15 м и шириной до 4—8 м.

Ясные признаки стекания лавы на наружных склонах конуса и на близлежащей поверхности потока позволяют думать, что этот вторичный эруптивный аппарат первоначально возник в качестве обычного вздутия над крупным местным скоплением жидкой лавы. Более поздний прорыв лавы через трещины на склонах конуса вызвал небольшие излияния ее на уже застывшую поверхность потока и, как следствие, соответственное проседание кровли купола. Очень эффективные канатные лавы, возникающие в результате натекания, сморщивания и перекручивания жгутообразных валиков вязкой лавы при ее движении, указывают на то, что прорвавшиеся из этого лавового

* Исключением являются лишь лавовые каскады у слияния восточной и западной ветвей потока.

конуса базальты, текли преимущественно в западном и юго-западном направлениях (т. е. в общем вниз по течению потока).

В строении поверхности потока очень большое значение имеют также глыбовые лавы. Они находятся всегда по краям потока, где составляют труднопроходимую зону шириной от 50 до 200 м. Кроме того, глыбовые лавы обильны в конце потока, где они нагромождаются в виде уступа над базальтами трещинных излияний. От «аа»-лав глыбовые лавы отличаются относительно ровной поверхностью, а местами округленными краями, позволяющими думать о перекачивании их еще в полупластическом состоянии. Подобный механизм формирования глыбовых лав в момент движения потока описал Б. И. Пийп (1948), изучавший эруптивную деятельность Ключевского вулкана в 1944—1945 гг.

Строение базальтового потока в значительной мере усложняется наличием больших полей, занятых просевшими и разбитыми контракционными трещинами волнистыми лавами. Размеры проседания 0,5—1 м. Такое проседание отдельных участков потока привело к некоторому перемещению блоков и появлению глыбовой структуры поверхности. Составляющие ее глыбы характеризуются в этом случае острыми углами и четкими формами, нередко приближающимися к формам столбчатой отдельности в базальтах. Как по своему происхождению, так и по морфологическим особенностям эта вторичная структура поверхности потока ясно отличается от первично-глыбовой, возникающей одновременно с его движением и застыванием.

Глыбовые поля проседания поверхности потока имеют округлую, неправильную или удлиненную форму. В последнем случае нередко на поверхности потока наблюдается чередование вытянутых вдоль долины полос волнистых лав с гладкой поверхностью и полос глыбового строения. Первые обычно прикрыты сплошным тонким слоем светлого лишайника, легко развивающегося на стекловатой корочке базальтов, а вторые почти лишены этого слоя и выглядят черными.

Причиной проседания поверхности лавового потока, сопровождаемого растрескиванием базальтов, перемещением глыб и поворотом по отношению к их первоначальному положению, является, по-видимому, вытекание еще жидкой лавы из-под затвердевшего панциря потока. Возможно, что некоторую роль в процессе формирования подобной поверхности играло улетучивание местных скоплений газов и неравномерное контракционное сжатие базальтов в участках потока различной мощности.

Таким образом, в лавовом потоке центрального извержения представлены все три типа лав: «аа»-лавы, «пахуху» лавы и глыбовые лавы. Наибольшим распространением пользуются «пахуху», или волнистые лавы, слагающие значительную часть потока. Занозистые и шероховатые «аа»-лавы характерны для головной части потока и дальше чем 1,5—2 км от вулканического конуса не встречаются. Глыбовые лавы окаймляют лавовый поток с боков и образуют нагромождения в его конечной части.

«Аа»-лавы отличаются обычно сильно стекловатым характером. В непосредственной близости от вулканического конуса это типичные пузыристые базальтовые стекла, пемзовидные и шлаковые базальты красного и черного цвета с редкими вкрапленниками оливина. Коэффициент пористости колеблется от 50 до 70%. Поры обычно имеют небольшие размеры.

Глыбовые и наиболее широко распространенные волнистые лавы представляют собой относительно более плотные базальты (коэффициент пористости 20—30%) с порами крупных размеров. Соотношение между кристаллической частью базальтов и стеклом меняется в широких пределах — в зависимости от расстояния до поверхности охлаж-

дения. Последняя обозначена закаленной оторочкой толщиной в несколько сантиметров, состоящей из смоляно-черного стекла с редкими вкрапленниками оливина и плагиоклаза. Ниже следуют пористые гиалобазальты с микролитами в основной массе. Основание потока слагается почти полнокристаллическими базальтами с небольшим количеством стекла в интерстициях.

Канатные лавы, образующиеся в результате застывания движущегося вязкого расплава, характеризуются стекловатым строением оболочки валика и пузыристостью осевой его части.

Глава III

ТРЕЩИННЫЕ БАЗАЛЬТЫ ДОЛИНЫ МОННИ

Морфология потока

В вулканических проявлениях долины Монни главная роль принадлежит трещинным излияниям базальтов. Исходя из занимаемой площади 100 км^2 и средней мощности около 30 м , общий объем излившихся лав трещинного происхождения можно оценить приблизительно в 3 км^3 .

Наиболее крупное из современных трещинное излияние базальтов Лаки в Исландии (извержение 1783 г.) дало покров площадью 565 км^2 и объемом $13,3 \text{ км}^3$ (Дэли, 1936). Полевые наблюдения свидетельствуют о протяжении магмовыводящей трещины Лаки на 90 км .

Общая протяженность базальтового потока долины Монни несколько превышает 50 км . В отличие от одного тектонического разрыва Лаки здесь наблюдается серия разрывов приблизительно одинакового направления (длина наибольшего $5\text{--}6 \text{ км}$).

Хотя извержения в долине Монни дали в $4\text{--}5$ раз меньшее количество базальтового материала, чем трещина Лаки, молодые Аниойские излияния должны быть поставлены в ряд с крупнейшими проявлениями четвертичного вулканизма.

Благодаря тому что лавы вулкана перекрыли трещинные базальты, наблюдения над последними становятся возможными лишь ниже конца потока «центральных» базальтов. Принимая во внимание, что последние заполнили долину Монни приблизительно на 12 км от ее верховьев, общая протяженность доступной непосредственному наблюдению части потока трещинных базальтов может быть принята равной $38\text{--}40 \text{ км}$.

Необходимо отметить, что целый ряд морфологических особенностей отличает лавовый поток в этой части долины от потока, излившегося через жерло вулкана и заполнившего ее верхнюю часть.

Прежде всего характерна ясная асимметрия потока. Наибольшая мощность лав отмечена либо вдоль северного края потока, либо над осевой линией долины. По направлению к южному краю мощность потока быстро снижается и местами сходит почти до нуля. Соответственные мощности изменяются у основания северного склона долины и в осевой ее части от 40 до 50 м , у южного склона от 0 до $5\text{--}10 \text{ м}$.

В результате, вместо приблизительно горизонтальной поверхности, характеризующей базальтовый поток центрального извержения, поверхность трещинного потока на протяжении около 40 км имеет вид плоскости, слабо наклоненной с севера на юг*.

Большая мощность лав у северного края базальтового потока способствует появлению запрудных озер у устьев всех правых притоков

* Разумеется, в обоих случаях необходимо отвлекаться от местных неровностей потока, обусловленных депрессиями, лавовыми вздутиями, валами и пр.

долины Монни. Небольшая мощность лав у южного края почти не мешала свободному сливу левых притоков и объединению их в единое русло р. Монни, текущей в настоящее время между левым склоном долины и южным краем базальтового потока.

Иная картина наблюдается в верхней части долины Монни, в которой сдвоены базальтовые потоки трещинных и центральных излияний. Здесь благодаря высокой суммарной мощности обоих потоков запрудные озера появляются как с левой, так и с правой стороны долины.

Постепенное уменьшение толщины потока трещинных базальтов по направлению с севера на юг может объясняться только одной причиной — местоположением магмовыводящих каналов.

Во всех наблюдавшихся случаях предполагаемые линейные очаги излияний располагались либо у правого склона долины, либо вдоль осевой ее части. В этой связи именно над действующими каналами и можно ожидать наибольших скоплений выжатого магматического материала.

Как отмечалось, отчетливые текстуры течения, преимущественно обозначаемые направлением полос и изгибами канатных лав, с достаточной ясностью указывают на направление движения базальтовых масс. Базальтовые лавы по выходе из трещины двигались в основном в двух направлениях: на юг, к левому борту долины Монни и на запад по естественному уклону долины. Соответственно с этим над всей площадью трещинного потока выпуклые стороны дуг, образуемых канатными лавами, направлены либо на юг, либо на запад. Иногда встречаются участки потока с северным и юго-западным направлением течения, но почти не наблюдалось признаков, которые свидетельствовали бы о движении базальтовых лав в восточном направлении.

Глыбовые лавы

Механизм движения выжимавшихся из трещин базальтовых расплавов может быть восстановлен также по морфологическим особенностям краевых (северной и южной) частей лавового потока.

В обоих случаях поток окаймляется зоной глыбовых лав шириной от 10 до 50 м. С южной стороны потока мощность зоны глыбовых лав постепенно падает и они лишь в самых редких случаях достигают основания левого склона долины. С северной же стороны потока зона глыбовых лав достигает правого склона долины и даже прикрывает его на некоторую высоту. Внешний край этой зоны в виде хорошо выраженного глыбового барьера (рис. 11) обычно поднят над общим уровнем на 1—2 м.

Глыбы базальта в пределах краевой зоны потока обычно в той или иной степени закруглены. Нередко встречаются глыбы частично сплавленные друг с другом. Местами удается наблюдать шлаковые лавы редкого для потока бурого цвета.

Все эти особенности позволяют прийти к выводу, что образование краевой зоны глыбовых лав происходило во время движения лавового потока и было связано как с трением у его «берегов», так и с относительно быстрым охлаждением непрерывно дробящихся и перемещающихся лавовых масс.

Именно такой механизм движения лавовых потоков наблюдался на Камчатке С. И. Набоко (1947) и Б. И. Пийлом (1948).

Как отмечалось, лавовый поток долины Монни характеризуется явной асимметрией. В каждом выбранном поперечном сечении южная зона глыбовых лав характеризуется наименьшим, а северная — наибольшими гипсометрическими отметками. Это обстоятельство связано в первую очередь с асимметричным расположением магмовыводящих

тектонических разрывов относительно осевой линии долины. Естественно, что выжимавшиеся из продольных трещин на дне долины базальтовые расплавы должны были приблизительно в равном количестве растекаться в направлении, нормальном к простиранию трещин, т. е. к правому и левому склонам долины*. При этом над магмовыводящим каналом всегда взбухал высокий (10—20 м) вал из вязкого расплава и выравнивание поверхности потока было затруднено. Лавы, вытекавшие к северу от трещины, быстро достигали близлежащего правого склона долины, захватывали основания этого склона и высоко поднимались над дном долины, запруживая все боковые ее притоки. Лавы же, двигавшиеся на юг от трещины, должны были пройти не менее 1,5 км, чтобы достигнуть левого склона долины.

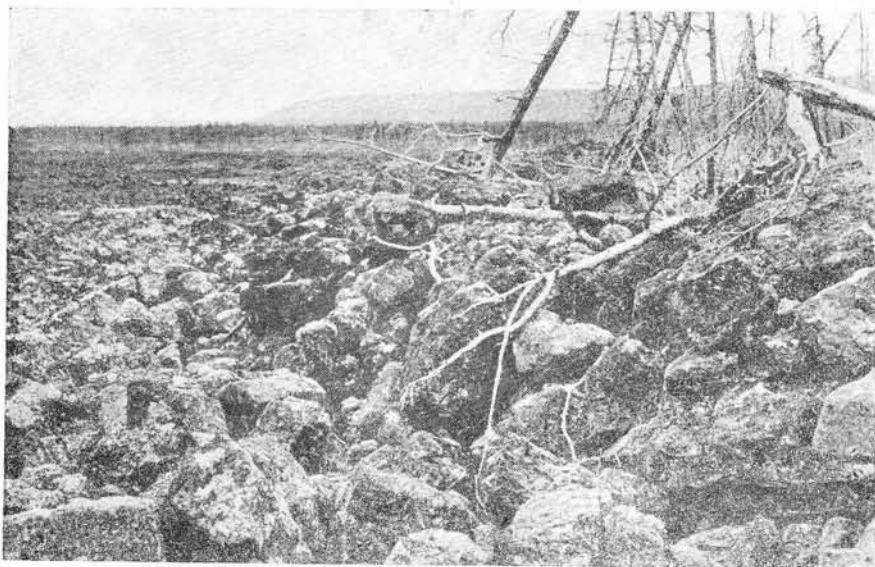


Рис. 11. Барьер из глыбовых лав у северного края потока трещинных базальтов

Массы и динамической энергии лавового потока хватило лишь для достижения этого склона, но ни на одном участке он не смог прикрыть его основание. С этим связана малая мощность южного края потока и отсутствие с этой стороны запрудных озер. В подобных условиях не мог образоваться и столь характерный для северного края потока глыбовый барьер.

Совершенно такая же полоса глыбовых лав окаймляет и нижний конец базальтового потока. Однако в этом случае ширина полосы, имеющей вид длинного вытянутого языка, достигает нескольких сотен метров.

Волнистые и канатные лавы

Внутренняя часть потока слагается преимущественно волнистыми лавами, относительно ровная поверхность которых нарушается большими депрессиями, валами коробления, изометрическими вздутями, а также гребнями линейных очагов извержений.

* Это соображение применимо лишь к вертикальным разрывам, без одновременных подвижек в плоскости падения, так как в противном случае растекание лав по обе стороны от трещины может быть существенно иным.

Волнистые лавы трещинных излияний в морфологическом отношении ничем не отличаются от аналогичных лав центрального извержения. Можно отметить лишь несколько большую степень контракционного растрескивания трещинных базальтов, приводящую к появлению небольших участков с полигонально столбчатой отдельностью. В местах потока, где происходило особенно энергичное течение расплава, волнистая структура поверхности сменяется канатной. Сечения жгутов этих лав изменяются от 3—4 мм до 20—30 см (рис. 12). В зависимости от скорости течения менялась и их кривизна. Обращенные выпуклостью в сторону движения потока, системы дуг являются тем более пологими, чем менее наклонна поверхность потока и чем медленнее двигалась струя лавы.

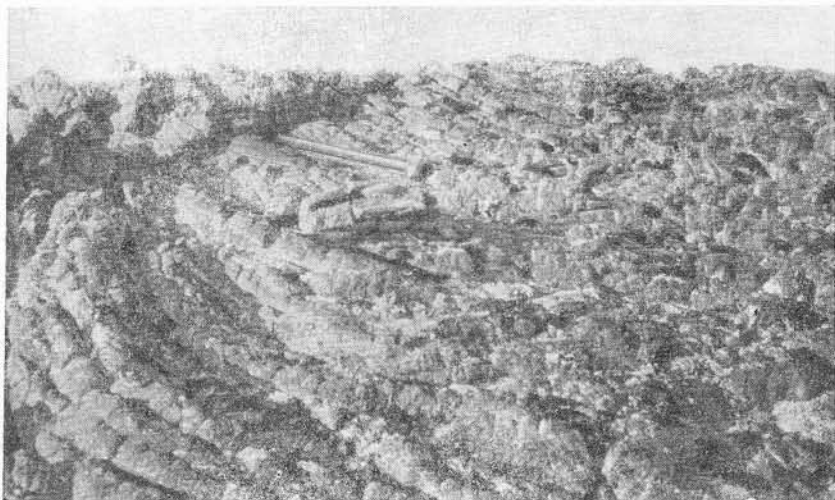


Рис. 12. Канатные лавы с диаметром валиков 15—20 см

В поперечном разрезе канатные лавы с малым диаметром жгутов характеризуются целиком стекловатым строением. В смоляно-черном или буроватом базальтовом стекле видны редкие, мелкие вкрапленники оливина и плагиоклаза.

Жгуты большого диаметра имеют стекловатую оболочку и более или менее пузыристое ядро, составленное черными базальтами. Отдельные пузырьки вытягиваются обычно в радиальном направлении и величина их, как правило, заметно уменьшается от осевой линии жгута к его периферии.

Некоторое морфологическое сходство с указанными лавами имеют лавы, выжатые через узкие трещины, образовавшиеся на уже застывшей корке потока. Подобные трещины нередко рассекают ровную поверхность потока в виде прямых или извилистых линий, с которыми связаны маленькие лавовые валики и нальвы шириной до 5 см и высотой до 2—3 см. Протяжение таких валиков измеряется обычно метрами, реже первыми десятками метров. От канатных лав они отличаются отсутствием каких-либо признаков, свидетельствующих о винтообразном закручивании и, следовательно, о движении в горизонтальной плоскости. Поверхность этих валиков является либо совершенно гладкой, либо слегка шероховатой или занозистой.

Валики выжимания составлены обычно базальтовым стеклом, в валиках большего размера появляются тонкопористые базальты.

Лавовые валы и вздутия

Неизмеримо более крупными масштабами, чем описанные жгуты канатных лав, характеризуются лавовые валы, возникающие в результате покоробливания уже застывшей коры потока под гидростатическим давлением еще жидкой и текучей лавы.

В морфологическом отношении лавовые валы нижней части долины ничем не отличаются от валов, развитых в ее верхней части. Они также имеют прямолинейные, иногда извилистые и дугообразные очертания в плане и полусферическую форму в разрезе. Вдоль осевой линии каждого вала во всех случаях наблюдаются широкие зияющие трещины, сопровождающиеся оседанием свода и частичным разрушением стенок трещины. Высота валов от 10 до 15—20 м над уровнем потока, ширина их достигает 40—50 м (рис. 13).



Рис. 13. Лавовый вал коробления на потоке трещинных базальтов. Сводовая часть вала как всегда обрушена

Как отмечалось, валы коробления потока трещинных базальтов существенно отличаются по направлению и протяженности от валов на поверхности потока центрального извержения. Первые в большинстве случаев ориентированы вдоль долины и протягиваются приблизительно параллельно боковым ограничениям потока; вторые обычно располагаются поперек движения потока. Такая ориентировка валов коробления зависит от главного направления движения базальтовых расплавов. Последние двигались: в случае лав центрального извержения — вниз, по естественному уклону долины; при трещинных извержениях — преимущественно от правого борта долины к левому.

Протяженность продольных валов измеряется сотнями метров, а иногда и километрами; поперечные валы всегда короче.

Наблюдаются также вполне определенные различия в распределении лавовых валов на поверхности потоков трещинного и центрального извержений. В первом случае они чаще всего располагаются рядами, приблизительно параллельными друг другу и южному краю потока; можно видеть и одиночные валы с кулисообразно заходящими по простиранию краями. Короткие поперечные лавовые валы верхней части долины разбросаны на поверхности потока без какой-либо закономерности.

Помимо лавовых валов, на поверхности потока трещинных базальтов поднимаются более или менее крупные вздутия изометрической и чаще всего округлой формы. Диаметр этих вздутий обычно не превышает десятков метров. Куполообразные своды в большинстве слу-

чаев обрушены; сохранились лишь их основания в виде округлых в плане и наклонных от центра поверхностей. На месте сводов остались лишь бесформенные нагромождения глыб базальта. Высота сводов, очевидно, была не менее 2—3 м.

В более редких случаях наблюдаются лавовые вздутия с сохранившимися сводами; они имеют вид правильной полусферы, поднимающейся не более чем на 1—1,5 м. Часто такие вздутия характеризуются концентрически расходящимися кругами канатных лав, указывающими на их образование до появления на поверхности потока твердой коры.

Депрессии на поверхности потока

Отрицательные формы рельефа на поверхности потока трещинных базальтов имеют широкое распространение. Несомненно более позднее их происхождение, чем лавовых валов и лавовых вздутий.

Выражены эти образования более или менее крупными депрессиями, чаще всего приуроченными к осевой линии потока. Местами, особенно в нижней половине трещинного потока, общая площадь депрессий превышает площадь волнистых лав с ненарушенным залеганием. Последние сохраняются лишь кое-где у краев потока в виде двух относительно узких полос (100—150 м), примыкающих с внутренней стороны к поясу глыбовых лав. Вся центральная часть потока на таких участках представляет собой депрессию шириной до 1 и даже 1,5 км. Лавовый поток на этих участках характеризуется симметричным строением: глыбовые лавы — волнистые лавы — депрессия — волнистые лавы — глыбовые лавы. В пределах больших депрессий иногда наблюдаются опущенные участки с лавами ненарушенного залегания. На дне депрессий в большинстве случаев располагаются небольшие и, по-видимому, неглубокие озера.

В верхней половине трещинного потока количество депрессий и общая занимаемая ими площадь заметно уменьшаются. На первый план выступают обширные поля волнистых лав с лавовыми валами, вздутиями и хорошо различимыми очагами извержений.

Глубина депрессий обычно 4—8 м, в более редких случаях (и, как правило, на небольших площадях) наблюдаются проседания поверхности потока на 10—15 и даже 20 м. В качестве средней величины проседания можно принять 6 м.

Границы депрессий почти всегда выражены вертикальным уступом, отделяющим ровную поверхность волнистых лав от беспорядочных нагромождений глыб базальта на дне депрессий. Глубокие провалы имеют, наоборот, пологие склоны.

На дне депрессий часто находятся глыбы, составлявшие поверхность осевшего потока. Повернутая на некоторый угол наружная плоскость этих глыб обычно бывает гладкой. Встречаются глыбы и с канатными лавами. Это обстоятельство убедительно свидетельствует об относительно позднем происхождении депрессий и о том, что первоначальная поверхность потока на их месте была составлена преимущественно волнистыми лавами.

Обычно небольшие проседания поверхности лавовых потоков объясняются вытеканием еще жидких лав из-под затвердевшей коры, сопровождаемым обрушением последней (Шрок, 1950). Это объяснение представляется приемлемым для описанных выше небольших, чаще всего вытянутых вдоль потока депрессий в лавах центрального извержения. Однако для огромных по площади проседаний в трещинных лавах такое объяснение маловероятно. Невозможно представить условия, при которых под твердой лавовой корой могли возникнуть полости с площадью во много квадратных километров.

Типичной их особенностью является правильная, округлая или овальная, в плане форма. Они отличаются довольно большой глубиной (12—18 м), большим диаметром (100—150 м). Склоны депрессий во всех случаях являются крутыми, но не вертикальными. Каждая из них окружена невысоким лавовым гребнем с крутой внутренней (обращенной к депрессии) и пологой наружной сторонами (рис. 14). С обеих сторон поверхность кольцевых гребней характеризуется отчетливыми структурами течения — полосами и дугами канатных лав. Ориентировка дуг указывает на то, что лавы стекали как к депрессиям, так и в сторону от них.

Во многих случаях внутренние склоны гребней состоят частью из черных, а частью из красных, бурых или светло-коричневых пористых



Рис. 14. Край «лавового озера» с кольцевым лавовым гребнем

базальтов. На наружных склонах наблюдаются только черные или серые лавы.

Дно депрессий характеризуется весьма неровным рельефом и состоит из красных, бурых и черных шлаковых и сильно пористых базальтов. Преобладают здесь волнистые лавы, на поверхности которых часто развиваются канатные лавы с совершенно беспорядочными направлениями течения. Благодаря неровной поверхности дна и хаотическому распределению на ней дуг и полос, образованных канатными лавами, общий вид депрессий (при взгляде на них с кольцевых гребней) очень напоминает вид котла с бурно кипящей смолой.

Очень интересной особенностью депрессий являются весьма своеобразные «трубчатые» лавы, появляющиеся среди волнистых лав. Последние в этом случае оказываются пронизанными бесчисленным количеством вертикальных или почти вертикальных трубчатых отверстий с диаметром от 5 до 10 мм, в среднем 6—7 мм (рис. 15). Трубки чаще всего бывают одинарными, реже раздваиваются, причем разветвления обычно направлены вниз — к основанию потока. Расстояния между трубчатыми отверстиями меняются от 1 до 2—3 см так, что в поперечном разрезе блоки подобных лав напоминают гигантские соты. В большинстве случаев трубчатые отверстия в лавах бывают почти прямолинейными, иногда слегка изгибаются, отклоняясь от вертикального направления. Стенки трубок, как правило, совершенно гладки, реже слегка

шероховаты. К трубчатым полостям примыкает стекловатая оторочка толщиной от 0,5 до 1 мм, которая сменяется нормальным тонкопористым базальтом. В глубоких расселинах на дне депрессии можно проследить трубки длиной до 1—1,5 м. Можно думать, что трубчатые полости достигают субстрата потока.

Образование этих своеобразных трубчатых структур, так же как и образование пор и пустот в лавах, обязано взаимодействию между газами и расплавом. Однако в отличие от обычных пузырьков, формирующихся в результате связанного с уменьшением внешнего давления статического расширения газов, трубчатые полости могли сформироваться только в результате «пробивания» расплава достаточно дли-

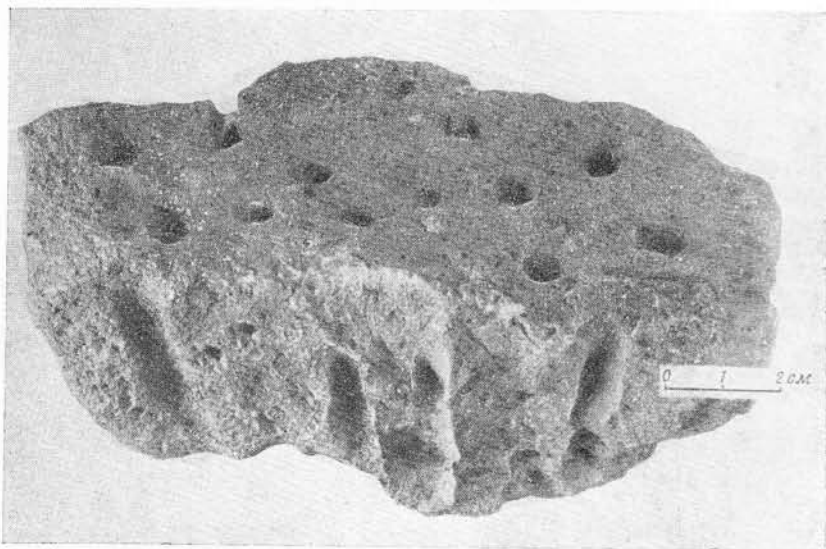


Рис. 15. Трубчатые пустоты в базальте со дна лавового озера

тельно действовавшими газовыми струями. Закаленная оторочка полостей свидетельствует об охлаждавшем влиянии этих струй на расплав. Трубчатые отверстия, которыми пронизано дно депрессий, указывают на то, что газовые струи прорывались через лавы и выделялись в атмосферу.

Впервые в вулканологической литературе трубчатые полости в лавах были описаны в Южной Африке (Драконовые горы) Дю Тойтом (Du Toit, 1907, 1939), впоследствии они были обнаружены в Шотландском нагорье Фогтом (Vogt, 1930), в диабазях Палисада (Нью-Джерси) Уокером (Walker, 1940). В отечественной литературе подобные образования не описывались.

Р. Фуллер (Fuller, 1939) предполагал, что образование трубчатых миндалин связано с восхождением воздуха, попавшего под движущуюся лаву. Однако значительно более правдоподобным является мнение Уокера и Парсонса (Walker and Parsons, 1922), поддержанное многими другими петрографами, о том, что образование трубчатых полостей в базальтах связано с выделением из влажного субстрата пара, пробивавшегося сквозь еще жидкие лавы наружу.

Наиболее важную роль в процессе образования депрессий проседания должно было играть протаивание вечной мерзлоты и последующее уплотнение субстрата. Естественно, что интенсивное парообразование, происходившее под трудно проницаемой массой базальтовых лав, должно было привести к заметному повышению давления водяного

пара и к энергичному продуванию расплава сильными газовыми струями. Следовательно, и в данном случае образование трубчатых полостей связано с влажной природой осадочного субстрата.

Можно думать, что соотношение между вязкостью лавы и давлением газовых струй далеко не на всех участках базальтового потока могло способствовать прорыву их на поверхность. Высокая вязкость лав и большая мощность потока должны были в большинстве случаев прекратить продвижение газа задолго до того, как он достигал дневной поверхности. Застывший таким образом газ должен был фиксироваться в застывающем базальте в виде слепых трубчатых полостей и множества отдельных пузырьков, из которых он медленно выделялся уже после затвердевания породы.

Естественно поэтому, что на поверхности базальтового потока трубчатые полости не наблюдаются. Чрезмерно большая мощность столба лав не позволила газовым струям пробить их насквозь.

Множество трубчатых полостей, выходящих на дневную поверхность на дне рассматриваемых депрессий, может быть объяснено либо особенно высоким давлением газовых струй, либо незначительной мощностью слоя лав, который они должны были пробить прежде чем выйти наружу. Последнее предположение, принимая во внимание низкий гипсометрический уровень дна этих своеобразных депрессий (связанный с особыми условиями их происхождения), кажется наиболее вероятным.

Помимо трубчатых полостей, здесь наблюдается и другая, не менее своеобразная форма выделения газов через расплав. На стенках некоторых трещин, разбивающих лавы дна депрессий, видны продольные разрезы вертикальных или слабо наклонных цилиндрических образований, состоящих из большого числа мелких пузырьков. Подобно трубчатым полостям, эти пузыристые цилиндры протягиваются на неизвестную глубину, но в отличие от них никогда не доходят до поверхности потока.

В поперечном сечении они имеют круглую или овальную форму и диаметр от 2 до 3—3,5 см. Строение цилиндров определяется неправильно размещенными вертикально вытянутыми пузырьками, значительно более обильными внутри цилиндра, чем за его пределами. Стенки цилиндров состоят из ряда плоских, вытянутых в вертикальном направлении пузырьков, образующих почти непрерывную полость, отделяющую цилиндр от окружающей более плотной лавы.

Ясно, что образование этих своеобразных пузыристых цилиндров связано с теми же процессами активного движения газов, что и образование трубчатых полостей. Однако в случае пузыристых цилиндров давление газов оказывалось, очевидно, недостаточным, чтобы объединить множество пузырьков в единую мощную газовую струю, способную пробить столб лавы и выйти на поверхность.

За границей пузыристые цилиндры впервые встречены и описаны под названием пористых цилиндров в диабазовых лавах системы Вентердорп в Южной Африке Дю Тойтом (1907); в отечественной литературе они также еще никем не описаны.

Таким образом, рассматриваемые депрессии отличаются от обычных для базальтового потока поздних депрессий проседания рядом особенностей. Прежде всего обращает внимание относительно большая их глубина и волнистая поверхность дна без каких-либо признаков, свидетельствующих об оседании лав уже после их кристаллизации. Важную морфологическую особенность представляют также структуры течения в виде беспорядочно ориентированных дуг и полос канатных лав, относительное положение которых отображает хаотическое направление лавовых струй во время застывания базальтов.

Строение дна депрессий свидетельствует о том, что они формировались, когда базальтовые расплавы были еще способны к течению.

Кроме того, само обилие канатных лав и фиксируемых ими структур течения (распространение которых ограничено пределами депрессии) указывает на жидкостность расплавов, по-видимому, более длительную, чем в прилегающих частях потока трещинных базальтов.

Следовательно, наиболее вероятным объяснением генезиса этих своеобразных депрессий является предположение, что они представляли собой лавовые озера, возникшие при извержении и существовавшие до того времени, когда окружающие озеро лавовые массы уже значительно охладились.

Обилие шлаковых и окисленных лав, трубчатые полости и пузыристые цилиндры — все это говорит о более высоком содержании летучих в лавах на дне озер, чем в лавах трещинных излияний, что понижало в значительной мере вязкость расплава.

Чрезвычайно интересна проблема возникновения кольцевых гребней вокруг лавовых озер. Канатные лавы, спускающиеся по обе стороны от этих гребней, позволяют думать, что последние возникли практически одновременно с образованием озер, но в лавах с большей вязкостью. Таким образом, возникает необходимость объяснить механизм одновременного образования лавового озера и кольцевой лавовой гряды.

Как известно, совершенно такие же по морфологии образования возникают во всякой густой кипящей массе в результате бурного выделения пара и высокой вязкости материала, мешающей ему сразу после «взрыва» сомкнуть края получившегося углубления.

Близкий к этому механизм был способен, очевидно, вызвать и появление лавовых озер. Особенно обильное парообразование, связанное с местными скоплениями воды или льда под лавами, могло явиться причиной сильного взрыва, оттеснившего лавы от фокуса эксплозии наружу в виде кольцевых гребней. Относительно высокая вязкость стенок озера мешала им заполнить углубление, и только канатные лавы, сползавшие в обе стороны от оси гребней, указывают на процесс заполнения, прерванный затвердеванием расплава.

В то же время дно воронки — озера, заполненное гораздо более жидкостными богатыми газом расплавами, продолжало еще некоторое время интенсивно «кипеть» под напором выделяющихся газов.

Глава IV

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ

Обзор некоторых физико-химических процессов, определивших текстурные особенности лав

Лавы долины Монни во всех случаях являются оливиновыми базальтами с меняющимися отношениями между кристаллической частью и стеклом. Последнее обстоятельство, так же как и относительная плотность базальтов, определяет их текстурно-структурное разнообразие.

Следует отметить, что трещинные извержения имели многократный характер. В некоторых расселинах удается наблюдать волнистую поверхность, отделяющую нижний поток от верхнего. Часто поверхность нижнего потока состоит из канатных лав. Мощность нижнего потока и количество последовательно наплававшихся друг на друга лавовых потоков остаются неизвестными ввиду отсутствия разрезов, которые доходили бы вплоть до субстрата.

Отсутствие каких-либо признаков, свидетельствующих о выветривании поверхности нижнего потока, позволяет думать, что время, отделявшее друг от друга отдельные вулканические пароксизмы, было небольшим. Однако, судя по хорошо сохранившимся канатным структу-

рам на нижнем потоке, это время было все же достаточным для образования на нем твердой корки; иначе эти жгутобразные наплывы вязкой лавы не сохранились бы.

О том, что нижний поток затвердел раньше, чем он был перекрыт верхним, говорит также и полная структурная автономность его лав.

Поперечный разрез потока трещинных лав, как и в лавах центрального извержения, определяется чередованием следующих структурных зон: тонкая стекловатая оторочка, пузыристые базальты, плотные базальты.

Таким образом, независимость процесса затвердевания и кристаллизации базальтов каждого потока является очевидной.

Вопрос о времени, разделяющем излияния, остается открытым. Наблюдения над скоростью затвердевания современных вулканических потоков позволяет считать, что это время могло быть и очень небольшим.

С. И. Набоко (1947), следившая в феврале 1938 г. за ходом извержения конуса Билукай, пишет: «Через десять дней после прорыва Билукай и излияния на дневную поверхность лавы, в отдельных местах на поверхности потока уже лежал и не таял снег, в то время как под лавовой коркой в продолжение нескольких месяцев сохранялась огненно-жидкая лава с температурой около 900°».

В. Ф. Попков (1946) описал интересный случай дрейфа, который он совершил вместе с химиком И. З. Ивановым в ноябре 1938 г. на застывшей корке движущегося лавового потока Билукай. Это необычайное путешествие было начато всего в 600—650 м от жерла вулкана. Корка потока, достаточно прочная, чтобы выдержать тяжесть двух человек и приборов, двигалась при этом со скоростью около 40 м в минуту, т. е. можно считать, что она образовалась всего за 15—20 мин. после извержения лавы из жерла.

Следовательно, легко допустить, что и трещинные излияния долины Монни, явно происходившие в несколько этапов (минимально в два этапа), могли следовать друг за другом с промежутком времени, измеряемым всего лишь часами.

Базальтовые стекла наружной корки потока

Современная поверхность лавового потока является в то же время поверхностью его охлаждения; всюду она оказывается состоящей из более или менее толстого стекловатого слоя, постепенно переходящего в нормальные тонкопузыристые базальты. Базальтовое стекло наружной оторочки обычно совершенно лишено пузырьков, если не считать редких микроскопических пустоток, выполненных кристобалитом. Стекла характеризуются черным цветом, смоляным блеском и хрупкостью. В большинстве случаев они содержат небольшое количество вкрапленников оливина и плагиоклаза, к которым иногда присоединяется пироксен.

Переход от закаленной корки потока к нормальным пузыристым лавам является постепенным и выражается в увеличении количества пузырьков. Толщина чисто стекловатой корки меняется от 1 до 3 см.

Пузыристые базальты

Непосредственно под стекловатой коркой потока располагается зона пузыристых базальтов. Ее толщина меняется в пределах от 80—100 см до многих метров в зависимости от мощности потока в данном месте.

В подавляющем большинстве случаев зона пузыристых базальтов отчетливо подразделяется на две части — верхнюю, составленную тонко-

пузыристыми лавами, и нижнюю, состоящую из грубопузыристых лав. Граница между ними обычно совершенно отчетлива, хотя далеко не всегда прямолинейна (рис. 16).

Мощность тонкопузыристого слоя колеблется от 10 до 20 см. Грубопузыристые базальты слагают всю остальную часть зоны, причем граница их с плотными базальтами представляется не всегда ясной. Она

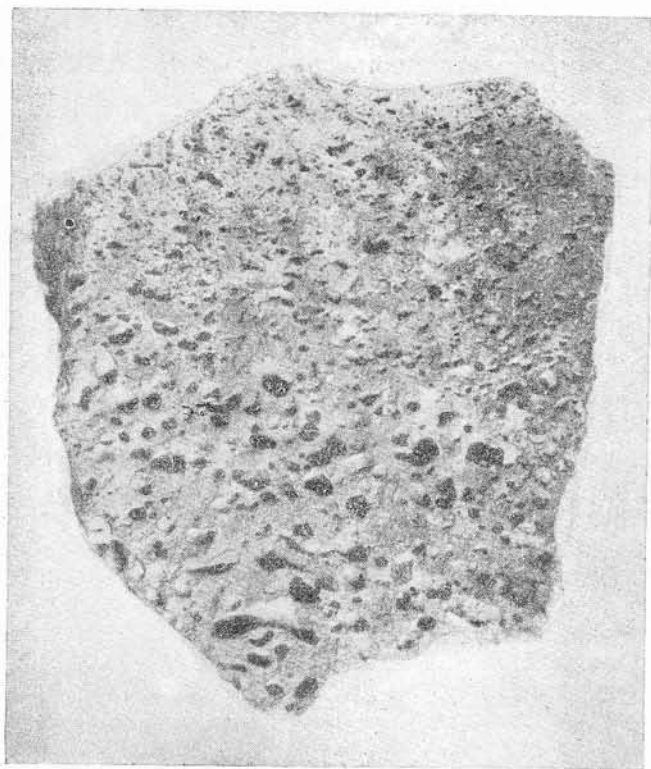


Рис. 16. Граница между тонкопузыристыми и грубопузыристыми базальтами трещинного потока. Уменьшено в 2 раза

намечается уменьшением числа пузырьков и их размеров. В ряде случаев постепенные переходы связывают также и зону тонкопузыристых базальтов со стекловатой коркой потока.

Тонкопузыристые базальты

Тонкопузыристые базальты характеризуются множеством мелких сферических пузырьков размером от десятых долей до 1—2 мм. Пузырьки отделены друг от друга тонкими перегородками стекловатого базальта, толщина которых соизмерима с диаметром пузырьков. В среднем пористость этих лав варьирует от 40 до 60%. Местами наряду со сферическими пузырьками наблюдаются пузырьки менее правильной формы, часто обнаруживающие тенденцию к вертикальному вытягиванию.

Сферическая форма пузырьков этого слоя свидетельствует о том, что силы поверхностного натяжения, развивавшиеся на границе расплава с газовым пузырьком, превышали сопротивление, вызванное внешним давлением и вязкостью лавы. Некоторые нарушения сферичности, очевидно, связаны с движением как самого расплава, так и газо-

вых пузырьков в расплаве. В последнем случае это движение, естественно, должно быть направлено к уровню меньшего давления, т. е. к поверхности лавового потока.

В подавляющем большинстве случаев слой тонкопузыристых базальтов не обнаруживает признаков, которые бы свидетельствовали о существенном течении расплава в момент, предшествовавший его окончательному затвердеванию. Иначе были бы неизбежными и заметными нарушения сферодальности пузырьков и ориентировка их в направлении движения. Можно думать, что высокая вязкость лав верхней части потока, связанная с его быстрым поверхностным охлаждением, была причиной отсутствия ощутимого дифференциального течения лавы в этом слое*. Течение лавовых масс оказывается, таким образом, связанным с более глубокими зонами базальтового потока**.

На высокую вязкость лав тонкопузыристого слоя и относительно быстрое его затвердевание указывают также и малые размеры пузырьков. Свободное расширение газов в условиях малого давления и низкой вязкости должно было бы способствовать объединению пузырьков и росту их размеров. Однако быстрое возрастание вязкости затормозило процесс и вскоре «заморозило» всю систему.

Рост пузырьков в результате расширения газа естественно привел к постепенному утоньше-

нию жидких перегородок между ними. В местах, где эти перегородки были особенно тонкими, или где давление расширяющегося газа превышало силы молекулярного сцепления в пленках, должны были возникать прорывы.

Изучение пузырьков приводит к выводу, что очень многие из них, соприкасаясь друг с другом, сообщаются посредством таких «окон». Большая часть отверстий имеет правильную круглую форму и, следовательно, образовалась под действием сил поверхностного натяжения.

* Это, разумеется, отнюдь не исключает движения затвердевших приповерхностных слоев потока относительно более глубокой его части.

** Этот вывод хорошо согласуется с визуальными наблюдениями над течением современных лавовых потоков. Так, например, С. И. Набоко (1947) пишет о лавовом потоке Билокая: «... В лавовом потоке, имеющем однородный состав, движение осуществлялось послойно... В верхнем слое скорость была меньшей, чем в более глубокой части потока...».

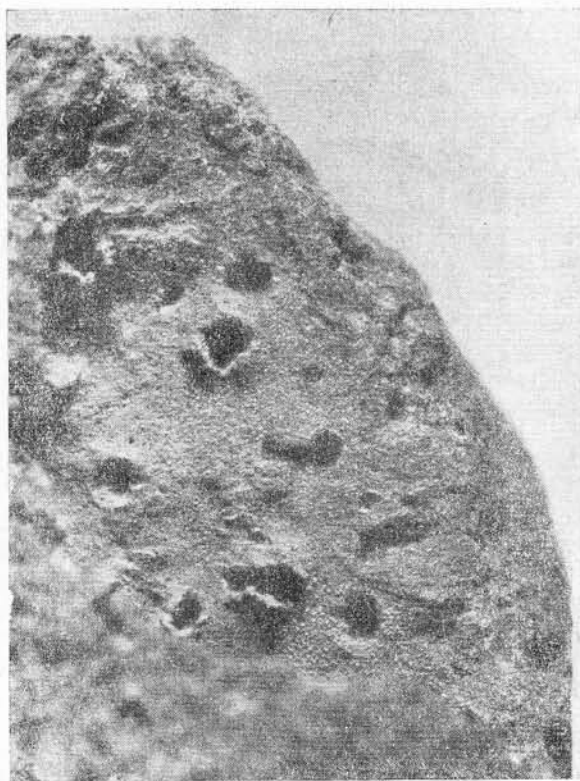


Рис. 17. Стенка большого (около 1 см) пузырька с отверстиями, образовавшимися в результате прорыва газов из соседних, более мелких пузырьков. Вокруг некоторых отверстий видны «валики прорыва». Увеличено в 10—12 раз

Некоторые отверстия имеют иногда менее правильную форму и вместо ровных тонких краев снабжены крошечным валиком, окружающим их со стороны пузырька, в который прорвались газы (рис. 17).

Чрезвычайно важной особенностью, характеризующей прорывы газа из одного пузырька в другой, является строгая определенность направления прорыва. Упомянутые валики вокруг отверстий, соединяющих два пузырька, всегда появляются на стенках большего из них. Прорыв газов, таким образом, происходит по направлению от меньшего пузырька к большему в соответствии с разностью в дополнительном давлении поверхностной пленки, обратно пропорциональной радиусу пузырька. Это дополнительное давление равно $P = \frac{2\alpha(T)}{r}$, где $\alpha(T)$ — коэффициент поверхностного натяжения, зависящий от температуры, а r — радиус пузырька.

Грубобузыристые базальты

Грубобузыристые базальты расположены в потоке непосредственно под слоем тонкобузыристых базальтов. Четкая граница, отделяющая эти два слоя, по-видимому, должна связываться не только с разницей в скорости застывания, но и главным образом с относительной подвижностью нижнего слоя относительно верхнего. Эта разделяющая поверхность может быть уподоблена границе между нижней поверхностью неподвижной ледяной коры и движущимся под ним водным потоком в замерзшей реке.

Характерной особенностью грубобузыристого слоя является относительно большая величина пузырьков, меняющаяся от 5 до 10 и даже 15 мм. Таким образом, можно считать, что средняя величина пузырьков здесь превышает среднюю величину пузырьков в вышележащем слое в 3—5 раз. Соответственно с этим увеличивается и расстояние между отдельными пузырьками, которые и в данном случае приблизительно равны величине пузырьков. При этом даже невооруженным глазом хорошо различима более высокая степень кристалличности основной массы базальта, заключенной между пузырьками, чем в вышележащем слое.

Форма отдельных пузырьков в слое грубобузыристых лав бывает сферической, овальной и неправильной. Наибольшим развитием пользуются овальные пузырьки, наименее распространены сферические. Морфологические особенности неправильных пузырьков показывают, что их происхождение связано с объединением нескольких сферических или овальных пузырьков. В соответствии с этим они характеризуются более крупными размерами.

На участках, где отсутствует заметная правильность в распределении пузырьков, наблюдается хорошо выраженная закономерность в их ориентировке — овальные и неправильные по форме пузырьки обычно вытянуты параллельно поверхности охлаждения и друг к другу. Такое расположение больших осей пузырьков в точности отвечает первичной линейно-параллельной структуре некоторых глубинных пород, обусловленной течением магмы.

В данном случае также можно полагать, что основная причина, вызывающая линейную ориентировку вытянутых пузырьков, связана с гидродинамическими свойствами текущей лавы.

Однако необходимо указать еще на одну причину, которая может вызвать линейную ориентировку пузырьков в лавовом потоке. Она заключается в деформации пузырьков под действием сил Архимеда. В условиях быстро возрастающей снизу вверх вязкости расплава газовые пузырьки теряют способность всплывать и в известный момент выталкивающая сила должна привести к сплющиванию пузырька параллельно поверхности потока. По-видимому, это правило примени-

мо только к относительно крупным пузырькам; пузырьки малых размеров подобного сплющивания не обнаруживают. Это последнее обстоятельство связано с законом Стокса, по которому пузырьки с большим диаметром должны подниматься в жидкости с большей скоростью и энергией, чем пузырьки с меньшим диаметром.

Таким образом, линейная вытянутость и ориентировка пузырьков в грубопузыристом слое базальта может быть связана с двумя причинами — тангенциально действующими силами течения лавы и вертикально действующими силами Архимеда. Относительно небольшая роль, которую играют в слое грубопузыристого базальта крупные

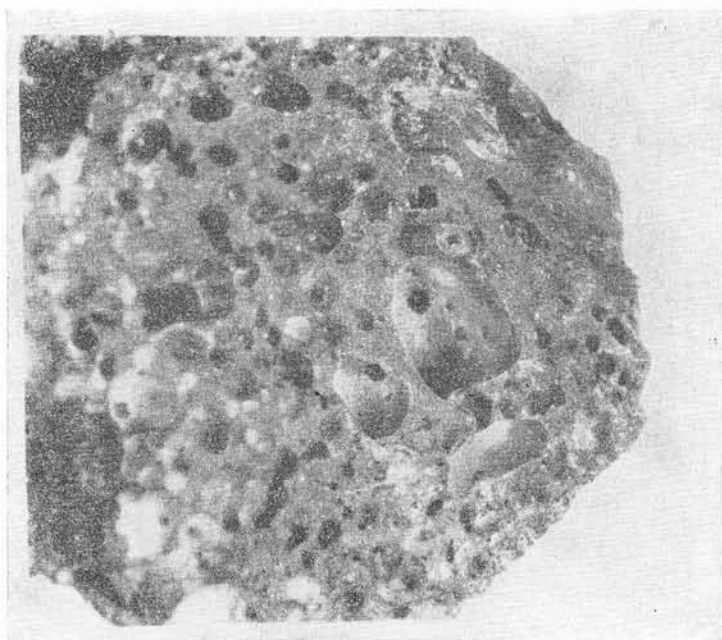


Рис. 18. Грубопузыристые базальты

Видны отверстия на стенках крупных пузырьков и остеклованная блестящая поверхность стенок пузырьков

пузырьки сплюсненной формы, позволяет видеть основную причину линейно-параллельной структуры в ориентирующем воздействии текущей лавы.

Внутренняя поверхность всех этих пузырьков характеризуется тончайшей (сотые доли миллиметра) стекловатой корочкой, свидетельствующей об охлаждающем влиянии газа на стенки пузырька (рис. 18). Единственным источником подобного охлаждения может являться адиабатическое расширение самого газа.

В редких случаях в базальте наряду с пузырьками наблюдаются чрезвычайно крупные полости, лишенные всяких признаков охлаждения их стенок. Размеры этих полостей достигают многих десятков сантиметров в горизонтальном направлении и 10—20 см в вертикальном. Они всегда вытянуты в направлении движения лавы и параллельно поверхности охлаждения потока.

Самой примечательной особенностью полостей является строение их внутренней поверхности. Прежде всего характерна разница в строении дна и свода полости: дно имеет бугорчатую поверхность, со свода же всегда свисает множество округлых, но чаще неправильных

по форме базальтовых сталактитов (рис. 19). В несколько наклонных по отношению к горизонту полостях сталактиты сохраняют вертикальное положение. Часто несколько отдельных сталактитов, сливаясь вместе, образуют нечто вроде извилистой бахромы. Наблюдается соответствие между свисающим со свода полости сталактитом и поднимающимся с ее дна бугорком, что очень напоминает отношения между сталактитами и сталагмитами карстовых пещер.

Описанную картину можно объяснить только резким уменьшением вязкости базальта в слое, окружающем полость. Несомненно, что лишь легко текучий расплав мог образовать структурные формы, подобные сталактитам и сталагмитам.

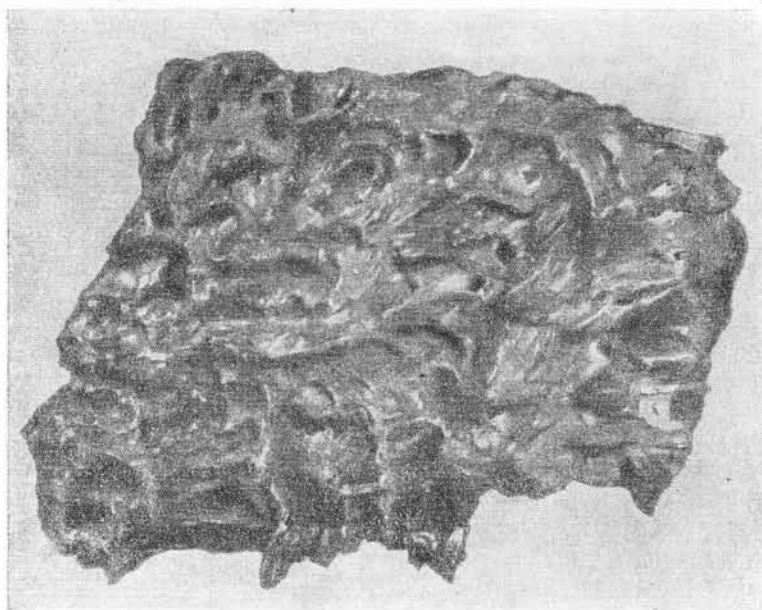


Рис. 19. Верхняя поверхность «оплавленной» полости в трещинных базальтах

Хорошо видна кавернозность поверхности. Стекловатая корочка — ярко-красная, остальная часть образца состоит из нормального черного базальта. В нижней части снимка хорошо видны «сталактиты» базальта. Уменьшено в 8 раз

Следующей важной особенностью полостей является тонкая (1—2 мм), ярко-красная стекловатая корочка, одевающая всю внутреннюю поверхность. Яркая окраска стенок резко отличает подобные пустоты от всех пустот и пузырьков иного происхождения и типа и благодаря ее контрасту с черным цветом окружающих базальтов делает их легко различимыми на расстоянии. Красная корочка на внутренней поверхности полостей свидетельствует об окислительных условиях, в которых происходило их формирование.

Таким образом основные особенности этих полостей можно объяснить, лишь допустив перегрев и окисление лавы на их стенках. В частности, только местное повышение температуры было бы в состоянии вызвать такую разницу в вязкости расплава на стенках полости и за ее пределами.

Непосредственные измерения вязкости базальтовых расплавов в экспериментальных условиях свидетельствуют о весьма значительном ее изменении в небольшом температурном интервале.

В табл. 2 сведены некоторые результаты измерений вязкости расплавов в воздухе, полученные А. А. Леонтьевой (1951)*.

Таблица 2

Степень окисления расплава	Температура, °С	Вязкость, лз
1,04	1345—1125	196—4207
0,48	1330—1160	186—1785
0,28	1320—1170	238—1165
0,09	1365—1120	201—3250

Эти цифры позволяют видеть, что при повышении температуры расплава на 150—245° его вязкость соответственно понижается в 5 и 16 раз. Особенно характерен показатель понижения вязкости сильно-окисленного расплава в 25 раз при повышении его температуры на 220°.

Еще более показательные цифры (табл. 3) были получены путем непосредственных измерений вязкости базальтовых лав в текущих потоках (Берч и др. 1949).

Таблица 3

Место наблюдений	Температура, °С	Вязкость, лз
Поток Мауна-Ики, 1924 г. (Килауэа)	1314—1074	76—4 950
Поток Гембудо (Япония)	1400—1150	137—37 900
Поток Мотомура (Япония)	1400—1150	140—80 000

В этом случае при изменении температуры на 240—250° вязкость базальта изменялась соответственно в 65, 276 и 570 раз.

Имеющиеся измерения вполне могут объяснить оплавление стенок полостей местным повышением температуры в пределах полости.

Необходимо выяснить условия, одновременно способствующие оплавлению стенок полости, образованию сталактитов и окислению расплава, т. е. кристаллизации иматита, а не магнетита, в тонком стекловатом слое на стенках полости.

Не вызывает сомнений, что окислительные реакции в расплаве могли вызываться газовой фазой, как источником кислорода. Следует установить происхождение этой фазы и тех условий, в которых она могла способствовать не только окислению, но и повышению температуры расплава с одновременным увеличением его текучести.

Решение этого вопроса наталкивается на недостаточность наших сведений о взаимодействии между газами и лавами.

При настоящем состоянии знаний можно наметить следующие предположения: 1) процесс осуществляется посредством механизма «газового плавления» и связан с перегревом стенок полостей ювенильными газами в качестве прямого источника тепловой энергии: 2) источником перегрева являются атмосферные газы, вернее реакции, возникающие между атмосферными газами, с одной стороны, и ювенильными газами, а также расплавом на стенках полостей, с другой.

Проблема «газового плавления» обсуждается геологами преимущественно на основании наблюдений, проводившихся на лавовых озерах Гавайских островов.

Однако и для этого, относительно простого случая выводы об активной нагревательной способности ювенильных газов расходятся самым существенным образом. Дей (Day, 1924), Дэли (1936) и другие

* Данные приведены только для конечных температур эксперимента.

считают, что гипотеза газового плавления и «паяльной трубки» лучше всего согласуется с наблюдаемыми явлениями. Шепард (Shepherd, 1938) и Грэйтон (1949) эту гипотезу полностью отвергают.

Адиабатическое расширение, испытываемое поднимающимся газом, является, по утверждению Грэйтона, причиной его охлаждающего, но отнюдь не нагревающего влияния на окружающие массы лавы.

Применить идею газового плавления и к описываемым «оплавленным» полостям в трещинных базальтах долины Монни едва ли возможно. Прежде всего эти полости встречаются довольно редко, в то время как подавляющая масса пузырьков и пустот в базальтах никаких признаков перегрева стенок не обнаруживает. Напротив, они характеризуются ясными признаками более быстрого охлаждения стенок пузырьков, чем лавы, заключенной между ними. Поскольку возможность вадозного происхождения всех газов, с которыми связаны пузыристость и пористость базальтов, исключена, — редкость «оплавленных» полостей представляется непонятной. В то же время идея о перегревающем влиянии быстро поднявшихся* ювенильных газов встречается в данном случае с непреодолимым затруднением, выражающимся в отсутствии под полостями каких-либо следов подобного движения. Однако такие следы, хотя бы в виде столба пористой окисленной лавы, должны были фиксировать путь высоконагретых газов глубинного происхождения.

Более вероятным является второй вариант решения проблемы. Описываемые полости находятся только в слое грубопузыристых базальтов, т. е. на глубине всего нескольких десятков сантиметров от поверхности. В более глубоких слоях потока они не встречаются. Исследование полостей и располагающегося над ними слоя лав позволяет видеть ясные признаки непосредственного сообщения между полостью и атмосферной поверхностью. Эти признаки выражены цепочками небольших пузырьков, тянущимися от свода полости к поверхности потока. Каждый из пузырьков имеет такие же ярко-красные стенки, как и рассматриваемые полости, что резко отличает их от «нормальных» пузырьков базальтов.

Таким образом, одни и те же физико-химические условия влияли на особенности полостей и цепочек пузырьков, посредством которых они сообщались с атмосферой. Очевидно, газы атмосферы в оплавлении стенок пустот и в окислении ограничивающего их базальтового расплава играли главную роль. Следовательно, решение задачи можно искать в экзотермических реакциях между газами воздуха и лавами. Однако здесь сказывается недостаток эмпирического материала, способствующий серьезному расхождению взглядов на энергетические возможности подобных реакций.

Особенно обстоятельно этот вопрос обсуждался зарубежными вулканологами в связи с исследованиями щитовых вулканов Гавайских островов. Заметный перегрев базальтовых расплавов на поверхности Гавайских лавовых озер и действительное сгорание газов в моменты наибольшей вулканической активности, известны уже давно. Дэй (1924) и Дэйли (1936) объясняли эти явления экзотермическими реакциями и, в частности, сгоранием серы, водорода и других ювенильных газов у границы между поверхностью озера и атмосферой.

Шепард (1938) заменил эту гипотезу предположением о переносе тепла к верхней части лавового озера конвекционными потоками магмы. К этому же выводу в последнее время пришел Грэйтон (1949), подкрепив свои соображения попыткой количественного расчета возможного теплового эффекта.

* Медленный гравитационный перенос газов не может быть причиной перегрева лав ввиду неизбежного выравнивания температур в системе газ—расплав.

Необходимо отметить, что ценность этих попыток в значительной мере снижается низкой точностью или отсутствием данных о форме нахождения элементов в магматических расплавах и, в частности, о составе газовой фазы. Наши представления о ювенильных газах магмы основаны на анализах проб, значительная часть которых (до 98% объема) состоит из кислорода, азота и углекислоты скорее всего атмосферного происхождения. Естественно, что принимаемая во внимание часть пробы, остающаяся после вычитания загрязняющих ее примесей, не может дать ясного представления об истинных соотношениях между ювенильными компонентами. Остается неясным вопрос и о первоначальной форме нахождения газов в лавах, так как обнаруживаемые анализом CO_2 , SO_2 , SO_3 , H_2O и т. д. могут представлять собой конечные продукты реакций, изменивших внутримолекулярное состояние газовой смеси.

Точно также далеко еще не разрешен вопрос о форме нахождения химических элементов в магматических расплавах. Для ряда случаев одинаково возможны предположения о реакциях в магме как между ионами, так и между простыми окислами (Леонтьева, 1951; Щербина, 1953). Все это вместе с недостаточностью экспериментальных данных об энергетическом балансе многих реакций чрезвычайно затрудняет соответствующие расчеты и делает их малодостоверными. Более убедительными в связи с этим представляются в некоторых случаях выводы, основанные на полевых геологических наблюдениях.

К числу твердо доказанных полевых фактов, несомненно, следует отнести некоторый перегрев лав на дневной поверхности. Масштабы этого перегрева, хорошо установленные Джаггаром на лавовом озере Килауэа, достигают первых сотен градусов. С поверхностным перегревом лав связана опацификация амфиболов, слюд и пироксенов.

Особенно интересны наблюдения Б. И. Пийпа (1948), устанавливающие постэруптивный нагрев и расплавление (рефузию) рыхлых пирокластических масс, выброшенных некоторыми побочными кратерами Ключевского вулкана. Температура этих масс, измеренная на склоне насыпного вала вокруг кратера Обручева, оказалась через месяц после извержения, равной 790°C . Заинтересованный необычайно длительным сохранением высокой температуры в условиях, исключающих влияние глубинных источников тепла, Пийп повторил измерения на том же самом месте через три месяца после извержения и получил 840°C . Местами наблюдались ясные признаки агглютинации агломератов и их полной рефузии, сопровождаемой течением. Аналогичные примеры отмечены и в продуктах извержений Туйлы и Билюкая.

Интенсивное покраснение участков, в которых наблюдалось вторичное нагревание и расплавление агломератов, приводит к выводу о действенном значении реакции окисления закиси железа. Причиной, вызывающей эту экзотермическую реакцию, может быть только кислород воздуха, засасываемый рыхлыми массами горячих агломератов.

На важное значение подобной экзотермической реакции в процессе опацификации минералов в лавах указывает В. Н. Лодочников (1947).

Такой же механизм может объяснить и картину, наблюдаемую в рассматриваемых полостях, для которых характерно одновременное оплавление и окисление стенок.

Как известно, окисление Fe^{II} до Fe^{III} сопровождается выделением тепла, однако масштабы теплоотдачи экспериментально проверены пока лишь для ограниченных условий, которые нельзя без оговорок переносить на условия в магматических расплавах. Кроме того, нам еще неизвестны не только формы нахождения железа в расплаве (Fe^{II} , Fe^{III} , FeO , Fe_2O_3), но и истинные соотношения между ними до начала окислительной реакции.

Для того чтобы представить возможные масштабы перегрева лав в результате окисления железа кислородом воздуха, можно прибегнуть к расчетам, основанным на некоторых экспериментально полученных константах.

При 18°С и давлении 1 ат реакция $4\text{FeO} + \text{O}_2 = 2\text{Fe}_2\text{O}_3$ сопровождается выделением 132 ккал или 552 000 дж (Брицке и др., 1949). Если предположить, что вся окись железа в базальте произошла путем окисления закиси, то окисленная часть базальта должна испытать нагревание на 71°С*.

При допущении, что вся закись железа в базальте (в среднем 6,37%) переходит в окись, получаем нагревание, равное 92°С. Наконец, полное окисление всего железа от закисной до окисной формы должно дать цифру 160°С.

Несомненно гораздо большим тепловым эффектом сопровождалась бы реакция образования Fe_2O_3 из Fe'' , однако величина теплоемкости ионного железа в силикатных расплавах неизвестна и, таким образом, попытки даже приближенных расчетов невозможны.

Все приведенные подсчеты основаны на совершенно произвольных предположениях и, конечно, не могут служить основанием для точной оценки количественной стороны процесса. Для всех рассмотренных вариантов характерен ощутимый экзотермический эффект, исчисляемый десятками, а может быть, и первыми сотнями градусов.

Необходимо добавить, что известное количество тепловой энергии (которую, впрочем, еще труднее рассчитать) может давать окисление ювенильных S_2 , SO_2 , CO , CH_4 и H_2 .

Все эти рассуждения позволяют считать, что попытка объяснить перегрев и окисление лав, наблюдавшиеся в базальтовых полостях долины Монни, экзотермическими реакциями, возникающими в результате контакта с атмосферой, не противоречат современным физическим представлениям.

Вместе с тем приведенные выше данные о зависимости вязкости базальтовых расплавов от температуры указывают на то, что даже небольшое нагревание может существенно повышать текучесть расплавов. В экспериментах А. А. Леонтьевой повышение температуры на 50—100° понижало вязкость базальтового расплава в 2—3 раза. В пределах того же температурного интервала базальты Гавайских и Японских вулканов понижали вязкость в 3—10 раз.

Подобного результата совершенно достаточно, чтобы вызвать повышенную текучесть расплава и образование натечных структур на стенках.

Наконец, остается рассмотреть механизм, посредством которого кислород воздуха мог проникнуть в эти своеобразные полости, вызвать окисление расплава и его перегрев.

Предполагается, что формирование полостей в результате объединения массы газовых пузырьков происходило непосредственно вслед за излиянием базальтов, когда их температура была еще достаточно высокой, а быстро возрастающая (при охлаждении) вязкость расплава еще не препятствовала удалению газов из полости в атмосферу. Наличие цепочек пузырьков, с помощью которых полости сообщаются с атмосферой, позволяет предположить, что горячие ювенильные газы, прорвавшись наружу, должны были быстро удалиться из полости в атмосферу, а относительно холодные массы воздуха устремиться в полость, давление в которой до этого момента должно было быть, конечно, меньше атмосферного. Высокая температура базальтов спо-

* При следующих исходных данных: среднее содержание Fe_2O_3 5,38% или 1 г·моль на 2960 г базальта, удельная теплоемкость базальта при 800°С 1,32 дж/град (Берч и др., 1949), теплоемкость 2960 г базальта 3900 дж/град, термический эффект 276 000 дж на 1 г·моль Fe_2O_3 .

собствовала началу реакции между кислородом воздуха и железом в расплаве. Эта реакция, развиваясь, вызвала в свою очередь повышение температуры на стенках полостей, продолжавшееся вплоть до истощения FeO или Fe в тонком (1—2 мм) слое расплава, соприкасавшемся с засосанным в полость воздухом.

Плотные базальты

Под слоем грубопузыристых базальтов в лавовом потоке располагается зона относительно плотных базальтов с сравнительно небольшим количеством мелких пор. Пористость этих лав обычно колеблется в пределах 10—12%. Размеры пор почти никогда не превышают 1 мм, их форма во всех случаях является сферической. В отличие от выше лежащих слоев поры здесь очень редко соприкасаются друг с другом и разделены относительно большими участками массивного строения. Плотные базальты играют главную роль в лавовом потоке.

В пределах видимой части трещинного потока ясно различаются два горизонта плотных лав, отвечающих двум последовательным излияниям. Первый горизонт плотных лав составляет основание верхнего потока, его мощность варьирует от 1 до 1,5 м, местами до 2—3 м. Мощность второго горизонта в нижнем потоке остается неизвестной. Неясны также и условия соприкосновения потока с субстратом. Маловероятно, чтобы плотные базальты продолжались вплоть до основания потока. Скорее и здесь необходимо ожидать появления слоя пузыристых базальтов, образование которого должно быть связано с большими массами водяного пара, окклюдируемого расплавом.

Верхняя граница слоя плотных базальтов часто является достаточно резкой и почти прямой. Иногда отмечаются постепенные переходы между грубопузыристыми и плотными лавами, однако и в этом случае граница между ними, намечаемая существенным различием в величине пузырьков, выглядит достаточно отчетливой.

Глава V

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВУЛКАНИЗМ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР И ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ В ДОЛИНЕ МОННИ

Ануйский вулкан и трещинные извержения долины Монни являются наиболее значительным, но не единственным примером четвертичного вулканизма в континентальной части Северо-Восточной Азии.

В верховьях р. Момы (бассейн Индигирки) В. А. Зиминным в 1937 г. был открыт и бегло охарактеризован небольшой вулканический конус (Балаган-Тас), более подробно описанный А. П. Васьковским (1949) на основании образцов лав и аэрофотоснимков по этому участку.

Вулкан Балаган-Тас располагается на третьей надпойменной (25—30-метровой) террасе р. Балаганнах (правый приток р. Момы). Стереометрические измерения аэрофотоснимков дают представление о размерах конуса: высота кратера над поверхностью террасы составляет 180 м, диаметр не превышает 120 м, а его глубина 7—8 м. С вулканом, по-видимому, связан небольшой лавовый поток, занимающий площадь около 4 км². Изученные А. П. Васьковским образцы из кратера оказались сильноокисленными шлаковыми базальтами с объемным весом 0,7. По структурным признакам и петрографическому составу базальты Момского шлакового конуса чрезвычайно похожи на соответствующие разности с Ануйского вулкана.

Отсутствие специальных полевых наблюдений над строением вулкана Балаган-Тас не позволяет судить о его генетическом типе.

Очевидно, это моногенный вулканический аппарат, отличающийся от Аноуйского вулкана не только малыми масштабами вулканических явлений, но и однократным их характером.

Прорванная извержением речная терраса невысокого уровня является бесспорным доказательством четвертичного возраста Момского вулкана. Геологически он связан с зоной крупнейших тектонических разрывов, протягивающейся на огромном протяжении от Момо-Селенняхской депрессии на северо-западе до долины р. Колымы на юго-востоке (Симаков, 1949).

К этому же разлому южнее Балаган-Таса приурочено еще два небольших, молодых вулканических аппарата, отчетливо наблюдаемых на аэрофотоснимках правобережья р. Момы.

На юго-восточном продолжении этой же тектонической зоны П. Г. Вербицким в 1940 г. в верховьях р. Правой Ясачной обнаружены совершенно свежие ярко-красные пористые базальты в неясном залегании. Не исключена возможность, что и лавы Ясачной связаны с постплиоценовым вулканизмом, проявившимся вдоль того же разлома.

Весьма интересное указание на современные вулканические извержения в бассейне р. Индигирки можно найти у лейтенанта Ф. Ф. Матюшкина — спутника Ф. П. Врангеля в его путешествии по Северо-Восточной Сибири и берегам Ледовитого океана в 1820—1824 гг. В своем письме к директору Царскосельского лицея Е. А. Энгельгардту от 20 ноября 1820 г. Ф. Ф. Матюшкин сообщает о своих беседах в Зашиверске с 80-летним миссионером Михаилом, рассказавшим, что «... в хребтах, лежащих к западу от Зашиверска, была прежде, 50 лет тому назад, огнедышащая гора, первая в сибирских горах, следов лавы нигде не видно» (Врангель, 1948).

Это вулканическое извержение скорее всего могло иметь место во второй половине XVIII столетия у северо-западного ограничения Момо-Селенняхской депрессии к западу от бывш. г. Зашиверска, на продолжении той же тектонической зоны, к которой приурочен и вулкан Балаган-Тас. Здесь находится очень слабо исследованная часть Момо-Селенняхского грабена и горста Тас-Хаяхта, где вполне можно ожидать новые находки молодых вулканических аппаратов.

Вулкан Балаган-Тас и другие, еще не изученные, а частью только предполагаемые проявления четвертичного вулканизма в центральной части мезозойской геосинклинали области представляют большой интерес. Они свидетельствуют об очень юных тектонических движениях вдоль длительно существующей мобильной зоны, которая отделяет гигантские депрессии Колымского срединного массива от окаймляющих его блоковых поднятий цепей Черского.

Следующий небольшой центр четвертичного вулканизма был открыт в 1950 г. Г. Е. Черняком в пределах Охотского тектоно-магматического пояса, который характеризуется особенно высокой мобильностью и активным вулканизмом, развивавшимся от верхнеюрского до постплиоценового времени (Устиев, 1959).

Семидесятиметровый поток четвертичных лав встречен Черняком в крайнем северо-западном углу Пенжинской губы, на п-ове Хаимчики. Плотные черные базальты лежат на моренных отложениях первого оледенения и перекрываются мореной второго оледенения. Ни о площади, занятой лавами, ни о характере извержений из-за недостаточности сведений судить невозможно. Межледниковые базальты Хаимчики связаны с крупными северо-восточными разрывами, пересекающими п-ов Тайгонос и северное побережье Пенжинской губы. И в этом случае мы имеем дело с древней и неоднократно подновляв-

шейся зоной тектонических разломов, с которой связаны вулканические излияния мелового, третичного и четвертичного периодов.

Возможно, что некоторые из базальтовых покровов северного и восточного побережий Пенжинской губы, перекрывающих здесь третичные континентальные отложения, частью являются также четвертичными.

На Охотском побережье в окрестностях Магадана Е. К. Устиевым (1941, 1949) описаны липаритовые пеплы, залегающие непосредственно под растительным слоем. В долине р. Красавицы (бассейн р. Хасын) они занимают площадь около 3 км². Позднечетвертичное происхождение пеплов не вызывает сомнений, однако источник этих молодых извержений до сих пор не обнаружен; по-видимому, он располагается за пределами современной суши.

Колоссальное поле слабо изученных молодых эффузивов занимает всю верхнюю часть бассейна Анадыря и истоки рек впадающих в Чукотское море. Главная роль в строении этого вулканического поля принадлежит эффузивам мелового и третичного возраста. С четвертичным вулканизмом С. В. Обручев (1936, 1938₁) связывает округлую впадину оз. Эльгытхын, находящуюся в верховьях одного из истоков Анадыря. По его мнению, оз. Эльгытхын представляет собой гигантскую (диаметр 16—17 км) воронку фреатического взрыва, находящуюся на пересечении двух тектонических разрывов среди горизонтально лежащих эффузивов третичного возраста. Однако последние геоморфологические исследования не подтверждают мнение Обручева, указывая скорее на ледниково-эрозионное происхождение этой впадины (Некрасов, 1958).

Маршрутные исследования В. А. Вакара (1937, 1958) в Северном Анюйском хребте выявили потоки исключительно свежих лав, приспособившиеся к современному рельефу. Один из них, составленный пористыми оливиновыми трахибазальтами, находится в верхнем течении Малого Анюя. Второй поток — гиперстеновых андезито-базальтов — обнаружен в верховьях р. Кепервеем (Малая Россомашья). Свежесть и незаполненные поры лав, а также ясная зависимость потоков от особенностей рельефа приводят к выводу о четвертичном возрасте извержений.

Приведенными примерами исчерпываются известные к настоящему времени проявления четвертичного вулканизма во внутриконтинентальной части Северо-Востока*. Позднечетвертичными оказываются при этом извержения долин Монни и Момы, а также кислые вулканические пеплы окрестностей Магадана. Раннечетвертичный возраст имеют базальты п-ова Тайгонос и предположительно четвертичными являются признаки вулканической активности в истоках Анадыря и в Северном Анюйском хребте, хотя их возраст еще недостаточно обоснован.

Наибольший интерес среди всех этих примеров, конечно, вызывает молодой вулканизм Южно-Анюйского хребта, характеризующийся крупными масштабами трещинных излияний, сменившимися извержениями центрального типа.

Чрезвычайно важным является вопрос о причинах локализации всех этих центров четвертичного вулканизма.

Вулкан Балаган-Тас и другие, еще не исследованные, вулканические аппараты бассейна р. Момы располагаются вдоль зоны разло-

* В сводке П. Н. Кропоткина и Е. Т. Шаталова (1936) говорится о четвертичных базальтовых излияниях в бухте Мелководной. Однако эти сведения, как показали исследования Е. К. Устиева (1949), были ошибочными. Кроме того, С. В. Обручев (1938) упоминает о четвертичном возрасте знаменитых в геологической литературе мареканитов Охотска, но и эти последние, по хорошо документированным данным, относятся к неогену.

мов, ограничивающих Колымский срединный массив. Дифференциальные движения в этой зоне сопровождали формирование мезозойской геосинклинали и далее характеризуют весь континентальный этап развития Северо-Восточной Азии. Только весьма длительная тектоническая подвижность этого важнейшего структурного элемента может быть причиной тесной пространственной связи с ним интенсивного магматизма, развивавшегося здесь от пермского до четвертичного времени. Это один из наиболее богатых магматическими проявлениями районов Северо-Востока, имеющий важнейшее значение для его металлогении. В частности, со структурами, ограничивающими срединный массив, связано 30—40% всех магматических пород, участвующих в строении мезозойской Колымо-Чукотской геосинклинальной области (Венчугова, 1956).

Четвертичные вулканические извержения бассейна р. Момы являются здесь последним отголоском некогда гораздо более интенсивного магматизма.

Четвертичные базальты п-ова Тайгонос, так же как и вулканические пеплы района Магадана, находятся в пределах Охотского вулканического пояса, отделявшего мезозойскую складчатую область от более молодой Охотско-Камчатской геосинклинали. Охотский пояс, так же как и зона, ограничивающая Колымский срединный массив, характеризуется огромным количеством крупнейших дизъюнктивных нарушений. Активная тектоническая жизнь этого пояса, начавшись одновременно с заложением Охотско-Камчатского геосинклинального трога, то-есть в верхней юре, продолжалась до замыкания этой геосинклинали в плиоцене (Устиев, 1959). Однако повышенная его мобильность сказывается и в четвертичном периоде в виде дифференциальных блоковых перемещений в районе Охотского побережья. В частности, значительные поднятия береговой линии отчетливо доказаны для п-ова Кони А. М. Деминым, для окрестностей бухты Шкиперов М. В. Агранович и для юго-восточной оконечности п-ова Тайгонос И. Р. Якушевым.

Наряду с поднимающимися участками здесь же наблюдаются участки, испытавшие некоторое погружение. Результатом погружения огромного блока является и само Охотское море, вернее северная мелководная его половина, на дне которой прослеживаются подводные долины, продолжающие направление некоторых больших рек Охотского побережья — Пенжины, Гижиги, Тауя и Охоты (Линдберг, 1946).

Океанологические исследования в районе Охотского моря показывают, что дно северной его части сложено ледниковыми отложениями с многочисленными прослоями вулканических пеплов (Безруков и Удинцев, 1953). Таким образом, формирование этого бассейна произошло уже в послеледниковое время. Колонки донных отложений указывают на особенное усиление вулканической деятельности к концу ледникового периода. Г. Ч. Линдберг (1946) считает опускание блока на месте северной части современного Охотского моря катастрофически быстрым.

Современная повышенная сейсмичность и многочисленные выходы термальных источников в пределах Охотского пояса также являются следствием его высокой тектонической подвижности.

Охотский пояс включает еще большее количество магматических пород, чем тектоно-магматическая зона, ограничивающая Колымский срединный массив. Согласно подсчетам М. С. Венчуговой (1956) в этом поясе сосредоточено 65% от всей площади, занимаемой изверженными породами на территории Северо-Востока СССР. Четвертичный вулканизм и здесь, следовательно, лишь завершает длительное развитие магматических явлений, сопровождавших формирование континента.

В иной геологической обстановке находятся молодые вулканические проявления в Южном и Северном Анюйских хребтах.

Это одна из наименее изученных областей всей рассматриваемой территории. Тем не менее имеющиеся геологические материалы все же дают представление о молодых тектонических движениях и вулканизме этого района. Бассейн Большого и Малого Анюев ограничивает с севера один из важных геотектонических элементов Северо-Восточной Азии — Омолонскую докембрийскую глыбу, являющуюся крупным юго-восточным фрагментом Колымского срединного массива. К югу от Бол. Анюя, в бассейне Олая, находится крайний северный выступ жесткой тектонической структуры. Это крупный, ограниченный разломами блок палеозойских пород, зажатый среди юрских осадочных и вулканогенных отложений.

Направление складчатых и дизъюнктивных структур в области Анюйских хребтов достаточно отчетливо согласуется с северным ограничением Омолонской глыбы. В соответствии с направлением этой границы они характеризуются преимущественно северо-западными, близкими к широтным, простирациям.

Это же направление типично как для самих Анюйских хребтов, так и для основных участков долин обоих Анюев.

Однако не только конфигурация Омолонской глыбы могла быть причиной ориентированности многих структурных элементов, характеризующих все северо-восточное Приколымье вплоть до побережья Восточно-Сибирского моря, и далее вплоть до о-ва Врангеля. Другую причину, которая могла влиять на их направление следует искать за пределами современного континента. Ее можно предполагать в «Гиперборейском щите» Н. С. Шатского (1935), предположение которого подкреплялось данными о горизонтально залегающих кембрийских отложениях о-ва Беннета*. В последние годы реальность существования этой жесткой структуры платформенного характера доказана, кроме того, огромной областью спокойного магнитного поля, которая протягивается сразу за материковым склоном от Новосибирских островов до мыса Барроу на Аляске (Токарев, 1951). Докембрийское (?) основание платформы перекрыто мощной толщей горизонтально лежащих отложений со слабой магнитной восприимчивостью.

Южная граница этой арктической платформы также имеет близкое к широтному направление и, таким образом, вместе с северной границей Омолонской глыбы могла в известной степени влиять на основные структурные линии в области Анюйских хребтов.

Вместе с тем более молодые, чем складчатость, субширотные и северо-западные разломы возникли в рассматриваемой области в связи с образованием Охотской тектонической зоны, образовавшейся на границе молодой Охотско-Камчатской геосинклинали (Устиев, 1959). От обширного поля меловых и третичных эффузивов Анадырского плато, связанного с разрывами северо-восточного простираения, в область Анюйских хребтов протягиваются узкие полосы молодых лав, контролируемых разломами северо-западного (почти широтного) простираения. Определенная пространственная и возрастная связь этих покровов с эффузивами Анадырского плато свидетельствует о едином происхождении северо-восточных и северо-западных разрывов, к которым они приурочены. Разрывы, поперечные к Охотскому вулканическому поясу, характерны не только для области Анюйских хребтов и Анадырского вулканического нагорья; они столь же ясно прояв-

* Идея о докембрийском массиве в южной части Ледовитого океана еще до того, как она нашла себе подтверждение в новых данных магнитометрической съемки, поддерживалась на основании структурных соображений многими геологами как в Советском Союзе, так и за рубежом (А. Д. Архангельский, С. В. Обручев, Дж. Умбров, А. Ирдли и др.).

ляются на всем протяжении пояса (поперечная структура Омсукчанского грабена-прогиба, меридиональные ограничения Охотского докембрийского блока и т. д. (Устиев, 1949, 1959).

Еще более молодые — четвертичные линии широтных или близких к ним разрывов намечаются самым побережьем Восточно-Сибирского и Чукотского морей, отделяющим современную сушу от грандиозных по площади недавних опусканий, образовавших эти мелководные бассейны. Опускания имели, по-видимому, сбросовый характер и произошли достаточно быстро, на что указывают хорошо прослеживаемые в пределах материковой отмели подводные долины Индигирки, Колымы, Чауны и всех крупных рек, впадающих в Чукотское море. Об этом же свидетельствуют ясные признаки сохранившейся древней береговой линии, отмечаемой 50-метровой изобатой, у которой обрываются подводные долины. Исключительная извилистость этой изобаты действительно напоминает сильно изрезанный берег, который, конечно, не сохранил бы своих очертаний в случае движений медленного характера (Сакс, 1952).

Приблизительно параллельно этому же направлению происходило поднятие горных массивов к югу от побережья. Наблюдения В. А. Вакара (1937, 1958) говорят об очень молодых поднятиях в пределах Северного Анойского хребта, отмечаемых эпигенетическими долинами, врезанными не менее чем на 100 м. Такие же признаки молодых и современных поднятий в Большом Анойском хребте обнаружили к западу от р. Ангарки Е. П. Тараканов и Р. Р. Зиверт.

Широтные разломы, послужившие каналами для позднечетвертичных трещинных излияний долины Монни, являются, судя по их параллельности, многочисленным кварцевым и аплитовым жилам, секущим склоны долины, по-видимому, омоложенными дизъюнктивными структурами более древнего происхождения.

Наряду с структурными линиями северо-западного и широтного направлений в этой части Приколымья заметную роль играют приблизительно перпендикулярные к ним разрывы. Они намечаются поперечными долинами ряда рек, линиями ограничений отдельных приподнятых или опущенных блоков, цепочками интрузий и, наконец, установленными при геологическом картировании многочисленными небольшими разломами, сопряженными с разломами северо-западного простирания. Наглядным примером подобной серии разрывов, образующих грубо ромбоидальную сетку, являются ближайшие окрестности Анойского вулкана. Северо-восточные разрывы более крупного масштаба установлены недавно в Северном Анойском хребте, где в верховьях Погындена ими ограничен крупный блок архейских пород, приподнятый и зажатый среди мезозойских геосинклинальных отложений.

Все северо-восточное Приколымье в целом представляет собой, как писал еще С. В. Обручев (1938), крупный приподнятый участок блокового строения, ограниченный с запада и востока опускающимися участками северо-западного Приколымья и Чаунской губы. Выше отмечалось, что еще более грандиозные четвертичные опускания установлены в последние годы и с севера от этой территории в области, затопленной в настоящее время водами Восточно-Сибирского и Чукотского морей.

Такие же грандиозные опускания охватили в недавнем прошлом и район Берингова пролива с северной частью Берингова моря (Сакс, 1952). Ледниковые отложения, прикрывающие, по данным П. Л. Безрукова и Г. Б. Удинцова (1953), всю северную половину дна Берингова моря, позволяют говорить о том, что еще в ледниковое время она представляла собой сушу, по которой из Азии в Америку могло осуществляться переселение четвертичных животных и человека (Hibben, 1944).

Таким образом, район Южного и Северного Аноийских хребтов, так же как и все южное побережье Чукотского моря, необходимо рассматривать как геотектоническую область с ясно выраженной тенденцией к блоковому поднятию, граничащую со столь же крупными областями молодого опускания.

Это, естественно, не исключает наличия в пределах этой области отдельных участков, испытывающих опускание. Так, современные опускания характерны для восточной оконечности Чукотского полуострова (Лупанова, 1937).

Подобная геологическая обстановка делает понятным развитие в этом районе позднечетвертичных вулканических явлений, к числу

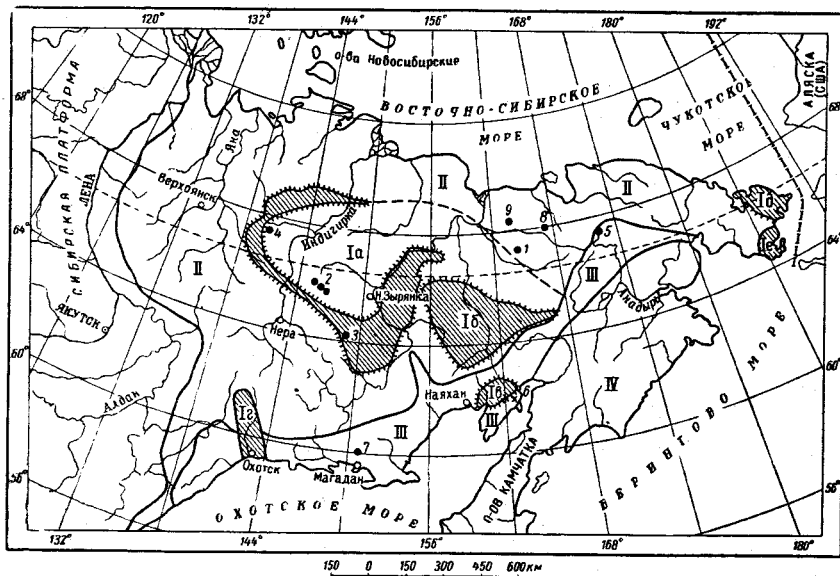


Рис. 20. Схематическая карта распространения центров четвертичного вулканизма на территории Северо-Востока СССР (исключая Корякско-Камчатскую область)

Ia — Колымский срединный массив, Ib — Омолонская глыба, Ic — Тайгоноская глыба, Id — Охотская глыба, Id — Северо-Чукотская глыба, Ie — Южно-Чукотская глыба; II — палеозойско-мезозойская геосинклинальная область (Колымо-Чукотская складчатая область), III — пограничная зона между двумя разновременными геосинклинальными областями (Охотская тектоно-магматическая зона); IV — мезозойско-кайнозойская геосинклинальная область (Корякско-Камчатская складчатая область)

Центры четвертичного вулканизма: 1 — Аноийский позднечетвертичный вулкан, 2 — группа Момских позднечетвертичных вулканических аппаратов, 3 — четвертичные лавы р. Прав. Ясанной, 4 — Зашиверский вулкан (извержения XVIII столетия), 5 — эксплозивная (?) воронка оз. Эльгытхын, 6 — межледниковый базальтовый поток п-ова Тайгонос, 7 — четвертичные вулканические пеплы района г. Магадан, 8 — четвертичный поток трахизабазальтов в верховьях р. Мал. Аноя, 9 — четвертичный поток андезито-базальтов в среднем течении р. Мал. Аноя

Заштрихованные участки обозначают области с устойчивой тенденцией к поднятию в четвертичное время

которых относятся Аноийский вулкан и трещинные базальты долины Монни.

Необходимо отметить, что очень слабая геологическая изученность всей этой территории делает очень возможным предположение о новых находках здесь молодых вулканических центров* (рис. 20).

О связи континентального вулканизма с областями опусканий писал А. Д. Архангельский (1937). Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1949)

* Летом 1957 г. (после того, как эта работа была написана) в бассейне р. Бол. Аноя обнаружен еще один, пока малоисследованный центр четвертичного вулканизма. Он располагается в верховьях р. Алучин, близ водораздела с Олоем (бассейн Омолон). Предварительные сведения (устное сообщение Л. А. Сняtkова) говорит о трех вулканических конусах и протянувшимся почти на 70 км лавовом потоке. Последний уже прорезан долиной реки и относится, по-видимому, к раннечетвертичному времени.

предпочитал говорить в этой связи об областях поднятий. В данном случае, как видим, все до сих пор известные центры четвертичного вулканизма на Северо-Востоке располагаются у границы областей, испытывающих вертикальные перемещения с обратными знаками.

Приводимая схема, на которой нанесены важнейшие неотектонические элементы Северо-Восточной Азии и центры четвертичного вулканизма, проявлявшегося в континентальной ее части, позволяет подойти к проблеме их распределения и с несколько иной позиции.

В самом деле, почти все описанные здесь молодые вулканические аппараты располагаются поблизости от границ древних блоков, играющих большую роль в строении и развитии мезозойской геосинклинальной области. Если систему этих блоков, охватывающую Колымский срединный массив, Омолонскую и Тайгоносскую глыбы объединять, как это часто делается, в единую жесткую структуру огромного масштаба, то все достоверно четвертичные вулканические аппараты окажутся у границ этого структурного комплекса. В значительном удалении от него находятся лишь молодые лавы Северного Анюйского хребта и воронка оз. Эльгытхын, четвертичное происхождение которых требует дополнительных доказательств, либо является сомнительным. В таком же положении оказываются четвертичные вулканические леплы окрестностей Магадана, центр извержения которых, по-видимому, находится за пределами современной суши. Кольцо молодых вулканических аппаратов вокруг всей этой жесткой структуры свидетельствует о не прекращающихся дифференциальных подвижках вдоль ее границ и о глубоком заложении разрывов, по которым происходят подобные подвижки.

ПЕТРОГРАФИЯ ЛАВ АНЮЙСКОГО ВУЛКАНА И ТРЕЩИННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ДОЛИНЫ МОННИ

Глава VI

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЗМ ЛАВ АНЮЙСКОГО ВУЛКАНА

Конус Анюйского вулкана сложен преимущественно продуктами поздних извержений, представленных красно-бурыми слабосцементированными шлаками, чередующимися с тонкими прослоями бурых сильно-пузыристых лав. Эти же породы слагают небольшие короткие потоки ранних извержений, вскрытые протекающим здесь ручьем.

С последним этапом деятельности вулкана связан большой поток черных базальтов, перекрывших красные пузыристые базальты ранних излияний и составляющих не менее 90% от общего объема продуктов центральных извержений.

Различия в свойствах пород начальной и конечной стадии деятельности вулкана, делают необходимым раздельное их рассмотрение.

Лавы ранних стадий

Лавы ранних стадий почти во всех случаях характеризуются красной либо бурой окраской. Исключение представляет собой лишь серая лава (образец № 41) жерла вулкана, встречаемая также в виде отдельных глыб на дне кратера. Ее возникновение, вероятно, обязано последним пароксизмам извержения. Однако неясное залегание кратерных серых лав и большее петрографическое их сходство с красными лавами заведомо раннего происхождения позволяют связывать эту лаву скорее с ранними стадиями.

Все лавы, участвующие в строении конуса и ранних потоков, отличаются высокой пористостью (от 20 до 60—70%). Размеры пузырьков колеблются от долей миллиметра до 1—2 мм. Они имеют либо округлую, либо овальную форму и в последнем случае обычно вытянуты в одном направлении, фиксируя ясно намечающиеся текстуры течения. Нередко наряду с пузырьками среднего размера встречаются значительно более крупные каверны, стенки которых пронизаны большим числом мелких отверстий.

Обилие мелких пор сообщает излому лав землисто-шероховатый характер, а поверхность потоков благодаря одевающей их тонкой корочке ярко-красного стекла кажется глянцеvито-блестящей. В этом случае масса небольших острых выступов на поверхности потока позволяет относить подобные лавы к колюче-заноцистому типу.

В большинстве случаев лавы ранних этапов не имеют видимых вкрапленников. Лишь в редких образцах можно наблюдать мелкие кристаллики желтовато-зеленого оливина.

Под микроскопом видно, что они обычно нацело состоят из бурого непрозрачного пенистого стекла с обильной мелчайшей сыпью. В серой лаве вместо слегка просвечивающих пластинок гематита можно видеть тонкую, совершенно непрозрачную магнетитовую пыль. При больших увеличениях различимы тончайшие кристаллиты, величина которых измеряется долями микрона. Можно полагать, что они представляют собой зародыши микролитов плаггиоклаза.

Как видно из табл. 4, лавы этой группы представляют собой практически лишенное кристаллических частиц вулканическое стекло.

Таблица 4

Составные части	№ шлифа				
	37	38	39	40	41
Стекло и кристаллиты	100,0	100,0	100,0	99,7	100,0
Оливин	—	—	—	0,3	Следы
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
% пористости	65,5	34,5	57,6	18,3	25,8

Редкие вкрапленники оливина, величина которых не превышает 1 мм, сильно резорбированы. Некоторые кристаллики раздроблены. Их оптические свойства $Ng - Np = 0,036$; $2V = 90^\circ$ (шлиф № 40) указывают на принадлежность к богатым магнием хризолитам с 12% фаялитовой составляющей.

В табл. 5 сведены результаты химического анализа красно-бурой (образец № 40) и серой лавы (образец № 41).

Таблица 5

Окислы	Образец № 40		Образец № 41	
	весовые, %	молекулярное количество	весовые, %	молекулярное количество
SiO ₂	53,60	892	54,00	899
TiO ₂	1,49	19	1,60	20
Al ₂ O ₃	15,55	152	15,14	148
Fe ₂ O ₃	5,26	33	1,72	4
FeO	4,62	64	8,05	113
MnO	0,13	—	0,14	—
MgO	5,91	146	5,89	146
CaO	7,20	128	7,48	134
Na ₂ O	3,50	56	3,71	60
K ₂ O	1,46	16	1,39	15
H ₂ O ⁻	0,26	—	0,13	—
H ₂ O ⁺	0,60	—	0,21	—
P ₂ O ₅	0,41	3	0,31	3
Сумма	99,99	—	99,77	—

Примечание. Все анализы лав Анюйского вулкана и базальтового потока долины Монни выполнены Т. Л. Белополюской.

№ образца	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)									
	a	c	b	s	Q	f'	m'	c'	n	φ
40	10,1	5,6	20,3	64,0	+2,2	44,1	49,6	16,3	77,9	50,8
41	10,2	5,0	22,3	62,5	-0,4	36,7	44,6	18,7	80,0	6,7

№ образца	Нормативный состав									
	Q	Or	Pt	Px	Mt	Hп	I	Ar	Состав пироксена	Состав плагиоклаза
40	4,4	9,1	51,8	25,2	—	5,4	3,0	1,1	Wo 16,6; En 63,8; Fs 19,6	№ 59
41	0,8	8,8	52,2	33,1	0,9	—	3,5	0,7	Wo 18,7; En 50,5; Fs 30,8	№ 55

Обе лавы близки по составу. Первая из них слегка пересыщена вторая несколько недосыщена кремнеземом. В нормативном составе обоих образцов наблюдается небольшое количество кварца вместо оливины, отмечаемого в модальном составе лав. Бурая лава характеризуется значительно большим относительным и абсолютным содержанием окисного железа, чем серая лава. Различная степень окисления железа иллюстрируется коэффициентом φ , который, в частности, в образце № 40 почти в 9 раз выше, чем в образце № 41.

Лавы ранних излияний заметно кислее лав главного потока. По содержанию кремнезема оба образца выходят за пределы колебаний, характерных для типичных базальтов (47—52% SiO₂, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, 1925), приближаясь уже к андезито-базальтовым нормам. От нормальных базальтов они отличаются также несколько более высоким содержанием щелочей, которое сближает их с трахибазальтами. Последнее обстоятельство сказывается на появлении в нормативном составе лав заметных количеств потенциального ортоклаза.

Лавы поздних стадий

Лавы поздних стадий в кратере не обнаружены и появляются лишь на северо-западном склоне конуса в головной части потока, откуда распространяются вниз к долине Монни и далее вплоть до конца потока, на расстояние до 16 км от вулкана. Несмотря на обилие структурных разностей, лавы поздних стадий характеризуются относительным постоянством петрографических свойств.

В зависимости от положения той или иной части потока по отношению к его поверхности последняя слагается стекловатыми, тонкопузыристыми, грубопузыристыми или плотными лавами.

Стекловатые разности особенно характерны для головной части позднего потока, в которой основную роль играют причудливые нагромождения аа-лав. В виде стекловатой корки эти лавы слагают поверхность всей остальной части потока. В этом случае толщина зоны закалки исчисляется немногими сантиметрами. Пузыристыость стекловатых лав незначительна. Цвет стекла обычно смоляно-черный, в более редких случаях видны буровато-черные оттенки. Светопреломление варьирует от 1,572 (буровато-черное стекло, образец № 44) до 1,592 (смоляно-черное стекло, образец № 42). По данным Джорджа (George, 1924), эти данные соответственно отвечают 50,9% и 48,7% кремнезема.

Под лупой в стекловатых лавах различаются немногочисленные вкрапленники таблитчатого бесцветного плагиоклаза и резорбированного желтовато-зеленого оливина (рис. 21а).

Под микроскопом виден буро-коричневый или бурый цвет стекла; у нижней границы стекловатой корочки оно постепенно становится более темным, в результате начавшейся кристаллизации магнетита.

Среди стекла выделяются вкрапленники оливина, плагиоклаза и пироксена, а также редкие микролиты плагиоклаза. Содержание кристаллических частиц колеблется в пределах от 15 до 30 объемных процентов. Структура типично витропорфировая.

Оливин встречается в виде вкрапленников, размеры которых достигают 1 мм. В большинстве случаев он сильно разъеден; нередко скелетные кристаллы скипетровидной формы. Более мелкие вкрапленники оливина отличаются идиоморфизмом. Часто они раздроблены и разделены основной массой. В некоторых шлифах оливин образует гломеропорфировые сростки величиной до 2 мм. В проходящем свете он либо совершенно бесцветен, либо отличается еле заметной желтоватой окраской. По величине угла оптических осей $2V = -89^\circ$ и двупреломлению $Ng - Np = 0,035$ оливин относится к магнезиальным хризолитам с 10% *Fa* (шлиф № 44).

Пироксен образует идиоморфные вкрапленники с примерно одинаковым развитием граней призмы и пинакоидов. Величина кристаллов меняется от 0,2 до 0,7 мм. В проходящем свете имеет слабо-сероватую окраску. Оптические свойства указывают на принадлежность этого пироксена (шлиф № 44) к богатым кальцием авгитам: $Ng - Np = 0,024$; $c : Ng = 44^\circ$; $2V = 59^\circ$; *Wo* 45%; *En* 42%; *Fs* 13%.

Расчет приблизительного состава пироксенов здесь и далее проведен по диаграмме М. М. Веселовской (1950) для пироксенов эффузивных пород. На диаграмме Хесса (1949) те же данные отвечают несколько более железистым авгитам. Исследования М. М. Веселовской показали существенные различия в оптических свойствах пироксенов одного состава, но различного происхождения, что делает необходимым применение отдельных диаграмм для приближенного определения пироксенов интрузивных и эффузивных пород. Диаграмма Хесса, пользующаяся широким распространением за границей, не учитывает этих особенностей пироксенов и в связи с этим уступает диаграмме М. М. Веселовской.

Плаггиоклаз наблюдается в виде идеально свежих удлиненно-таблитчатых вкрапленников длиной до 0,8 мм и шириной 0,1—0,2 мм. Сдвойникованные и несдвойникованные кристаллы одинаково часты. Кроме вкрапленников, в некоторых стеклах закаленной оторочки потока встречаются редкие лейстовые или игольчатые микролиты плаггиоклаза.

Плаггиоклаз является лабрадором и лабрадор-битовнитом (табл. 6).

Таблица 6

№ п/п	Координаты двойной оси			2V	Двойниковая ось	% Ап
	Ng	Nm	Np			
44	73,5°	42°	53°	—	$\perp \frac{[001]}{(010)}$	57
44	34°	61°	73,5°	—	$\perp (010)$	59
46	37,7°	60,5°	69,0°	80°	$\perp (010)$	70

Количественные соотношения между минералами и стеклом видны из табл. 7.

Таблица 7

Составные части	№ шлифа				Среднее
	32	42	44	46	
Стекло	86,5	—	76,4	70,7	77,8
Оливин	4,3	—	4,5	14,8	7,9
Пироксен	1,2	—	7,2	—	2,8
Плаггиоклаз	8,0	—	11,9	14,5	11,5
Сумма	100,0	—	100,0	100,0	100,0
% пористости п стекла	22,8	—	—	—	—
	—	1,592	1,572	—	—

Пузыристые разности базальтов. Под закаленной коркой потока располагается зона пузыристых лав, которая отчетливо делится на две части. Верхняя состоит из тонкопузыристых базальтов со сферидальными и неправильными пузырьками размером от 0,5 до 1 мм. Нижняя часть зоны слагается относительно грубопузыристыми базальтами с овальными и сферическими пузырьками величиной 3—5 мм. Направление вытянутых пузырьков совпадает с направлением течения потока и, таким образом, фиксирует текстуру течения. Тонко- и грубопузыристые лавы заметно различаются как структурой, так и количественными соотношениями между компонентами.

Тонкопузыристые базальты. Стекловатые лавы наружной корки потока постепенно переходят в тонкопузыристые лавы, слагающие слой толщиной 10—15 см. В более редких случаях толщина слоя достигает 0,5 м.

Тонкопузыристые лавы характеризуются темно-серым, почти черным цветом. Матовая, шероховатая поверхность резко отличает их от блестящих лав стекловатой корки. Относительный объем пор меняется в пределах 20—35%.

Макроскопически отчетливо различаются широкопластинчатые вкрапленники водянопрозрачного плагиоклаза и округлые кристаллики желто-зеленого оливина. В редких образцах можно видеть черные вкрапленники пироксена.

В шлифах эти лавы характеризуются большей степенью кристалличности по сравнению с лавой корки потока. Помимо вкрапленников плагиоклаза (длиной до 1 мм), оливина и пироксена (размеры которых не более 0,5 мм по главной оси), наблюдаются относительно многочисленные микролиты плагиоклаза и значительно более редкие микролиты пироксена. Микроструктура основной массы гиалопилитовая. Стекло отличается значительно более темной окраской благодаря обильной, хотя и чрезвычайно тонкой магнетитовой пыли (рис. 21 б).

Оливин входит только в состав вкрапленников. Он образует частью резорбированные, частью идиоморфные бесцветные зерна от 0,2 до 0,5 мм. В некоторых вкрапленниках видны редкие включения бурого стекла. По оптическим свойствам они определяются, как бедные железом хризолиты (табл. 8).

Таблица 8

№ шлифа	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	% Fa
27	1,700	1,663	0,037	89°	10
28	—	—	0,036	90°	12
51	—	—	0,037	88°	8

Пироксен наблюдается главным образом в виде вкрапленников. В стекловатой основной массе кое-где видны очень мелкие округлые, но чаще удлинённые зернышки микролитов. Величина их колеблется в пределах 0,005—0,01 мм. Величина вкрапленников от 0,05 до 0,5 мм. Таким образом, между вкрапленниками и микролитами почти нет разрыва в величине кристалликов и многие микровкрапленники почти не отличимы от микролитов.

Вкрапленники пироксена характеризуются хорошей сохранностью и слабо — сероватым (в проходящем свете) цветом. В большинстве случаев они идиоморфны; в поперечных разрезах видно почти равномерное развитие граней призмы и пинакоидов. По оптическим свойствам пироксен относится к богатым кальцием авгитам (табл. 9).

В микровкрапленниках авгита величиной 0,03—0,04 мм наблюдаются те же углы оптических осей, что и в кристаллах относительно крупных

Таблица 9

№ шлифа	<i>Ng</i>	<i>Np</i>	<i>Ng - Np</i>	<i>c:Ng</i>	<i>2V</i>	% Wo	% En	% Fs
27	—	—	0,024	45°	60°	46	41	13
28	—	—	0,022	41°	59°	45	42	13
51	1,712	—	0,024	44°	58°	42	42	16

размеров. В частности, в шлифе № 28 $2V=60^\circ$, в шлифе № 51 $2V=60-61^\circ$.

Микролиты пироксена в лавах этой группы из-за малой величины кристалликов точно неопределимы. Наблюдения при $800\times$ приводят к выводу о их менее высоком двупреломлении и меньшей величине *c:Ng* чем во вкрапленниках, что предполагает возможность пижонитовой природы микролитов.

Плаггиоклаз встречается в виде вкрапленников, имеющих широко- и удлиненно-таблитчатую форму.

Широкотаблитчатые вкрапленники относительно редки и крупны (до 1 мм и иногда несколько больше). Как правило, они оплавлены и содержат заметное количество включений мезостазиа. Кристаллы окружены темной каемкой из обогащенного магнетитовой пылью стекла. Приводимая характеристика свидетельствует об интрателлурическом происхождении этих вкрапленников.

Удлиненно-таблитчатые кристаллики плаггиоклаза никаких следов оплавления не несут. Они отличаются микроотиновым характером и полисинтетическим двойникованием. В отличие от доэффузивных вкрапленников, иногда имеющих неяснозональное строение, вкрапленники более позднего происхождения обычно незональны.

Микролиты плаггиоклаза чаще всего имеют игольчатый габитус. Иногда встречаются лейстовые зерна с альбитовыми двойниками. Состав плаггиоклаза как во вкрапленниках, так и в микролитах отвечает лабрадору (табл. 10).

Таблица 10

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			<i>2V</i>	Двойниковая ось	% An	Примечание
	<i>Ng</i>	<i>Nm</i>	<i>Np</i>				
51	62°	75°	32°	—	[001]	68	Вкрапленник
51	37	62	68	—	⊥ (010)	70	"
51	—	—	—	—	—	70	Микролит

Примечание. Все определения микролитов сделаны по максимальному углу угасания в зоне $\perp (010)$.

Количественные соотношения между компонентами тонкопузыристых базальтов приведены в табл. 11.

Несмотря на близость составов стекловатых и тонкопузыристых лав, последние несколько беднее стеклом и содержат большее количество авгита и плаггиоклаза. Количество вкрапленников оливина либо находится здесь на том же уровне, либо даже несколько убывает.

О химизме лав главного потока Анюйского вулкана можно судить по двум анализам тонкопузыристой разности. Анализированы два образца № 28 и 51. Первый образец взят у слияния западной и восточной ветвей потока у подножия описанных выше лавопадов в 2,5 км от вулкана, второй — из кратерообразного углубления большого лавового конуса близ конца потока центрального извержения приблизительно в 15 км от вулкана.

Таблица 11

Составные части	№ шлифа			Среднее
	27	28	51	
Стекло	75,8	74,7	68,0	72,8
Оливин	5,6	6,7	3,0	5,1
Пироксен	4,4	5,6	7,0	5,7
Плагиоклаз	14,2	13,0	22,0	16,4
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

За исключением деталей второстепенного характера химизм обеих лав можно считать тождественным. Отличительной чертой является большая основность лав главного потока по сравнению с лавами ранних стадий извержения (табл. 12).

Таблица 12

Окислы	Образец № 28		Образец № 51	
	Весовые %	Молекулярное количество	Весовые %	Молекулярное количество
SiO ₂	49,30	821	50,10	834
TiO ₂	2,22	28	2,00	25
Al ₂ O ₃	15,40	151	15,15	148
Fe ₂ O ₃	1,44	9	0,84	5
FeO	8,71	123	9,91	140
MnO	0,16	—	0,18	—
MgO	7,18	180	7,07	126
CaO	8,35	149	7,43	184
Na ₂ O	7,70	60	3,66	59
K ₂ O	2,54	27	2,37	25
H ₂ O ⁻	0,23	—	0,24	—
H ₂ O ⁺	0,36	—	0,46	—
P ₂ O ₅	0,77	6	0,49	4
Сумма	100,36	—	99,90	—

№ шлифа	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)									
	a	c	b	s	Q	f'	m'	c'	n	φ
28	11,7	4,3	27,0	57,0	—13,7	35,0	44,0	21,0	69,0	12,8
51	11,3	4,3	26,6	57,8	—11,3	38,0	31,8	30,2	70,0	6,7

№ образца	Нормативный состав											
	Q	Or	Pl	Ne	Px	OI	Mt	Hm	Il	Ap	Состав пироксена	
28	—	15,1	41,6	4,3	14,7	16,4	1,4	—	4,3	2,0	Wo 50; En 34; Fs 16	№ 58
51	—	13,9	38,2	5,5	24,9	10,9	1,2	—	3,8	1,3	Wo 50; En 27; Fs 23	№ 62

Тонкопузыристые лавы главного потока по содержанию кремнезема относятся к нормальным базальтам, отличаясь от них относительно

высоким содержанием щелочей. Оба исследованных образца занимают промежуточное положение между типичными базальтами, с одной стороны, и тефритобазальтами, либо трахибазальтами, с другой. Повышенная щелочность лав сказывается и при пересчетах на нормативный состав в относительно высоком содержании нормативного ортоклаза и

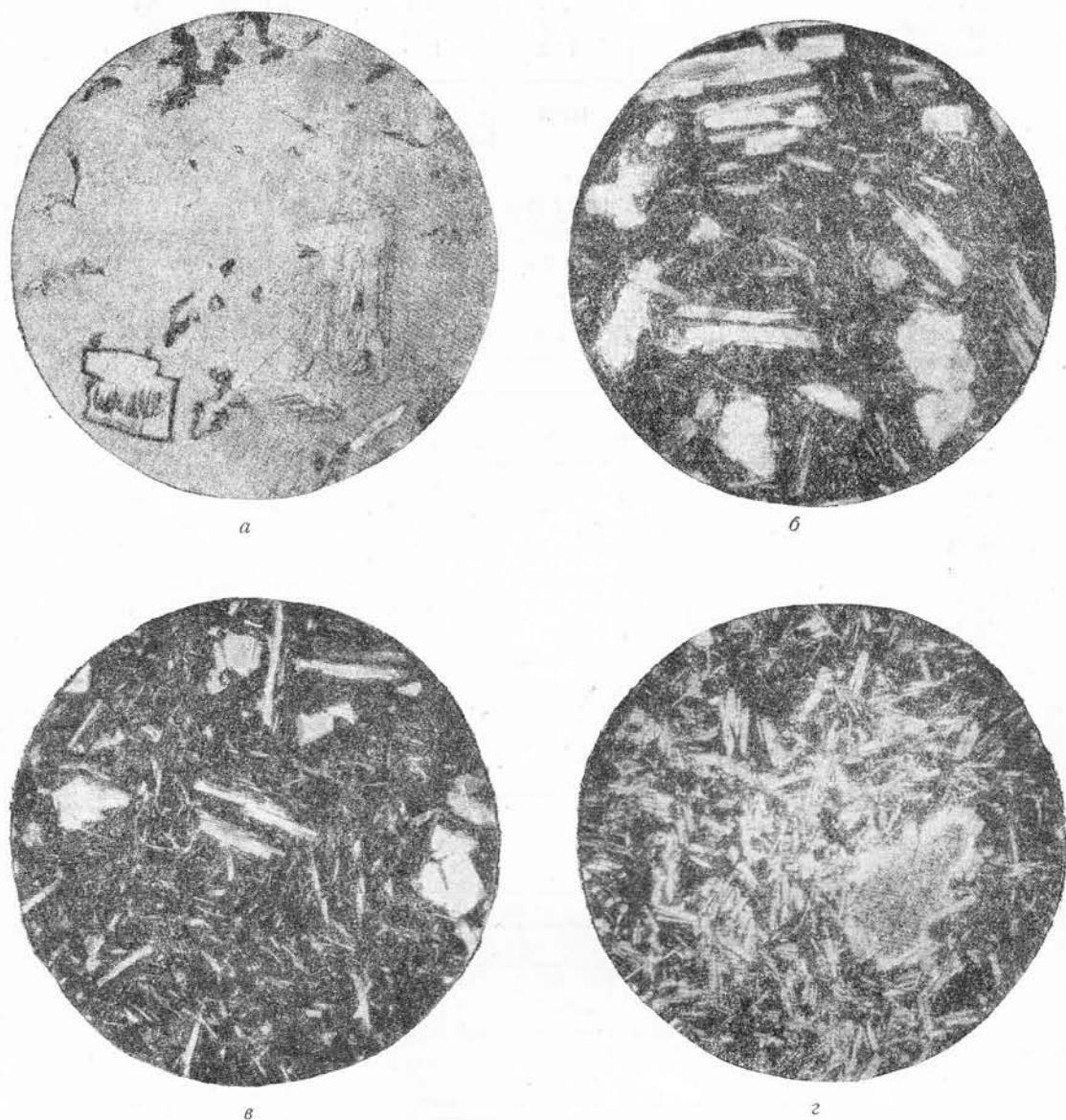


Рис. 21. Структурные типы лав долины Монни

а — стекловатая лава закаленной корки без микролитов (шлиф, без анализатора, $\times 30$); б — лава из тонкопузыристого слоя с редкими микролитами (шлиф, ник. +, $\times 50$); в — лава из грубопузыристого слоя с игольчатыми микролитами (шлиф, ник. +, $\times 50$); г — лава из плотного слоя с обильными лейстами микролитов (шлиф, ник. +, $\times 10$)

небольшом количестве нефелина. Таким образом, дифференциация лавы в пределах периферического очага шла в направлении одновременного увеличения основности и щелочности расплавов.

Грубопузыристые базальты слагают главную массу потока, уступая место более плотным базальтам либо долеритам, начиная с глубины более 10 м.

Грубобузыристые лавы имеют темно-серый, почти черный цвет и характеризуются большим количеством округлых или овальных пор величиной 10—15 мм. В типичных лавах этой зоны поры занимают от 20 до 30% объема. Промежутки между ними соизмеримы со средней величиной самих пор.

На фоне матовой или слегка блестящей основной массы видны редкие вкрапленники желтовато-зеленого оливина и очень многочисленные удлинено-таблитчатые кристаллики плагиоклаза. Величина вкрапленников 0,5—1,5 мм. Вкрапленники пироксена макроскопически неразличимы.

В шлифах грубобузыристые лавы характеризуются гиалопилитовой структурой основной массы, состоящей из серовато-бурого стекла с обильной магнетитовой пылью, микролитами плагиоклаза и моноклинного пироксена. Серые оттенки в окраске стекла связаны с возросшей ролью тонкодисперсного магнетита. Во вкрапленниках присутствуют оливин, плагиоклаз и пироксен (рис. 21, в).

Оливин дает как отчетливо резорбированные, так и идиоморфные вкрапленники. Последние во всех случаях отличаются меньшими размерами. Идиоморфные вкрапленники при среднем размере около 0,2 мм редко превосходят 0,5 мм, в то время как резорбированные и округленные кристаллы достигают 1,5 мм. Среди крупных вкрапленников не наблюдается, однако, скелетных кристаллов, столь характерных для гиалобазальтов закаленной корки потока. Как и в предыдущих зонах, оливин (шлиф № 26) по своим свойствам: $N_g = 1,700$; $N_p = 1,663$; $N_g - N_p = 0,037$; $2V = 90^\circ$ отвечает бедному железом хризолиту с 12% фаялита.

Пироксен вкрапленников образует короткостолбчатые кристаллы с хорошо развитыми гранями призмы. Средний размер зерен 0,3 мм. В проходящем свете имеют слабо-сероватую окраску с еле различимым фиолетовым оттенком. Редкие зерна имеют несколько сглаженные углы между гранями. По оптическим свойствам пироксен (шлиф № 26) является несколько более магнезиальным авгитом, чем в тонкобузыристых базальтах: $N_g - N_p = 0,023$; $c : N_g = 43^\circ$; $2V = 58^\circ$; $Wo 42\%$; $En 42\%$; $Fs = 16\%$.

Пироксен микролитов образует тонкие игольчатые кристаллики длиной 0,05—0,1 мм и шириной 0,01—0,02 мм. Их изучение возможно только при помощи сильных объективов. Применение иммерсионного объектива и кедрового масла позволяет видеть, что в подавляющем большинстве случаев микролиты являются резко зональными.

Ядра кристалликов, как правило, составлены низкодвупреломляющим пироксеном с приблизительной величиной $N_g - N_p = 0,009 - 0,012$ и с малым углом $c : N_g$ (около $15 - 18^\circ$). Эти данные могут отвечать только почти чистому клиноэнстатиту. Несколько заниженный угол погасания скорее всего обязан неточности наблюдения, чрезвычайно затрудненного крайне малой величиной клиноэнстатитовых ядер (длина 0,03—0,08 мм при ширине 0,005—0,01 мм).

Кайма микролитов, занимающая по крайней мере две трети их объема, составлена пироксеном с существенно иными оптическими свойствами. Угол оптических осей, измеренный в коноскопе, в сечении перпендикулярном острой биссектрисе равен 40° . Двупреломление по приблизительной оценке равно 0,020—0,022; $c : N_g = 46 - 50^\circ$. Характерна отчетливая дисперсия осей $r > v$. Все эти данные с несомненностью указывают на пижонитовый авгит с приблизительно 22% FeO.

Таким образом, в грубобузыристых лавах эволюция состава пироксенов идет по линии: авгит → клиноэнстатит → железистый пижонитовый авгит.

Плагиоклаз вкрапленников характеризуется удлинено-таблитчатыми, незональными, полисинтетически сдвоенными кристаллами

средним размером 1—1,2 мм. Признаков оплавления вкрапленников не наблюдается.

Микролиты имеют преимущественно лейстовую и отчасти игольчатую форму. Состав плагиоклаза в обоих случаях отвечает лабрадору (табл. 13).

Таблица 13

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			2V	Двойниковая ось	% Ап	Примечание
	Ng	Nm	Np				
26	57,5°	67°	71°	73°	[001]	59	Вкрапленник Микролит
20	—	—	—	—	—	60	

Количественные соотношения между компонентами грубопузыристых базальтов видны из табл. 14.

Таблица 14

Составные части	Образец № 26
Стекло	69,5
Оливин	3,5
Пироксен	7,0
Плагиоклаз	20,0
Сумма	100,0
% пористости	30,0

Плотные базальты находятся в основании лавового потока и наблюдались только в местах его наибольшей мощности. Все образцы были взяты в долине Монни на дне глубоких расселин, проникающих на 12—15 м в глубь потока.

Плотные лавы отличаются от всех описанных выше разновидностей, прежде всего, значительно меньшей пористостью и меньшими размерами пор. Средняя пористость равна 10—12%. Величина пор меняется в пределах 0,1—1 мм. Кроме того, в плотных базальтах видны очень редкие сфероидальные пузырьки с диаметром от 8 до 10 мм. Местами эти пузырьки вытягиваются перпендикулярно к потоку, давая короткие (3—4 см) трубчатые пустоты такого же диаметра. По-видимому, они связаны с объединением нескольких соприкасавшихся крупных пузырьков.

Плотные лавы всегда несколько светлее, чем лавы всех предыдущих типов. Причиной светлой окраски этих лав является значительно более высокая степень раскристаллизации плотных базальтов, благодаря которой в их составе резко возрастает содержание светлоокрашенного плагиоклаза.

Макроскопически на фоне серой слегка поблескивающей основной массы видны многочисленные таблитчатые вкрапленники плагиоклаза, редкие желтовато-зеленые зерна оливина и довольно частые зелено-вато-бурые кристаллики пироксена.

В шлифах плотные базальты резко отличаются от всех вышележащих лав своей микроструктурой. Последняя во всех случаях является интерсертальной, приближаясь в некоторых участках к долеритовой.

Основная масса плотных базальтов состоит из большого количества лейстовых микролитов плагиоклаза, длинностолбчатых кристалликов моноклинного пироксена и обильных кристалликов титано-магнетита, между которыми зажаты остатки темно-бурого стекла. В неболь-

ном количестве встречаются мелкие кристаллики халькопирита (рис. 21г).

Оливин вкрапленников присутствует в плотных базальтах в несколько большем количестве, чем в лавах всех остальных типов. Его морфология полностью повторяет уже описанные особенности, однако состав отличается заметно большей магнезиальностью, чем в породах предыдущих групп. Определения указывают уже не на магнезиальный хризолит, а на форстерит с низким содержанием Fe_2SiO_4 (табл. 15).

Таблица 15

№ шлифа	$Ng-Np$	$2V$	% Fa
52	0,035	87°	4
53	0,038	89°	10

Пироксен в виде вкрапленников содержится в плотных лавах в гораздо больших количествах, чем в лавах всех остальных типов. Они образуют короткопризматические кристаллы с сильно развитыми гранями призмы. Размер вкрапленников в среднем равен 0,3 мм, в то время как средняя величина зерен оливина равна 0,4 мм. В проходящем свете пироксен отличается заметной сиренево-серой окраской, свидетельствующей о некотором содержании титана. Необходимо отметить, что первые признаки сиреневой окраски наблюдались уже у вкрапленников пироксена в грубопузыристых базальтах, однако с достаточной отчетливостью она проявляется лишь в лавах рассматриваемой группы. Многие кристаллы полисинтетически sdвойникованы.

Оптические свойства вкрапленников пироксена также указывают на его авгитовую природу, но в этом случае авгит является еще более магнезиальным и железистым, чем в лавах предыдущей группы (табл. 16).

Таблица 16

№ шлифа	Ng	Np	$Ng-Np$	$c:Ng$	$2V$	% Wo	% En	% Fs
52	—	—	0,024	42°	57°	41	43	16
53	1,723	1,700	0,023	45°	57°	41	43	16

Пироксеновые микролиты в лавах этой группы определенно отличаются от микролитов в слабее раскристаллизованных лавах предыдущих групп. Размеры вкрапленников и микролитов пироксена укладываются в один непрерывный ряд: 0,5—0,6 мм для наибольших кристалликов и 0,01—0,02 мм для наименьших. Крупные кристаллы отличаются от мелких заметно меньшей длиной. Отношение длины к ширине во вкрапленниках варьирует от 1,5 до 2; в микролитах оно возрастает до 2—3 м. Кроме того, микролиты отличаются от вкрапленников более заметной сиреневой окраской, что позволяет предполагать более высокое содержание в них титана *. На это же обстоятельство может указывать и несколько более высокий угол оптических

* Экспериментальные исследования А. И. Цветкова (1951) установили прямую связь между специфической окраской титан-авгитов и содержанием в них трехвалентного титана.

осей ($2V = +58^\circ$), который удалось измерить на федоровском столике в одном из микролитов (образец № 53 *).

Многие из длиннопризматических микролитов обнаруживают зональное строение и структуру песочных часов (которая, как известно, характерна для авгитов с высоким содержанием титана). Зональность кристалликов выражается в появлении у них каймы с более густой сиреневой окраской, чем в ядре. Граница между зонами выглядит размытой. В кайме зональных микролитов пироксен отличается явно меньшим двупреломлением, чем в ядре. По приблизительной оценке разница в двупреломлении должна достигать 0,002—0,004.

В синтетически воспроизведенном А. И. Цветковым изоморфном ряду $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ — CaTiAlSiO_6 подобное уменьшение двупреломления отвечает возрастанию количества трехоксида титана на 3—6%. Эти данные, полученные на чистом искусственном материале, переносить без оговорок на природные минералы, содержащие железо и глинозем, разумеется нельзя.

Такую же эволюцию пироксенов с возрастанием количества титана и появлением на салитовом пироксене оторочек из менее двупреломляющего титан-авгита описал в трахидолеритах Омолонского района и щелочных породах Алданского района Ю. А. Билибин (1946, 1947). Им же был обработан большой аналитический материал по химизму природных пироксенов и составлена диаграмма зависимости оптических свойств от содержания двуоксида титана и глинозема (Билибин, 1946). По этой диаграмме изменение в двупреломлении на 0,002—0,004 соответствует изменению в содержании TiO_2 на 0,8—1,6% или в пересчете на Ti_2O_3 — на 1,4—2,8%.

Важно отметить, что структура песочных часов прослеживается через весь микролит от ядра к кайме кристаллов, и в то же время не наблюдается во вкрапленниках пироксена. Это является лишним доказательством меньшего содержания в них титана.

Таким образом, оптические свойства пироксенов плотных лав позволяют прийти к выводу, что во вкрапленниках они представлены богатым магнием и железом титаносодержащим авгитом, а в микролитах титанавгитом с более высоким содержанием трехоксида титана.

Плаггиоклаз образует в базальтах этой группы две генерации вкрапленников и лейстовые микролиты. Первая генерация вкрапленников представлена редкими, относительно крупными (1—2 мм) сильно резорбированными кристаллами с большим количеством включений бурого стекла. Второй тип вкрапленников дает удлиненно-таблитчатые кристаллы без всяких признаков оплавления. Интрателлурические резорбированные вкрапленники слегка замутнены и неясно зональны. Они окаймляются тонкой оторочкой прозрачного плаггиоклаза в другой оптической ориентировке. Таблитчатые вкрапленники совершенно прозрачны и незональны.

Из табл. 17 видно, что интрателлурический оплавленный вкрапленник из образца № 53 имеет андезин-лабрадорный состав (49% An). В то же время состав вкрапленников более позднего происхождения отвечает лабрадору с 60% An. Совершенно тот же состав характеризует тонкую прозрачную кайму на интрателлурическом кристалле и, наконец, микролиты плаггиоклаза.

Пойкилитовый характер интрателлурических вкрапленников плаггиоклаза широко известен и приписывается обычно кристаллизации из расплавов, находящихся в состоянии покоя (Уокер и Польшерварт, 1950). Обратная зональность во вкрапленниках базальтов и траппов встречается почти так же часто, как и прямая. Причины ее появления

* По данным А. И. Цветкова, $2V$ синтезированных авгитов возрастал с 60 до 66° при соответственном содержании Ti_2O_3 от 3,29 до 12,78%.

Таблица 17

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			2V	Двойниковая ось	% Ап	Примечание
	Ng	Nm	Np				
52	32°	62°	76°	—	⊥ (010)	56	Вкрапленник
53/1	59°	35°	74°	80°	⊥ (001)	49	Ядро } Интрагетеллу- рический Кайма } вкрапленник
53/1	30,5°	66°	72°	—	⊥ (010)	60	
53/2	57°	63°	72°	—	⊥ (010)	60	Вкрапленник
53/3	—	—	—	—	—	59	Микролит

не вполне ясны; скорее всего ее необходимо связывать с некоторым перегревом излившихся на поверхность лав, понижением давления и удалением летучих, хотя возможны и другие предположения. Так, например, В. И. Гоньшакова (1953) приписывает обратную зональность во вкрапленниках плагиоклаза диабазов Ангаро-Илимского района как раз обратной причине — охлаждающему влиянию контактов. Совершенно ясно, что в данном случае такое предположение невозможно.

В плотных лавах впервые появляется хорошо индивидуализированный рудный минерал, относящийся, судя по резко выраженной пластинчатости, к ильмениту. Наряду с этим в стекле и отчасти во вкрапленниках наблюдаются чрезвычайно тонкие иголки апатита.

Количественные отношения между компонентами плотных базальтов приведены в табл. 18.

Таблица 18

Составные части	№ шлифа			Среднее
	45	52	53	
Стекло	9,9	15,0	16,0	13,6
Оливин	7,1	7,0	11,0	8,4
Пироксен	21,8	18,0	16,0	18,6
Плагиоклаз	53,8	58,0	55,0	55,1
Ильменит	7,4	2,0	2,0	3,8
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

По сравнению с лавами предыдущих типов обращает внимание значительно меньшая роль стекловатого базиса, существенное возрастание роли пироксена и плагиоклаза, некоторое увеличение количества вкрапленников оливина и появление поддающихся учету (достаточно крупных) зерен рудного минерала.

Для химического анализа была взята лава со дна глубокой расщелины на склоне лавового конуса у окончания главного потока (образец № 53).

По химизму лава образца № 53 является несколько более кислой, чем остальные анализированные лавы главного потока, хотя по содержанию кремнезема она еще не выходит за пределы норм для базальтов. В этом отношении плотные лавы занимают промежуточное положение между ранними лавами конуса и тонкопузыристыми лавами верхних частей главного потока (табл. 19).

По содержанию щелочей анализированный образец, как и все предыдущие лавы, отличается от нормальных базальтов, приближаясь к трахибазальтам. Относительно высокий процент ортоклаза в рас-

чете на норму отражает повышенную щелочность породы. Несмотря на явно титанистый характер авгита во вкрапленниках и особенно в микролитах базальтов этой группы, содержание TiO_2 по данным химического анализа, не обнаруживает каких-либо отклонений от его

Т а б л и ц а 19

Образец № 53		
Оксиды	Весовой %	Молекулярное количество
SiO_2	52,83	880
TiO_2	1,58	20
Al_2O_3	15,53	152
Fe_2O_3	1,88	12
FeO	7,26	103
MnO	0,14	—
MgO	6,56	163
CaO	7,20	128
Na_2O	3,66	59
K_2O	2,06	22
H_2O^-	0,16	—
H_2O^+	0,29	—
P_2O_5	0,45	4
Сумма	99,60	

№ образца	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)									
	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>Q</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	φ
53	10,9	4,8	23,4	60,9	—4,8	36,6	47,0	16,4	73,0	1,9

Нормативный состав										
<i>Q</i>	<i>Or</i>	<i>Pl</i>	<i>Px</i>	<i>Ol</i>	<i>Mt</i>	<i>Hm</i>	<i>Il</i>	<i>Ap</i>	Состав <i>Px</i>	Состав <i>Pl</i>
—	12,3	50,8	25,2	4,3	2,9	—	3,1	1,4	Wo 19,5; En 55,7; Fs 24,8	№ 55

содержания в лавах с обычным авгитом. Это обстоятельство позволяет предполагать, что вхождение титана в кристаллическую решетку авгитов делается возможным лишь на какой-то определенной стадии эволюции магматического расплава. Ю. А. Балибину (1946) на большом фактическом материале действительно удалось показать, что эволюция пироксенов от диопсида к геденбергиту, на стадии, отвечающей салиту, идет по линии составов: магнизиальный салит → авгит → титан-авгит → железистый салит. Таким образом, появление титана (так же, как и глинозема) в составе пироксенов, по-видимому, связано с определенным моментом кристаллизации расплава, до которого он либо остается в расплаве, либо входит в состав ильменита и титаномагнетита.

Глава VII

ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЗМ ЛАВ ТРЕЩИННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Рассмотренные в первой части текстурные разновидности трещинных лав характеризуются некоторым петрографическим своеобразием, которое делает необходимым, так же как это было сделано для лав центральных извержений, раздельное их описание.

Стекловатые лавы

Стекловатые лавы слагают тонкую закаленную оторочку (1—3 см) на всей поверхности потока. Они наблюдаются также и в верхней части нижнего потока, когда он виден в глубоких расселинах.

Макроскопически базальтовые стекла отличаются черной окраской, смоляным блеском и хрупкостью. Кое-где видны круглые пузрырки (1—2 мм), частично заполненные мельчайшими прозрачными пластинками кристобалита. Вкрапленники представлены небольшим количеством оливина, плагиоклаза и реже моноклинного пироксена.

Стекло закаленной оторочки имеет бурый или коричневый (вплоть до светло-коричневого) цвет и не обнаруживает никаких следов изменения (см. рис. 21 а). Светопреломление несколько меняется в зависимости от цвета. Коричневато-бурое стекло (образец № 10) имеет светопреломление 1,579, а светло-коричневое стекло (образец № 64) — 1,574. По данным Джорджа (1924), эти цифры соответствуют 50,3 и 50,7% кремнезема в их составе.

Помимо вкрапленников, некоторые образцы содержат заметное количество кристаллитов. Каждый из них окружен тонкой каймой более темного, чем обычно, стекла. Потемнение связано с начавшейся девитрификацией, выражающейся в появлении мельчайших зернышек, по-видимому, магнетита.

Изредка, помимо нераспознаваемых кристаллитов, базальтовые стекла содержат уже определимые микролиты плагиоклаза.

Оливин характеризуется вкрапленниками, величина которых меняется от 0,2—0,3 до 1—1,5 мм. Наряду с идиоморфными вкрапленниками (комбинация из короткой призмы и бипирамиды) часто встречаются оплавленные зерна. Реже наблюдаются вкрапленники с весьма эффектными скелетными формами, усложненными большими бухтообразными углублениями резорбции. Промежутки в переплете скелетного каркаса, так же как и резорбционные углубления на гранях кристаллов, заполнены стеклом. Встречаются скипетровидные скелетные кристаллы с многочисленными зонами пирамид нарастания на одном конце кристалла.

Различия в морфологии вкрапленников оливина позволяют предполагать одновременность их образования. Сильно резорбированные и скелетные кристаллы оливина имеют доэффузивное происхождение, что подтверждается и наибольшими размерами вкрапленников этого типа. Идиоморфные вкрапленники и зерна со слегка оплавленными гранями обычно отличаются значительно меньшими размерами и явно кристаллизовались в более позднюю стадию.

По оптическим свойствам крупные скелетные кристаллы оливина резко отличаются от вкрапленников позднего происхождения отрицательным углом оптических осей и несколько большим светопреломлением (табл. 20).

Таблица 20

№ шлица	N_g	N_m	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	% Fa	Примечание
10	—	—	—	0,037	—84°	28	Скелетный кристалл
10	1,713	1,696	1,676	0,037	—86°	22	"
21	—	—	—	0,036	89°	10	Слабо оплавленный кристалл
22	—	—	—	0,036	89°	10	То же
22	—	—	—	—	89°	10	"
22 ^a	—	—	—	0,035	89°	10	Идиоморфный вкрапленник
60	—	—	—	—	88°	8	Оплавленный кристалл
63	—	—	—	—	—79°	40	Скелетный кристалл
63	—	—	—	—	—82°	32	"

Крупные скелетные кристаллы оливина характеризуются относительно высокой железистостью. Их состав отвечает железистому хризолиту либо даже гиалосидериту; в то же время состав мелких кристалликов удерживается в пределах форстеритовых норм. Подобное нарушение нормального хода эволюции оливина можно объяснить в данном случае только изменениями в термальном режиме расплава. Кристаллизация относительно низкотемпературного гиалосидерита в ранней стадии и относительно высокотемпературного форстерит-хризолита в более поздней стадии образования лавы может быть удовлетворительно объяснена только существенным ее перегревом. Совершенно такая же картина характерна и для эволюции составов ранних и поздних кристаллов плагиоклаза.

Пироксен вкрапленников встречается далеко не во всех образцах стекловатых базальтов. В шлифах он образует почти бесцветные (в проходящем свете) короткопризматические кристаллы. По оптическим свойствам пироксен относится к диопсидовым авгитам (табл. 21).

Таблица 21

№ шлифа	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$c:N_g$	$2V$	% Wo	% En	% Fs
21	1,714	1,689	0,025	45°	60°	46	41	13
22	1,718	1,694	0,024	41°	60°	46	41	13
22°	—	—	0,025	42°	61°	47	40	13

Плагиоклаз дает вкрапленники двух резко различных типов. Кристаллы первого типа встречаются довольно редко. Они очень сильно оплавлены, местами до округлой или яйцевидной формы и переполнены темными точечными включениями стекла. Иногда овоиды окружены тонкой, часто бахромчатой каемкой более позднего плагиоклаза в иной оптической ориентировке. Второй тип вкрапленников образует таблитчатые двойниковые кристаллы, не имеющие никаких признаков оплавления. В отличие от резорбированных кристаллов они совершенно прозрачны.

Размеры интрателлурических вкрапленников колеблются от 0,5 до 1 мм. Поздний плагиоклаз дает таблички длиной 0,4—0,8 мм при ширине 0,1—0,2 мм.

Так же как и в лавах Анюйского вулкана, доэффузивный плагиоклаз имеет андезитовый состав, а постэффузивный — лабрадоровый (табл. 22).

Таблица 22

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			$2V$	Двойниковая ось	% An
	N_g	N_m	N_p			
10*	31°	60°	83°	82°	⊥ (010)	49
10**	38°	54°	78°	—	⊥ (010)	53
17	54°	54,5°	56°	—	⊥ (001)	69
17	34°	65°	69°	—	⊥ (010)	68
17	71,5°	37,5°	59°	—	⊥ $\begin{matrix} [001] \\ (010) \end{matrix}$	65
21	36°	58,5°	74°	—	⊥ (010)	60
22a	57,5°	53,5°	53,5°	—	⊥ $\begin{matrix} [100] \\ (010) \end{matrix}$	68
60	62°	73°	33,5°	70°	$\begin{matrix} [001] \\ (010) \end{matrix}$	65
60*	59°	37°	71,5°	70°	⊥ (001)	50

* Резорбированные интрателлурические кристаллы

** Кайма резорбированного кристалла.

Количественный состав стекловатых лав (табл. 23) показывает наибольшее распространение в породах оливина и плагиоклаза, в меньшей степени пироксена.

Таблица 23

Составные части	№ шлифа									Среднее
	10	17	21	22	22 ^а	60	61	63	64	
Стекло	87,2	79,7	71,1	71,5		82,5	—	81,0	86,0	76,3
Оливин	12,8	7,9	4,2	7,3		7,6	—	7,7	9,5	8,1
Пироксен	—	—	10,2	5,5		—	—	—	—	2,3
Плагиоклаз	ед. 3	12,4	14,5	15,7		9,9	—	11,3	4,5	13,3
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0		100,0	—	100,0	100,0	100,0
Светопреомление стекла	1,579	—	—	—	1,572	—	1,574	—	—	—
% содержания SiO ₂ по Джорджу	50,3	—	—	—	50,9	—	50,7	—	—	—

Из таблицы видна определенная зависимость между степенью кристалличности стекловатых лав и содержанием в них пироксена. Последний отсутствует во всех лавах, содержащих больше семидесяти объемных процентов стекла. Плагиоклаз, по-видимому, подчинен той же зависимости.

Количественные соотношения между вкрапленниками в стекловатых лавах указывают на наиболее раннюю кристаллизацию оливина, который, несомненно, в некоторой части (скелетные резорбированные кристаллы) образовался еще в доэффузивный период. К таким же доэффузивным вкрапленникам явно относятся и оплавленные пойкилитовые кристаллы андезитового плагиоклаза. Таблитчатые вкрапленники лабрадорного плагиоклаза начали кристаллизоваться после излияния лавы, но до появления первых кристалликов пироксена, который начал индивидуализироваться в ощутимых количествах лишь после того, как закристаллизовалось около 29—30% объема лавы.

Специфической особенностью стекловатых лав являются редкие микроскопические пустотки, частью или целиком выполненные кристобалитом. Он образует бесцветные изотропные зерна с типичным черепитчатым строением и светопреомлением 1,484.

Обычно кристобалит развивается в лавах совместно с тридимитом и, по-видимому, за счет последнего (Белянкин и Петров, 1936; Влодавцев, 1940). Однако в стекловатых лавах долины Монни никаких признаков кристобалитизации тридимита не наблюдается.

По-видимому, кристобалит развивается здесь из газовой фазы уже после затвердевания стекла, как это было ранее установлено и на полево (Устиев, 1934) и на экспериментальном (Белянкин и А. М. Виноградова, 1936; Хитаров, 1944; Морей, 1932) материале.

В последнее время кристобалит в основной массе лав был обнаружен на Камчатке Влодавцем и на Японских островах Куно (Куно, 1933). Кристобалит в базальтах долины Монни является еще одним примером находки этой редкой модификации кристаллического кремнезема в Северо-Восточной Азии.

Тонкопузыристые лавы

Тонкопузыристые лавы связаны со стекловатыми лавами закаленной оторочки постепенными переходами, которые различимы в образцах и часто прослеживаются в пределах одного шлифа.

Макроскопически тонкопузыристые базальты отличаются от стекловатых менее темной окраской и отсутствием смоляного блеска.

В тонких перегородках между пузырьками основная масса лав имеет темно-серый цвет и характеризуется небольшим количеством вкрапленников зеленовато-желтого оливина и микротинового плагиоклаза. Вкрапленники пироксена обычно неразличимы.

В шлифах тонкопузыристые лавы по степени раскристаллизации почти не отличаются от стекол закаленной оторочки. Количество стекла в данном случае почти то же, что и в стекловатых лавах, но его характер является здесь существенно иным. Вместо прозрачного — желтого или полупрозрачного — буровато-коричневого стекла в закаленных породах, в лавах этого слоя наблюдается бурое непрозрачное стекло, содержащее относительно редкие микролиты плагиоклаза и пироксена и переполненное магнетитовой пылью, а также мельчайшими волосовидными кристаллитами неопределенной природы. Тонкая магнетитовая пыль определенно концентрируется вокруг кристалликов. Микроструктура основной массы имеет гиалопилитовый характер (см. рис. 21, б).

Вкрапленники тонкопузыристых лав в среднем мельче, чем в стеклах наружной оторочки потока. Их размер колеблется между 0,3 и 0,8 мм. Интрателлурических вкрапленников оливина и плагиоклаза ни в одном из имеющихся шлифов не встречено.

Оливин образует небольшие призматически-бипирамидальные кристаллы со слабо сглаженными ребрами и частью координированными гранями. Скелетных кристаллов не обнаружено. Относится к магнетитальному хризолиту с положительным оптическим характером. Отсутствие доэффузивных вкрапленников может объясняться либо случайностью, либо их растворением в относительно медленно застывавшей зоне потока (табл. 24).

Таблица 24

№ шлифа	$N_g - N_p$	$2V$	% Fa
23	0,035	90°	12
65	0,033	89°	10

Пироксен, как и в стекловатых лавах, появляется лишь, когда порода раскристаллизована не меньше, чем на 28—30%. Он образует короткопризматические, почти бесцветные в проходящем свете, вкрапленники с одинаковым развитием граней призмы и пинакоида.

Помимо вкрапленников, наблюдается небольшое количество игольчатых микролитов пироксена буроватой окраски с очень слабым сиреневым оттенком. Величина их колеблется от 0,01 до 0,03 мм в длину и от 0,005 до 0,01 мм в ширину. В наиболее крупных микролитах можно различить неясную структуру песочных часов и отчетливо устанавливаемое (с применением масляной иммерсии) «волоконистое» строение. Последнее выражается в чередовании высоко- и низкодвупреломляющих тончайших волокон — пластинок, ориентированных грубо параллельно удлинению микролитов. Главную роль играют пластинки пироксена с приблизительной величиной двупреломления 0,018—0,020, с углом оптических осей около 40° (в коноскопе), с заметной дисперсией оптических осей $r > v$ и угасанием $c : N_g = 42^\circ$. Все эти данные отвечают пижонитовым авгитам с приблизительным составом Wo 33, En 42, Fs 25.

Пластинки или волокна низкодвупреломляющего пироксена настолько тонки, что возможна лишь самая приблизительная оценка их оптических свойств. Можно предполагать, что $N_g - N_p = 0,008 -$

—0,009, а угасание $c:Ng$ косое. Эти свойства ближе всего отвечают клиноэнстатиту.

Наблюдаемая в микролитах пластинчато-волокнистая структура вполне напоминает структуры распада пироксенов, описанные Фогтом (Vogt, 1930), Г. Гессом (Hess, 1941) и др. Отличие в данном случае сводится к тому, что вместо пары ортопироксен—диопсид здесь наблюдается проращение двух клинопироксенов.

Существенные различия между вкрапленниками и микролитами пироксена в тонкопузыристых лавах иллюстрируются табл. 25.

Таблица 25

№ шлифа	$Ng - Np$	$c:Ng$	$2V$	% Wo	% En	% Fs	Примечание
23	0,022	39°	59°	45	42	13	Вкрапленник
23	0,018—0,020	42°	Около 40°	33	42	25	Микролит
23	0,008—0,009	Небольшой	?	—	Около 100?	—	"

Плагиоклаз образует удлиненно-таблитчатые, совершенно прозрачные, сдвойникованные вкрапленники лабрадор-битовнитового состава. Относительно немногочисленные микролиты характеризуются лейстовой формой и лабрадоровым составом (табл. 26). Некоторые из них сдвойникованы по (010).

Таблица 26

№ шлифа	Координаты двойниковой оси				Двойниковая ось	% An	Примечание
	Ng	Nm	Np	$2V$			
23	60°	55°	50°	—	⊥ (001)	70	Вкрапленник
23	61,5°	75°	33°	74°	[001]	68	Микролит
65	36,5°	56°	78°	—	⊥ (010)	56	"

Количественные соотношения между компонентами подсчитаны по двум образцам (табл. 27).

Таблица 27

Составные части	Шлиф № 23	Шлиф № 65	Среднее
Стекло	72,0	79,9	75,9
Оливин	6,2	6,7	6,6
Пироксен	9,3	—	4,6
Плагиоклаз	12,5	13,4	12,9
Сумма	100,0	100,0	100,0

Как и в стекловатых лавах, пироксен появляется здесь только в разностях с относительно высокой степенью кристалличности.

Грубопузыристые лавы

Грубопузыристые лавы составляют главную массу потока, залегающая непосредственно под тонким слоем тонкопузыристых базальтов, от которых они отделены довольно четкой границей, и над слоем плотных базальтов, с которыми они связываются незаметными переходами.

В верхней части слоя грубопузыристых базальтов располагаются рассмотренные выше крупные полости с окисленными и оплавленными стенками. Внешний облик грубопузыристых базальтов, если не считать этого текстурного признака, почти неотличим от облика тонкопузыристых лав. Лишь в некоторых случаях можно отметить несколько более светлую окраску, связанную с более высокой степенью раскристаллизации стекла.

Как и в лавах предыдущих групп, под лупой видны округлые вкрапленники оливина и таблитчатые кристаллики плагиоклаза.

В шлифах грубопористые базальты чаще всего характеризуются меньшим содержанием стекла, чем лавы предыдущих групп. В некоторых образцах, однако, количество стекла не уступает нормам в вышележащих слоях потока. Стекловатый базис имеет черный цвет и совершенно непрозрачен благодаря переполняющей его магнетитовой пыли*. В стекле рассеяны более обильные, чем в вышележащих зонах лавового потока, лейстовые (у плагиоклаза) и игольчатые (у пироксена) микролиты. Микроструктура основной массы гиалопилитовая, местами приближаясь к интерсертальной (см. рис. 21, в).

Характерной особенностью грубопузыристых лав является повсеместное развитие в них пироксена. В некоторых образцах он входит в состав и вкрапленников и основной массы, в других же наблюдается только в виде игольчатых микролитов.

Плагиоклаз всегда образует в этих лавах две, а оливин одну генерацию.

Оливин вкрапленников составляет непрерывную по величине серию кристаллов размером от 0,8—1 до 0,1—0,2 мм. Микровкрапленники склонны к идиоморфизму; более крупные кристаллы частично сглажены резорбцией. В шлифах они прозрачны и бесцветны, как и во всех лавах долины Монни. Исключение представляют лишь вкрапленники (образец № 19) из красных, сильно окисленных базальтов, со дна лавового озера. Оливин в этих лавах окрашен гидроокислами железа вдоль разбивающих его трещин в ярко-коричневый цвет.

По оптическим свойствам оливины грубопузыристых лав занимают границу фостеритовой и хризолитовой групп (табл. 28).

Таблица 28

№ шлифа	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	% Fa
4	1,701	1,665	0,036	90°	12
24	1,702	1,666	0,036	90°	12
73	—	—	—	88°	8

Пироксен в виде вкрапленников встречается не во всех образцах грубопузыристых лав. Это мелкие (0,2—0,4 мм) кристаллики, обычного для авгитов габитуса. Зато во всех шлифах наблюдаются игольчатые микролиты с таким же пластинчатым прорастанием двух клинопироксенов, как и в тонкопузыристых лавах.

Микролиты и в этом случае окрашены несколько гуще, чем вкрапленники, — в буроватый цвет. Главная роль и здесь принадлежит пижонитовому авгиту, хотя встречаются микролиты с почти равномерным развитием пижонитового авгита и клиноэнстатита. В некоторых более крупных микролитах видны скопления магнетитовых зернышек, кото-

* В тонкой стекловатой каемке, облегающей большие оплавленные полости, наблюдается гематитовая пыль вместо магнетитовой.

рые развиваются либо в клиноэнстатитовых пластинках, либо на границе между ними и минералом — «хозяином». Таким образом, распад твердого раствора явно сопровождается выпадением избыточного железа.

Особенный интерес представляют некоторые микролиты пироксена (шлиф № 61), в которых вместо параллельно-пластинчатой структуры распада наблюдается перисто-пластинчатая структура, связанная, по-видимому, с повторным двойникованием кристалликов. В некоторых микролитах многократно ломающиеся под тупым углом пластинки клиноэнстатита дают замечательную колосовидную структуру. Совершенно такие же структуры распада, но в крупных вкрапленниках гиперстена были описаны из долеритов Тасмании А. Б. Эдвардсом (1950).

Пижонитовый авгит микролитов отличается здесь несколько меньшими углами угасания и оптических осей, чем в тонкопузыристых лавах, что указывает на большую его магнезиальность.

Слишком малая величина пластинок клиноэнстатита позволяет установить в них лишь низкое двупреломление и косое угасание (табл. 29).

Таблица 29

№ шлифа	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$c:N_g$	$2V$	% Wo	% En	% Fs
4*	1,720	—	0,024	44°	58°	42	42	16
24**	—	—	0,015—0,018	40°	35—40°	30	48	22

* Вкрапленник.

** Микролит пижонитового авгита.

Плагиоклаз образует обильные таблитчатые вкрапленники и менее частые лейстовые микролиты. В единичных случаях встречаются крупные, сильно корродированные и переполненные округлыми включениями стекла, интрателлурические вкрапленники. Как и во всех лавах долины Монни они отличаются от таблитчатых вкрапленников и микролитов значительно меньшей основностью (табл. 30).

Таблица 30

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			$2V$	Двойниковая ось	% An	Примечание
	N_g	N_m	N_p				
4	35,5°	62°	70,5°	—	⊥ (010)	65	Вкрапленник
4	55,5°	53°	56°	—	⊥ (001)	66	
4	—	—	—	—	—	65*	Микролит
19	60°	73,5°	35°	—	[001]	66	Вкрапленник
19	—	—	—	—	—	66*	Микролит
24	59°	35°	75,5°	72°	⊥ (001)	49	Интрателлурический вкрапленник

* Определение в разрезах ⊥ (010).

Количественное соотношение между компонентами в грубопузыристых базальтах видно из табл. 31.

В образцах № 19, 24 и 69 имеется небольшое количество микролитов пироксена, не учтенное при подсчете. Так как приблизительно такое же количество микролитов не учитывалось и при подсчете компо-

Таблица 31

Составные части	№ шлифа						Среднее
	4	19	24	61	69	73	
Стекло	35,0	63,9	60,0	76,8	54,9	26,4	52,5
Оливин	5,0	4,0	5,1	4,4	8,4	13,9	6,8
Пироксен	18,0	—	—	0,1	—	23,1	6,8
Плагиоклаз	42,0	32,1	34,9	18,7	36,7	36,6	33,9
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
% пористости	—	26,0	27,2	25,9	21,7	19,0	24,0

нентов в остальных шлифах, среднее содержание пироксена в грубопузыристых базальтах должно повыситься приблизительно до 9,5—10%.

Грубопузыристый базальт (образец № 4), взятый в 13 км от окончания потока трещинных базальтов, был анализирован (табл. 32).

Таблица 32

Образец № 4		
Окислы	Весовые %	Молекулярное количество
SiO ₂	52,27	871
TiO ₂	1,67	21
Al ₂ O ₃	15,65	153
Fe ₂ O ₃	1,62	10
FeO	8,05	113
MnO	0,12	—
MgO	6,48	161
CaO	8,03	143
Na ₂ O	3,60	58
K ₂ O	1,87	20
H ₂ O ⁻	0,11	—
H ₂ O ⁺	0,13	—
P ₂ O ₅	0,59	4
Сумма	100,10	

№ образца	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)									
	a	c	b		Q	f'	m'	c'	n	φ
4	10,5	5;1	24,4	60,0	-6,1	36,7	44,5	18,8	74,5	15,0

Нормативный состав											
Q	Or	Pl	Px	OI	Mt	Hm	l	Ap	Состав пироксена		Состав плагиоклаза
—	11,2	51,3	23,4	7,3	2,3	—	3,2	1,3	Wo 26; Ep 49; Fs 25	№ 56	

По химизму анализируемая лава является базальтом с повышенной щелочностью, что находит свое выражение и в цифрах числовых характеристик и в появлении потенциального ортоклаза в нормативном ее составе.

Плотные лавы

Плотные лавы вместе с грубопузыристыми лавами слагают основную массу потока. В связи с относительно высокой кристаллическостью и значительным развитием бесцветного плагиоклаза они характеризуются наиболее светлой окраской.

Несмотря на довольно четкий характер границы между плотными и грубопузыристыми базальтами, устанавливаемый в полевых условиях, в шлифах этот переход кажется совершенно постепенным. Он осуществляется путем обеднения лавы стеклом, увеличения степени кристалличности и изменения структуры.

Макроскопически плотные базальты характеризуются серым и темно-серым цветом, редкими пузырьками и довольно многочисленными мелкими вкрапленниками оливина и плагиоклаза. Под лупой удается иногда обнаружить призматические кристаллики черного пироксена. Общая пористость снижается здесь до 10—15%.

В шлифах плотные лавы всегда имеют порфириное строение при преобладающей интерсертальной микроструктуре основной массы (см. рис. 21, г). В редких случаях наблюдаются гиалопилитовая и долеритовая структуры. Стекло обычно черное и совершенно непрозрачное. В некоторых случаях эти лавы почти лишены стекла, сохраняющегося в виде тонких пленок между микролитами. Чаще, однако, нераскристаллизованный остаток слагает от 10 до 40% объема лав.

Стекло переполнено магнетитовой пылью, с чем собственно и связана его окраска. Кроме того, в ряде шлифов имеется много мелких изометричных зерен магнетита и значительно более крупных пластинчатых кристалликов ильменита. Последний явно кристаллизовался позже магнетита. Местами в стекле наблюдаются редкие игольчатые кристаллики апатита.

Микролиты представлены преимущественно лейстовым плагиоклазом и относительно редкими вытянутыми по третьей оси, микролитами моноклинного пироксена.

Многочисленные вкрапленники плагиоклаза явно относятся к двум генерациям. Первая представляет собой сильно оплавленные интрателлурические кристаллы с обильными включениями стекла, вторая — прозрачные удлиненно-таблитчатые зерна с четкими гранями. Размер интрателлурических вкрапленников достигает 2—3 мм; постэффузивные кристаллы редко превышают 1 мм. По величине кристалликов между поздними вкрапленниками и микролитами плагиоклаза существуют постепенные переходы.

Оливин образует слегка оплавленные (1—1,2 мм) или идиоморфные (< 1 мм) зерна короткопризматического габитуса. Степень оплавления находится в прямой связи с размерами зерна; микровкрапленники почти никаких следов резорбции не несут. В проходящем свете оливин совершенно бесцветен. По оптическим свойствам он отвечает высокомагнезиальным разностям (табл. 33).

Таблица 33

№ шлифа	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	% Fa
59	—	—	0,036	89°	10
135	1,700	1,663	0,037	89°	10
136	—	—	—	90°	12
130	—	—	0,035	90°	12

Пироксен вкрапленников чаще всего имеет вид короткопризматических кристалликов с хорошими гранями. Микровкрапленники характеризуются либо гипидиоморфными, либо угловатыми зернами.

Между размерами вкрапленников и микролитов существует довольно резкий разрыв: вкрапленники лишь в редких случаях встречаются меньше 0,4—0,5 мм, размеры же микролитов обычно не превосходят 0,1—0,2 мм. В проходящем свете пироксен имеет сероватую окраску с отчетливым сиреневым оттенком. Характерны относительно малые углы оптических осей, относительно низкое двупреломление и большие углы угасания (табл. 34). Все эти особенности указывают на заметное количество титана, алюминия и железа в составе авгита, а также на относительно невысокое содержание в нем кальция. В этом отношении авгиты плотных базальтов занимают крайнее место среди пироксеновых вкрапленников всех до сих пор описанных разновидностей лав долины Монни.

Таблица 34

№ шлифа	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$c:N_g$	$2V$	% Wo	% En	% Fs
59	—	—	0,022	47°	56°	39	44	17
135	—	—	0,019	48°	55°	38	44	18
136	1,721	—	—	—	56°	39	44	17
137	—	—	0,020	46°	55°	38	44	18

Более сложной представляется картина в отношении микролитов пироксена.

В бедных стеклом лавах (образцы № 59 и 71) с близкой к долеритовой структурой основной массы можно видеть мелкие изометричные или несколько удлиненные зернышки пироксена, характеризующиеся той же оптикой, что и вкрапленники, но с несколько более темной сиреневой окраской. Следовательно, в подобных лавах микролиты пироксена являются обычными титансодержащими авгитами, но, по-видимому, с несколько более высоким содержанием трехоксида титана, чем в авгитах вкрапленников.

Таким образом, и в этом случае эволюция пироксенов идет по пути увеличения в них количества титана. Подобное направление эволюции можно проследить и на самих вкрапленниках, ядра в которых иногда имеют менее темную окраску и более высокое двупреломление, чем кайма.

В плотных лавах с менее раскристаллизованной основной массой (образцы № 135 и 136) наблюдается два типа пироксеновых микролитов. Это кристаллики титанистого авгита с обычными для него свойствами и кристаллики пижонита — клиноэнстатита с отличающимися их структурами распада. Первые характерны для относительно хорошо раскристаллизованных участков лавы, вторые развиваются только в стекловатом остатке интерстиций, явно отмечая самую последнюю стадию затвердевания расплава.

Помимо уже описанных выше микролитов с послойно-параллельными структурами распада, в этих лавах встречаются микролиты несколько иного типа. Это резко удлиненные по главной оси маленькие (0,002—0,02 мм) кристаллики зонального строения. Веретенообразные ядра кристалликов состоят из низкодвупреломляющего клиноэнстатита с косым угасанием; в оболочке развит пижонитовый авгит с более высоким двупреломлением, углом оптических осей около 40° и с ясной дисперсией оптических осей $r > v$. Границы между двумя пироксенами совершенно отчетливы.

Плагиоклаз образует в плотных лавах вкрапленники двух типов и многочисленные лейстовые микролиты.

Вкрапленники постэффузивного происхождения характеризуются идиоморфизмом, прозрачностью и удлиненно-таблитчатыми формами и связаны с микролитами основной массы серией зерен со все уменьшающимися размерами.

Редкие вкрапленники второго типа имеют более крупные размеры, пойкилитовое строение и округленные резорбцией формы.

Резорбированные ядра интрателлурических кристаллов имеют андезитовый состав. Облегающая их несколько бахромчатая кайма более позднего плагиоклаза характеризуется лабрадорным составом и формировалась, несомненно, в постэффузивную стадию (табл. 35).

Таблица 35

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			2V	Двойнико- вая ось	% Ал	Примечание
	Ng	Nm	Np				
59	72°	40,5°	56°	75°	⊥ [001] (010)	60	Вкрапленник
135	60°	65,5°	41°	80°	[001]	58	"
136	62°	64,5°	40°	70°	[001]	56	"
136	58°	62°	46°	—	⊥ (001)	54	Микролит
136	—	—	—	—	—	60	"
137	66°	44°	56°	80°	[001]	42	Интрателлурический вкрапленник
137	79°	11°	88°	84°	⊥ (001)	34	То же
137	50°	49°	66°	—	⊥ (001)	59	Кайма интрателлуриче- ского вкрапленника

Количественные соотношения между составными частями плотных лав приведены в табл. 36.

Таблица 36

Составные части	№ шлифа					Среднее
	59	71	135	136	137	
Стекло	11,9	19,1	32,3	38,8	16,8	23,7
Оливин	8,9	13,6	8,9	10,9	14,2	11,3
Пироксен	17,4	14,5	11,3	8,4	15,9	13,5
Плагиоклаз	53,8	46,9	45,5	42,1	53,1	48,3
Магнетит и титаномагнетит	8,0	5,9	2,0	—	—	3,2
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
% пористости	—	15,1	11,2	—	—	13,1

По сравнению с лавами более высоких горизонтов потока в плотных лавах существенно уменьшается объем стекла и возрастает роль кристаллической части. Особенно важное значение для понимания хода кристаллизации базальтов имеет пропорциональный рост содержания пироксена и плагиоклаза.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГРАФИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОДУКТОВ АНЮЙСКОГО ВУЛКАНА И ТРЕЩИННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ДОЛИНЫ МОННИ

Приведенные описания лав трещинных и центральных извержений долины Монни прежде всего свидетельствуют о почти полном их петрографическом тождестве, причиной которого может быть только общность происхождения. Как те, так и другие являются оливиново-пироксеновыми базальтами с повышенной щелочностью и относительно узкими пределами колебаний в содержании каждого из окислов. Таким образом, петрографические данные полностью соответствуют выводам о едином периферическом очаге, которые были сделаны при рассмотрении геологических фактов.

Вместе с тем анализ имеющегося материала позволяет видеть и некоторые отличия между лавами как различных структурных типов, так и различных (центрального и линейных) очагов извержений. Эти отличия, намечаемые изменением состава минералов, количественными соотношениями между ними, ролью нераскристаллизованного остатка, а также колебаниями химизма базальтов позволяют подойти к решению некоторых вопросов, связанных с закономерностями кристаллизации, эволюцией состава лав и отдельных минеральных фаз.

Совокупность всех этих вопросов определяет проблему кристаллизации базальтовой магмы в конкретных условиях долины Монни.

Количественная петрографическая характеристика базальтов

Количественные подсчеты составных частей лав дают некоторые данные для восстановления процесса последовательной кристаллизации расплавов. Результаты подсчетов, сведенные в табл. 37 в виде средних цифр для каждого из типов лав, позволяют видеть чрезвычайно большое сходство в составе лав, кристаллизовавшихся в разных потоках, но в пределах одного и того же структурного уровня.

Таблица 37

Составные части	Лавы центрального извержения				Лавы трещинного извержения			
	Закаленные лавы	Тонкозристые лавы	Грубозристые лавы	Плотные лавы	Закаленные лавы	Тонкозристые лавы	Грубозристые лавы	Плотные лавы
Стекло	77,8	72,8	69,5	13,6	76,3	75,9	52,5	23,7
Оливин	7,9	5,1	3,5	8,4	8,1	6,6	6,8	11,3
Пироксен	2,8	5,7	7,0	18,6	2,3	4,6	6,8	13,5
Плагиоклаз	11,5	16,4	20,0	55,6	13,3	12,9	33,9	48,3
Ильменит и магнетит	—	—	—	3,8	—	—	—	3,2
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Сообразно с отчетливым разделением лавовых потоков на четыре структурных горизонта наблюдается совершенно закономерная смена их составов, отражающая условия кристаллизации на каждом уровне.

Содержание нераскристаллизованного остатка прогрессивно убывает от закаленной оторочки лавовых потоков к глубоким их уровням с плотными интерсертальными и долеритовыми базальтами. При этом

степень убывания, относительно небольшая при переходе от верхних слоев потоков к средним, резко возрастает от средних слоев к нижним. Прямо обратная закономерность характеризует относительную роль кристаллической части лав, которая непрерывно растет от закаленной корки потока к плотным лавам нижних горизонтов.

Степень раскристаллизации лав, таким образом, зависит только от скорости застывания потока — большей у его поверхности и соответственно меньшей на более глубоких структурных уровнях. Принимая во внимание почти полную тождественность химического состава лав, можно считать, что количественно-минералогические соотношения в них отражают закономерности хода кристаллизации. Это подтверждается простой и четкой зависимостью, которая связывает цифры количественного состава лав различной текстуры.

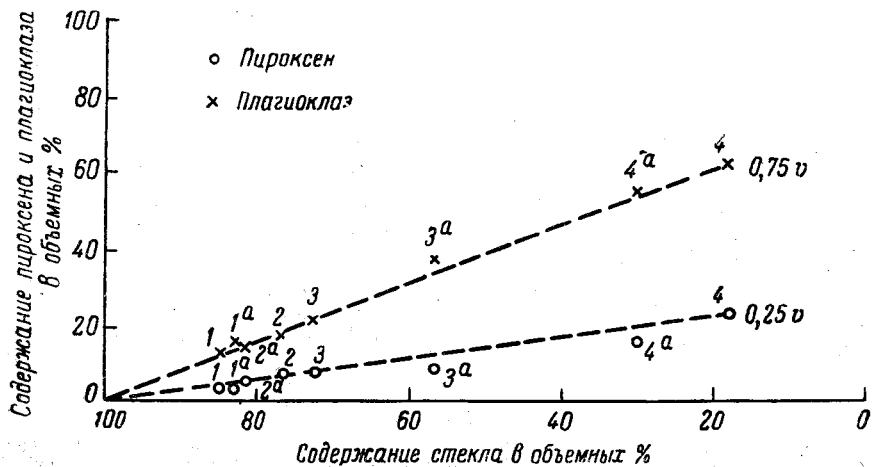


Рис. 22. Количественные соотношения между плаггиоклазом, пироксеном и стеклом в лавах различных структурных типов

1, 1a — стекловатые лавы центрального потока и трещинных излияний; 2, 2a — тонкопузыристые лавы; 3, 3a — грубопузыристые лавы; 4, 4a — плотные лавы

Наименее показательным в этом отношении можно считать оливин, количество которого остается почти на одном и том же уровне (в среднем 7% от объема) в пределах различных горизонтов каждого из потоков.

Незначительное убывание вкрапленников оливина от поверхности потока к его середине сопровождается столь же незначительным возрастанием их количества в плотных базальтах глубоких горизонтов. Можно полагать, что эти вариации связаны с частичным растворением интрателлурического оливина в верхних, относительно быстро застывших слоях потока и с последующим возрастанием количества позднего оливина в медленно кристаллизовавшихся плотных лавах нижних горизонтов.

Соотношения между главными компонентами базальтов — стеклом, плаггиоклазом и пироксеном показывают, что наряду с уже отмеченным прогрессивным уменьшением количества стекла, в каждом следующем вниз слое базальтов наблюдается такой же закономерный рост содержания пироксена и плаггиоклаза.

На диаграмме (рис. 22) изображается соотношение между относительными количествами каждой из трех фаз, сумма которых приведена к 100*.

* Таким образом, оливин, количество которого в ходе кристаллизации почти не изменяется, и магнетит, практически не поддающийся учету в шлифах, из рассмотрения исключены.

Самой важной особенностью, отличающей последовательное развитие кристаллизации, является строгая пропорциональность между компонентами. Фигуративные точки для плагиоклаза и пироксена объединяются двумя прямыми, исходящими из одной точки, отвечающей ста процентам стекла, или начальному моменту кристаллизации системы. При этом отношения между плагиоклазом и пироксеном с большим постоянством удерживаются у величины $P_x : P_l = 0,33$, при колебаниях от 0,22 (точка 3^a) до 0,39 (точка 1^a). Это отношение соответствует в свою очередь 0,75 объема плагиоклаза и 0,25 объема пироксена в сумме кристаллической фазы, принятой за единицу.

Линейная зависимость между количествами каждого из минералов в кристаллизующемся базальте и строгое постоянство в отношениях

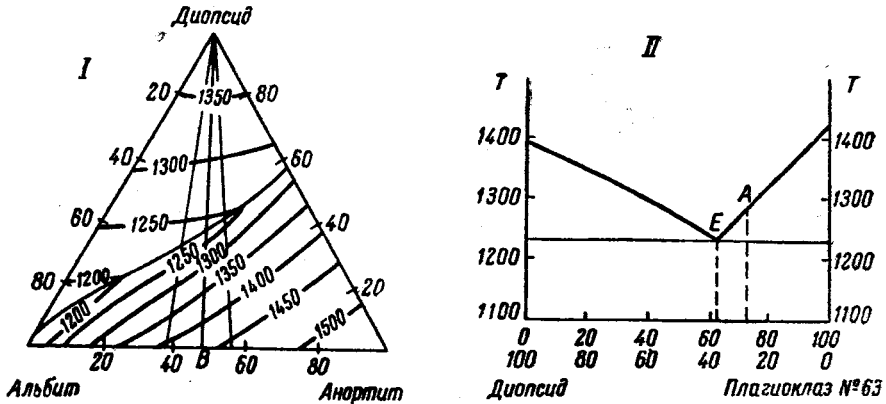


Рис. 23.

I — изотермы поверхности ликвидуса в системе альбит—анортит—диопсид (весовые проценты); II — сечение этой диаграммы по линии — плагиоклаз № 63 (В) — диопсид. На рис. I тонкими линиями отмечены предельные составы плагиоклаза в базальтах долины Монни. На рис. II линия А соответствует отношению плагиоклаза к пироксену в базальтах Монни

между ними ясно указывают на эвтектический (котектический) характер кристаллизации.

Как известно, Н. Л. Боуэном (Bowen, 1913, 1915) была подробно изучена система диопсид — альбит — анортит, чрезвычайно близко отвечающая составам базальтовых расплавов. При этом он установил наличие эвтектических отношений в бинарных системах диопсид — альбит и диопсид — анортит и отсутствие тройной эвтектики, объясняемое существованием твердых растворов между альбитом и анортитом.

Вместе с тем систему диопсид — плагиоклаз можно упрощенно считать двухкомпонентной с ходом кристаллизации и бинарной эвтектикой, зависящей от соотношений между компонентами (Нигли, 1946).

Принимая во внимание постоянство отношений между плагиоклазом и пироксеном в рассматриваемых базальтах, относительное постоянство составов постэффузивного плагиоклаза и отсутствие в нем зональности можно, пользуясь данными Боуэна, построить псевдобинарную диаграмму кристаллизации системы пироксен — плагиоклаз (рис. 23).

На рис. 23 (I) изображается система диопсид — анортит — альбит по Боуэну и частное сечение этой системы по линии плагиоклаз — диопсид от точки, соответствующей лабрадору с 63% Ап (точка В отвечает среднему составу плагиоклаза в базальтах долины Монни).

Рисунок 23 (II) характеризует двойную эвтектику с эвтектической точкой (Е) при 63% лабрадора (№ 63) и 37% диопсида. Существующие отношения в базальтах долины Монни равны 71,5% плагиоклаза и 28,5% пироксена по весу (точка А на диаграмме).

Близость теоретически полученных эвтектических соотношений с модальным составом базальтов представляет собой пример хорошего совпадения результатов экспериментальной и полевой петрографии.

Некоторое расхождение в составах Анюйских лав и теоретической эвтектики (8,5%) может объясняться рядом причин.

Прежде всего некоторое несовпадение данных может быть связано с более ранним появлением вкрапленников плагиоклаза, что свидетельствует о ведущей роли плагиоклаза в процессе кристаллизации и, следовательно, о некотором отклонении состава базальтов от строго эвтектических отношений.

Кроме того, необходимо учитывать, что состав пироксена в базальтах является не диопсидовым, а авгитовым. Так как кристаллизация диопсида в «сухих» расплавах происходит при 1391°С, а клиноэнстатита при 1557°С, примесь магнезиального компонента к составу пироксена должна сдвинуть точку эвтектики на диаграмме псевдобинарной системы вправо.

Диаграмма Боуэна представляет собой проекцию поверхности ликвидуса. Следовательно, плагиоклазу с 63% Ап должна на этой поверхности отвечать точка с большим содержанием альбита. В бинарной системе альбит — анортит кристаллическому плагиоклазу этого состава отвечает расплав приблизительно с 23% Ап. Введение соответствующей поправки при выборе нужного сечения диаграммы Боуэна, сильно сдвинуло бы точку эвтектики опять-таки вправо.

Все рассмотренные стороны проблемы количественных отношений между компонентами базальтов приводят, таким образом, к выводу о кристаллизации расплавов по эвтектической схеме. Однако, как будет видно, эта схема несколько усложняется в связи с эволюцией состава минералов.

Минералогия базальтов

Приведенные выше данные ясно показывают постоянство отношений между главными компонентами в течение всего процесса кристаллизации. Однако состав каждой из фаз испытывает за это время существенные изменения, анализ которых помогает восстановить основные особенности эволюции термодинамической обстановки и состава расплавов.

Вулканическое стекло. Кристаллизация базальтового расплава сопровождается непрерывным изменением свойств незатвердевшего остатка. Количественная оценка этих изменений встречается, однако, непреодолимые трудности, связанные с невозможностью отделить для анализа стекловатый базис лав от заключенных в нем вкрапленников, микролитов и кристаллитов. Эти трудности вызывают поиски косвенных путей для решения проблемы.

Выше неоднократно упоминалось об изменении цвета стекол в базальтах разных стадий кристаллизации. Сообразно со степенью кристалличности лав, их стекловатый остаток меняет не только свой цвет, но и светопреломление. Последняя константа имеет, впрочем, для целей количественной корреляции только относительную ценность, так как простая зависимость между n_D и содержанием в стекле кремнезема, предполагаемая кривыми Джорджа (1924), на самом деле нарушается влиянием растворенных летучих (Белянкин и Еремеев, 1935), железа, титана и т. д. Некоторые исследования (Кент и Френкель, 1950) свидетельствуют, кроме того, о влиянии на светопреломление стекла степени его девитрификации. Впрочем убедительность последнего вывода опять-таки упирается в невозможность аналитического выявления причин изменчивости рефракционной константы, которая, как это совершенно ясно, может зависеть в девитрифицированных стеклах и от

реального изменения их состава благодаря выделению кристаллической фазы.

В табл. 38 сведены цифры светопреломления стекла лав различных структурных типов. Анализируя ее, можно сделать некоторые выводы о направлении изменения стекловатого остатка в кристаллизующемся расплаве. В силу отмеченных выше причин эти выводы носят скорее качественный характер.

Таблица 38

№ образца	% стекла в породе	Светопреломление стекла	% SiO ₂ по светопреломлению стекла	% SiO ₂ по анализу лавы	Разница в % SiO ₂ в стекле и лаве	Структурный тип лав
4	34,0	1,528	59,7	52,27	7,4	Грубопузырчатая лава трещинного потока
28	74,7	1,550	54,0	49,30	4,7	Тонкопузыристая лава главного потока Анюйского вулкана
40	100,0*	1,546	54,6	53,60	1,0	Тонкопузыристая лава вулканического конуса
41	100,0*	1,537	56,5	54,00	2,5	То же
51	68,0	1,549	54,2	50,10	4,1	Тонкопузыристая лава главного потока Анюйского вулкана
53	16,0	1,535	57,2	52,83	4,4	Плотная лава главного потока Анюйского вулкана
10	87,0	1,579	50,3	—	—	Стекло закаленной корки трещинного потока
22	71,5	1,572	50,9	—	—	То же
42	100,0	1,591	48,7	—	—	Стекловатый шлак
43	100,0	1,570	51,4	—	—	Стекло вулканической бомбы
43 ^a	100,0	1,571	51,2	—	—	То же
43 ^b	100,0	1,576	50,5	—	—	" "
43 ^b	100,0	1,578	50,3	—	—	" "
43 ^г	100,0	1,592	48,9	—	—	" "
44	76,4	1,572	50,9	—	—	Стекло закаленной корки главного потока Анюйского вулкана

* Тонкопузыристые лавы (образцы № 40 и 41) содержат в стекловатой массе значительное количество не поддающихся учету кристаллитов.

Прежде всего необходимо отметить существенную разницу между светопреломлением стекловатого мезостаза в частично раскристаллизованных лавах первой половины таблицы и в совершенно нераскристаллизованных стеклах второй ее половины, содержащих иногда (образцы № 10, 22 и 44) лишь некоторое количество вкрапленников раннего происхождения. Светопреломление стекол первого ряда варьирует в пределах 1,528—1,550. Соответствующие пределы для нераскристаллизованных стекол 1,570—1,592. Характерна значительно более высокая рефракционная константа у стекол, вовсе лишенных кристаллических компонентов или содержащих лишь небольшое количество ранних вкрапленников, чем у стекол с двумя поколениями кристаллов.

Соответственно с этим стекла второй группы значительно основнее первой. Отвечающие им пределы процентного содержания кремнезема характеризуются следующими цифрами: 1) нераскристаллизованные стекла от 48,70 до 51,40; 2) стекловатый мезостазис в анализированных лавах от 54,00 до 59,70. Анализированные лавы отличаются содержанием кремнезема от 49,30 до 54,00.

Эти соотношения показывают, что кислотность лав в общем является несколько более высокой, чем вычисленная по светопреломлению кислотность нераскристаллизованных базальтовых стекол и существенно более низкой, чем стекол их собственного мезостазиса. В последнем случае содержание вычисленного кремнезема во всех образцах выходит за пределы базальтовых норм, отвечая нормам андезито-базальтов и андезитов.

Детали этой закономерности видны из табл. 38, в которой сопоставлены цифры содержания кремнезема в валовом составе лавы и в ее мезостазисе для каждого из анализируемых образцов. Мезостазис всюду оказывается более богатым кремнеземом, чем лава, которой он принадлежит.

Вторая колонка той же таблицы, отображающая процентное содержание стекла в анализируемых лавах, позволяет видеть существование более или менее определенной зависимости между его количеством и относительной кислотностью породы. Лавы, наиболее раскристаллизованные, чаще всего дают и наибольшую разницу между количествами кремнезема в валовом ее составе и в стекле.

Конечный вывод заключается, очевидно, в том, что кристаллизация базальтов долины Монни сопровождалась прогрессивным увеличением кислотности остаточного расплава, застывшего в виде стекловатого мезостазиса. Этот вывод полностью согласуется с теорией и экспериментами. Например, Куно (1933), исследуя базальты Азиро, рассчитал, что при найденном содержании кремнезема в базальтах 51,10% основная масса того же базальта должна иметь 53,4% SiO_2 , т. е. относиться уже к андезито-базальтам.

Что касается вопроса о соотношении между содержанием кремнезема в лавах и нераскристаллизованных стеклах, то, как показывают приведенные выше данные, последние характеризуются несколько меньшим, чем у лав, количеством (рассчитанного по их светопреломлению) кремнезема. Пределы отклонений варьируют от 0,6 до 2,6% SiO_2 . Между тем, здесь следовало бы ожидать либо равенства отношений, либо даже чуть большей кислотности закаленных стекол из-за наличия в них некоторого количества ранних вкрапленников. Наиболее вероятной причиной этих отклонений может быть несоответствие между рефракционными показателями стекол и содержаниями кремнезема, предсказываемыми кривой Джорджа. Из отмеченных выше условий, отражающихся на светопреломлении стекол, в настоящем случае можно было бы предполагать влияние растворенного железа. Последнее повышает светопреломление стекол и, таким образом, способствует получению заниженных цифр для кремнезема против данных Джорджа. Некоторое обогащение железом на ранних стадиях кристаллизации базальтов в данном случае вполне возможно. Оно может быть увязано с ранней кристаллизацией плагиоклаза и магнезильного оливина в доэффузивный период.

Рудные минералы. Изменение цвета стекол, отвечающих разным стадиям кристаллизации лав, в значительной степени зависит от природы и количества выделившихся рудных минералов.

Красная окраска окисленных лав зависит от кристаллизующегося в их стекловатом базисе тонкопластинчатого гематита кроваво-красного цвета. Для химизма подобных лав (образец № 40) характерно относительно высокое содержание окисного железа.

Черная и серая окраска «нормальных» лав отчасти вызывается обильными выделениями магнетита и ильменита.

Начальные стадии кристаллизации сопровождаются появлением тонкой магнетитовой пыли вокруг кристаллитов. Зернышки магнетита представляются всегда черными, непросвечивающими и строго изометричными. В связи с выделением магнетита желтый или коричневый цвет

стекла меняется на бурый или черный. При этом как количество магнетита, так и густота окраски мезостаза возрастают в соответствии со степенью кристалличности лавы.

Очень ранняя кристаллизация магнетита в базальтовых расплавах была подтверждена экспериментальными исследованиями А. А. Леонтьевой (1947, 1949). Как и в указанных стеклах, магнетитовая пыль начинала выделяться в условиях эксперимента вокруг зародышей кристалликов плагиоклаза. Такой же процесс наблюдался при кристаллизации как в окислительных (в атмосфере воздуха), так и в восстановительных условиях. А. А. Леонтьева предполагает, что... «ассоциация магнетита с плагиоклазом и пироксеном объясняется тем, что ненасыщенные атомы кислорода или дефектные места в кремнекислородном скелете этих кристаллов, служат центрами кристаллизации окислов железа». Ранней кристаллизации магнетита, особенно у растущих микролитов плагиоклаза, должно способствовать обогащение этих участков железом, так как оно за редкими исключениями (Белянкин, 1926) не входит в кристаллическую решетку полевого шпата.

Продолжающаяся кристаллизация базальтов сопровождалась ростом кристалликов магнетита, размеры которых определенно увеличиваются от стекловатых лав к лавам интерсертальным и долеритовым.

Для мезостаза тонкопузыристых и грубопузыристых лав характерны уже хорошо различимые кристаллики магнетита, часто срастающиеся друг с другом в виде дендритовидных агрегатов, типичных для лав толейитовой группы. Местами наряду с изометричными кристалликами магнетита встречаются и пластинчатые кристаллики ильменита.

В плотных лавах с небольшим количеством остаточного мезостаза магнетитовые зерна и ильменитовые пластинки присутствуют приблизительно в одинаковом количестве. Благодаря относительно крупным размерам зерен они уже поддаются здесь количественному учету.

Таким образом, кристаллизация магнетита начинается на самых ранних стадиях застывания базальтов и продолжается вплоть до окончательного их затвердевания. На поздних этапах кристаллизации магнетиту сопутствует ильменит, появление которого в базальтах совпадает с появлением титанистых разностей авгита. Общее количество выделяющихся рудных минералов определенно возрастает к конечным этапам застывания лав, хотя выразить цифрами этот рост невозможно благодаря чрезмерно малым размерам кристалликов на ранних стадиях.

Апатит в отличие от магнетита с его сильно растянутым периодом кристаллизации строго приурочен только к конечным моментам застывания базальтов. Мелкие игольчатые кристаллики можно видеть в мезостазе грубопузыристых и плотных базальтов. Изредка они секут микролиты плагиоклаза. Малое количество апатита вообще характерно для лав долины Монни.

Оливин является одним из важнейших породообразующих минералов базальтов. Он входит в состав всех структурных групп, причем наблюдается и в лавах, слегка пересыщенных кремнеземом. Общее количество оливина, однако, относительно невелико, редко выходя за пределы среднего содержания 7%, характеризующего лавы долины Монни.

История кристаллизации оливина чрезвычайно интересна. Несомненно, он выделяется из расплава первым и притом отчасти еще в доэффузивный этап кристаллизации.

Ранние — интрателлурические — кристаллы характеризуются относительно крупными (1—2 мм) размерами и интенсивно проявляющейся резорбцией (рис. 24). Некоторые из ранних вкрапленников имеют включения стекла, совершенно аналогичные пойкилитовым включениям в доэффузивных кристаллах плагиоклаза. Такие же вкрапленники в небольшом количестве наблюдаются почти во всех структурных разновидно-

стях базальтов; особенно характерны они для закаленных стекол и стекловатых лав верхней части потоков, для шлаков и вулканических бомб. Во многих случаях резорбированные вкрапленники оливина (если не считать некоторого количества магнетитовой пыли) являются единственным кристаллическим элементом. Быстрое застывание расплава предохранило в данном случае ранние кристаллы от растворения, зашедшего значительно дальше в медленнее застывавших лавах глубоких уровней. Только с этим обстоятельством может быть связана относительная редкость интрателлурического оливина в пузыристых и плотных лавах.

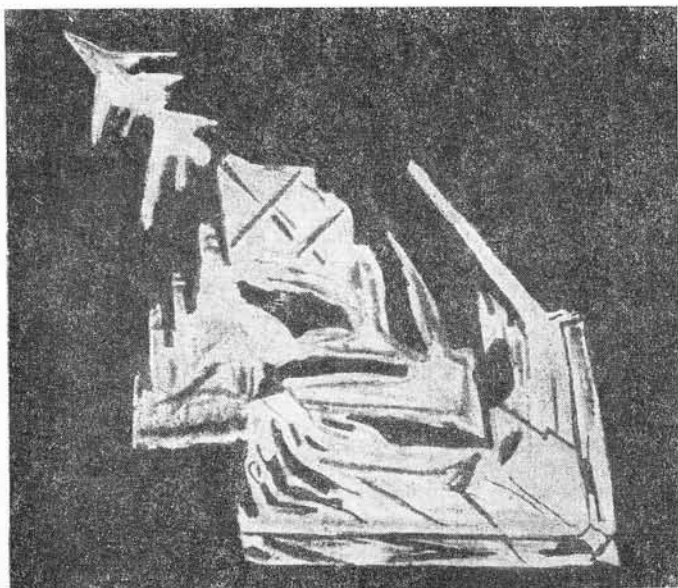


Рис. 24. Интрателлурический вкрапленник оливина из стекловатой лавы

По составу интрателлурический оливин резко отличается от оливина более позднего происхождения более высокой железистостью. Как видно из табл. 39, в которой сведены данные по всем исследованным кристаллам, его состав варьирует от Fa_{22} до Fa_{40} , отвечая в среднем приблизительно гялосидериту с 30—31% Fa . В то же время состав более поздних вкрапленников, кристаллизовавшихся уже несомненно в постэффузивное время, меняется обычно от Fa_8 до Fa_{12} , отвечая в среднем составу Fa_{10} .

Оптические свойства позднего оливина отличаются постоянством; угол оптических осей меняется в пределах лишь трех градусов: от $+87$ до $\pm 90^\circ$. Пределы вариаций для светопреломления и двупреломления не превышают двух единиц третьего знака.

Морфология поздних вкрапленников отличается слабым проявлением резорбции или полным ее отсутствием. Вкрапленники величиной от 0,4 до 0,8 мм иногда еще слегка оплавлены*, более мелкие кристаллики обычно совершенно идиоморфны.

Слегка оплавленные кристаллы наблюдаются как в закаленных лавах, где они, однако, уступают место скелетным вкрапленникам ранней генерации, так и в лавах всех остальных структурных горизонтов. Идиоморфные вкрапленники впервые появляются в пузыристых лавах и получают особенное развитие в базальтах с интерсертальной и долеритовой структурой.

* Интенсивной резорбции и скелетных кристаллов здесь не наблюдается.

Типы лав	№ шифра	N_g	N_p	$N_g - N_p$	$2V$	% Fa	Примечание
I Ia	44	—	—	0,035	89°	10	Поздний вкрапленник
	10	—	—	0,037	—84°	28	Ранний вкрапленник
	10	1,713	1,676	0,037	—86°	22	То же
	21	—	—	0,036	89°	10	Поздний вкрапленник
	22	—	—	0,036	89°	10	То же
	22a	—	—	0,035	89°	10	" "
	60	—	—	—	88°	8	" "
	63	—	—	—	—79°	40	Ранний вкрапленник
II	63	—	—	—	—82°	32	То же
	27	1,700	1,663	0,037	89°	10	Поздний вкрапленник
	28	—	—	0,036	90°	12	То же
IIa	51	—	—	0,037	88°	8	" "
	23	—	—	0,035	90°	12	" "
III	65	—	—	0,033	89°	10	" "
	26	1,700	1,663	0,037	90°	12	" "
IIIa	4	1,701	1,665	0,036	90°	12	" "
	24	1,702	1,666	0,036	90°	12	" "
	73	—	—	—	88°	8	" "
IV	52	—	—	0,035	87°	4	" "
	53	—	—	0,038	89°	10	" "
IVa	59	—	—	0,036	89°	10	" "
	135	1,700	1,663	0,037	89°	10	" "
	136	—	—	—	90°	12	" "
	137	—	—	0,035	90°	12	" "

I, Ia—закаленные стекловатые лавы вулкана и трещинного потока; II, IIa—тонкопузыристые лавы вулкана и трещинного потока; III, IIIa—грубопузыристые лавы вулкана и трещинного потока; IV, IVa—плотные лавы вулкана и трещинного потока.

Пространственные и количественные отношения между вкрапленниками различных морфологических типов позволяют видеть, что крупные кристаллы гиалосидерита, наблюдаемые преимущественно в закаленных лавах, образовались в доэффузивную стадию кристаллизации и, оказавшись неустойчивыми в новых условиях равновесия, в значительной степени разрушились. Естественно, что быстрая закалка стекловатых лав предохранила большую часть этих вкрапленников от полного исчезновения.

Одновременно с резорбцией раннего оливина, после излияния лав на поверхность, началась кристаллизация новых, более магнезиальных кристаллов, равновесных с постэффузивным состоянием расплава.

Кристаллизация этого оливина продолжалась вплоть до поздних этапов застывания базальтов, судя по многочисленным идиоморфным микровкрапленникам, характерным для плотных лав. Некоторое оплавление наиболее крупных вкрапленников этого рода предполагает начавшееся частичное их растворение, непрерывно изменяющимся в ходе кристаллизации остаточным расплавом. Начавшаяся резорбция была, однако, прервана окончательным затвердеванием расплава.

Такая история кристаллизации поздних вкрапленников обуславливает некоторые различия в составе кристаллов и этой группы. Необходимо предполагать нормальную последовательность в изменении составов и, следовательно, появление более железистых оливинов среди микровкрапленников. Однако малые размеры последних и, возможно, слишком незначительные масштабы эволюции составов не позволяют уловить их доступными методами исследования.

Наиболее интересная часть проблемы связана с обратной последовательностью эволюции состава доэффузивных и постэффузивных вкрапленников. Смена относительно низкотемпературных оливинов ранней стадии кристаллизации относительно высокотемпературными оливинами

поздней стадии свидетельствует о заметном перегреве расплавов после излияния их на поверхность.

Некоторое представление о возможных масштабах этого перегрева дает известная диаграмма плавкости системы форстерит—фаялит. Как известно, температура плавления оливина с 31% Fa в условиях эксперимента с «сухим» расплавом равна 1530° , а оливина с 10% Fa 1760° . Кроме того, важна сопряженность составов оливина раннего и позднего происхождения; расплавление оливина Fa_{31} дает жидкость, последующая кристаллизация которой должна начаться с выделения кристаллов Fa_9 . Таким образом, эволюция состава оливинов, соответствуя экспериментальным данным, отражает два существенных этапа в застывании базальта — расплавление интрателлурических вкрапленников в результате постэффузивного перегрева лавы и последующую, прерванную затвердеванием кристаллизацию более магнезиального оливина постэффузивной стадии.

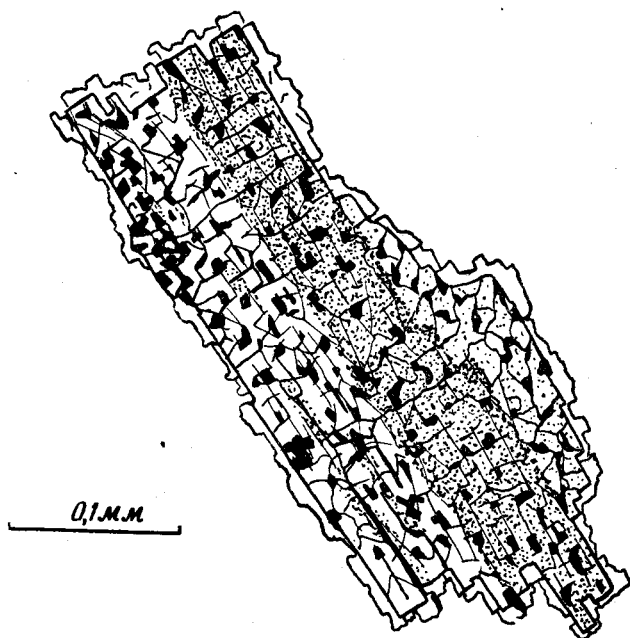


Рис. 25. Интрателлурический вкрапленник оливина из пузыристой лавы

Плагиоклаз также обнаруживает важные особенности, отражающие историю кристаллизации базальтового расплава.

Подобно оливину, плагиоклаз дает как доэффузивные, так и постэффузивные вкрапленники, к которым в раскристаллизованных лавах присоединяются игольчатые и лейстовые микролиты.

Интрателлурические вкрапленники особенно характерны для закаленной оторочки, где они образуют крупные (до 2—3 мм) сильнооплавленные, слабозональные кристаллы с множеством пойкилитовых включений стекла. В некоторых случаях резорбированные кристаллы окружены тонкой бахромчатой каймой, всегда более основного плагиоклаза (рис. 25). Граница между оплавленным ядром и каймой нарастания обычно отмечается прерывистой тонкой оторочкой магнетитовой пыли или бурого мезостазиса.

Совершенно аналогичные кристаллы раннего плагиоклаза встречаются (в убывающем по направлению ко дну потока количестве) и во всех остальных структурных типах лав. Относительная редкость пойкилитового плагиоклаза, очевидно, объясняется полным растворением части кристалликов доэффузивного происхождения.

Инtratеллурический резорбированный плагиоклаз характеризуется андезиновым составом. Пределы вариаций охватывают 16 номеров от андезина с 34% Ap до андезин-лабрадора с 50% Ap.

Во всех исследованных кристаллах кайма имеет лабрадоровый состав, отвечающий позднему плагиоклазу, кристаллизовавшемуся уже после излияния лав на поверхность. Средний состав доэффузивного плагиоклаза отвечает андезину с 46% Ap.

Процентное содержание Ap в инtratеллурических вкрапленниках плагиоклаза характеризуется следующими данными:

Шлиф № 10	49, 53*
" № 24	49
" № 53,	49, 60*
" № 60	50
" № 137	42, 34, 59*

Поздние вкрапленники плагиоклаза отличаются микротиновым характером, полным отсутствием включений и ясно выраженным идиоморфизмом. Они образуют полисинтетически сдвойникованные (преимущественно по альбитовому закону) кристаллы таблитчатого габитуса с редко наблюдаемой непрерывной зональностью. В базальтах с интерсертальной и особенно долеритовой структурой между величиной вкрапленников и микролитов плагиоклаза нет четкой границы (серийная структура).

Поздние таблитчатые вкрапленники плагиоклаза присутствуют во всех структурных разностях базальтов, однако наименьшее их количество, при наименьшем размере кристалликов, характеризует закаленные лавы на поверхности потоков.

Состав вкрапленников этой генерации во всех случаях отвечает лабрадору в пределах от 56 до 70% Ap. Средний состав близок к лабрадору с 63% Ap.

Процентное содержание Ap в постэффузивных вкрапленниках плагиоклаза характеризуется следующими данными:

Шлиф № 4	65, 66	Шлиф № 46	70
" № 17	69, 68, 65	" № 51	68, 70
" № 19	66	" № 52	56, 60
" № 21	60	" № 53	60
" № 22	68	" № 59	60
" № 23	70	" № 60	65
" № 26	59	" № 135	58
" № 44	57, 59	" № 136	56

Микролиты плагиоклаза практически отсутствуют в закаленных лавах и появляются лишь с горизонта тонкопузыристых лав, где они обычно кристаллизуются в виде тонких игольчатых кристалликов. В грубопузыристых и плотных лавах они имеют лейстовую форму и обычно сдвойникованы. Состав лейстовых микролитов не отличается от поздних вкрапленников, характеризуясь теми же пределами вариаций (54—70% Ap) и тем же средним типом (62% Ap).

Процентное содержание Ap в микролитах плагиоклаза характеризуется следующими данными:

Шлиф № 4	65	Шлиф № 51	70
" № 19	66	" № 53	59
" № 23	68	" № 65	56
" № 26	60	" № 136	54, 60

Таким образом, таблитчатые вкрапленники и лейстовые микролиты плагиоклаза в лавах всех структурных типов, несмотря на различную

* Кайма инtratеллурических кристаллов.

величину, имеют практически один и тот же состав и должны рассматриваться в качестве одной генерации, образование которой сопровождало всему этапу эффузивной кристаллизации базальтов*. К другой генерации относятся оплавленные пойкилитовые вкрапленники плагиоклаза, кристаллизовавшиеся до излияния лав на поверхность и оказавшиеся неустойчивыми в новых условиях равновесия.

Важное генетическое значение имеет обратная последовательность в смене составов ранних и поздних плагиоклазов, повторяющая такую же особенность в кристаллизации оливинов. В среднем эта смена выражается у плагиоклазов скачком от Ap_{46} у интрателлурических вкрапленников до Ap_{62-63} у постэффузивных вкрапленников и микролитов. Крайние встречающиеся составы, как видно из таблицы, отвечают Ap_{34} , Ap_{70} . Наблюдаемая зональность раннего и позднего плагиоклазов требует при рассмотрении возможной сопряженности их составов учета крайних значений, а не средних цифр, отражающих только общий результат последовательно протекавшей кристаллизации.

Известная диаграмма плавкости системы альбит — анортит показывает, что жидкость состава Ap_{34} находится в равновесии с кристаллами плагиоклаза Ap_{68} , что очень близко отвечает указанным выше значениям.

Температура плавления андезина № 34 в условиях эксперимента 1180° ; температура кристаллизации лабрадора № 68 1375° . Следовательно, наблюдаемые составы доэффузивных и постэффузивных вкрапленников плагиоклаза, так же как и в случае с оливином, требуют заметного повышения температуры базальтового расплава после излияния его на поверхность. Расплавленные интрателлурические кристаллы плагиоклаза дают жидкость, последующая кристаллизация которой начинается с основного лабрадора № 68—70 и прерывается благодаря затвердеванию лавы на уровне кислого лабрадора № 55—56.

Таким образом, постэффузивный перегрев лав долины Монни доказывается как описанными выше особенностями строения больших оплавленных полостей в базальтах, так и особенностями состава до- и послеэффузивных кристаллов оливина и плагиоклаза. Истинные размеры перегрева, разумеется, могут не совпадать с теоретически рассчитанными. Однако довольно хорошее совпадение наблюдаемого состава с результатами эксперимента позволяет все же предполагать некоторое соответствие и в масштабах требуемого перегрева. Скорее всего искомую цифру можно, по-видимому, найти между крайними полученными значениями ($160-220^{\circ}$). В обзоре данных по постэффузивному перегреву базальтовых лав, Р. О. Дэли (1936) считает интервал в $180-200^{\circ}$ наиболее вероятным.

Пироксен. Если оливины и плагиоклазы дают возможность сопоставить друг с другом условия доэффузивной и послеэффузивной кристаллизации базальтов Монни, то пироксены позволяют проследить за особенностями изменения состава расплавов в течение всего периода их застывания.

Пироксены почти совершенно отсутствуют в закаленных базальтовых стеклах и, таким образом, не кристаллизовались в интрателлурических условиях. Впервые в заметных количествах пироксен появляется в тонкопузыристых лавах. Вслед за тем его содержание, пропорциональное содержанию плагиоклаза (25:75), непрерывно растет по направлению к плотным базальтам с интерсертальной и долеритовой структурами.

Вкрапленники пироксена характеризуются относительно небольшими размерами (в среднем $0,4-0,6$ мм) и сравнительно хорошо выра-

* Состав тонких игольчатых микролитов, неопределимых из-за их малой величины, остается неизвестным. Не лишено вероятности, что эти, последние по времени образования, кристаллы являются более кислыми.

женным идиоморфизмом. Во всех лавах наблюдаются короткопризматические кристаллы с приблизительно одинаковым развитием граней пинакоидов и призмы.

По оптическим свойствам вкрапленники пироксена на всех стадиях кристаллизации непрерывно меняются. Общее направление эволюции вкрапленников пироксена сводится к прогрессивному уменьшению в них содержания кальция и увеличению содержания магния и железа (табл. 40).

Таблица 40

Типы лав	№ шлифа	Ng	Np	Ng - Np	c:Ng	2V	% Wo	% En	% Fs	Примечание	
I	44	—	—	0,024	44°	59°	45	42	13	Вкрапленник	
	Ia	21	1,714	1,689	0,025	45°	60°	46	41		13
	22	1,718	1,694	0,024	41°	60°	46	41	13		
II	22a	—	—	0,025	42°	61°	47	40	13	"	
	27	—	—	0,024	45°	60°	46	41	13	"	
	28	—	—	0,022	41°	59°	45	42	13	"	
	28	—	—	—	—	60°	46	41	13	"	
	51	1,712	—	0,024	44°	58°	42	42	16	Микролит	
IIa	51	—	—	—	—	60°	46	41	13	Вкрапленник	
	51	—	—	—	—	61°	47	40	13	Микролит	
	23	—	—	0,022	39°	59°	45	42	13	"	
	23	—	—	0,019*	42°	40°*	33	42	25	Вкрапленник	
III	23	—	—	0,009*	мал.	?	—	100	—	Кайма микролита	
	26	—	—	0,023	43°	58°	42	42	16	Ядро микролита	
	26	—	—	0,021*	48°*	40°*	33	42	25	Вкрапленник	
IIIa	26	—	—	0,011*	14°*	?	—	100?	—	Кайма микролита	
	4	1,720	—	0,024	44°	58°	42	42	16	Ядро микролита	
IV	24	—	—	0,017*	40°	38°*	30	48	22	Вкрапленник	
	52	—	—	0,024	42°	57°	41	43	16	Микролит	
IVa	53	1,723	1,700	0,023	45°	57°	41	43	16	Вкрапленник	
	53	—	—	—	—	58°	42	42	16	"	
	59	—	—	0,022	47°	56°	39	44	17	Микролит	
	135	—	—	0,019	48°	55°	38	44	18	Вкрапленник	
	135	—	—	—	—	40°*	33	44	18	"	
	136	1,721	—	—	—	56°	39	44	17	"	
	137	—	—	0,020	46°	55°	38	44	18	"	

I, Ia—закаленные лавы вулкана и трещинного потока; II, IIa—тонкопузыристые лавы вулкана и трещинного потока; III, IIIa—грубопузыристые лавы вулкана и трещинного потока; IV, IVa—плотные лавы вулкана и трещинного потока.

* Эти константы имеют приближенное значение.

В табл. 41 приведены средние составы вкрапленников пироксена для каждого из структурных типов базальта. Из таблицы видно, что в процессе эволюции роль железа возрастает в пироксенах несколько быстрее, чем роль магния (условные обозначения структурных типов те же, что и в табл. 40).

Таблица 41

Типы лав	Wo %	En %	Fs %
I, Ia	46	41	13
II, IIa	44	41,5	14,5
III, IIIa	42	42	16
IV, IVa	40	43,2	16,8

Таким образом, последовательность эволюции состава вкрапленников пироксена в базальтах Монни хорошо согласуется с закономерностью, впервые сформулированной Т. Бартом (Barth, 1931): «Пироксены,

кристаллизующиеся из магмы, обнаруживают правильную последовательность кристаллизации от диоксидовых к гиперстеновым, причем содержание $MgSiO_3$ может оставаться постоянным или слегка увеличивается». Та же закономерность, подтвержденная на материале из различных районов мира Тсубои (1932), Вагером и Диром (1940), Гессом (1941) и Веселовской (1950), считается универсальной.

Эволюция состава вкрапленников усложняется последовательно увеличивающейся в их составе ролью титана и возможно глинозема. Заметная примесь трехвалентного титана* сказывается на пироксенах грубопузыристых базальтов и проявлена совершенно отчетливо в пироксенах интерсертальных и долеритовых базальтов, окрашенных в серовато-сиреневые тона, а местами имеющих и слабо выраженную структуру песочных часов. Увеличение светопреломления, наблюдаемое в пироксенах этого ряда, если отнестись к нему целиком за счет примеси титана дало бы, по данным А. И. Цветкова, до трех весовых процентов TiO_2 в плотных базальтах по сравнению с базальтами тонкопузыристыми.

Суммарное влияние всех рассмотренных обстоятельств вызывает, как это видно из табл. 40, прогрессивное увеличение светопреломления во вкрапленниках пироксена (от 1,710 до 1,723), связанное с некоторым уменьшением двупреломления (от 0,025 до 0,019), уменьшением угла оптических осей (от 60 до 55°) и увеличением угла погасания (от 41 до 48°).

Значительно большей сложностью отличается эволюция состава микролитов пироксена.

Хотя точные исследования затруднены, а частью и вовсе исключены малыми размерами кристалликов, все же некоторые выводы могут быть сделаны.

В некоторых грубопузыристых лавах и во многих лавах с долеритовой и интерсертальной структурой наблюдаются два типа пироксеновых микролитов. Первый из них характеризуется совершенно теми же оптическими свойствами, что и вкрапленники, т. е. относится к авгитам с большими углами оптических осей. Эти микролиты дают мелкие бесформенные зерна чаще всего изометрических очертаний. Выделить какой-нибудь разрыв между размерами вкрапленников и микролитов авгита ввиду наличия всей серии промежуточных по величине кристалликов, невозможно. Таким образом, совершенно ясно, что авгиты с большими углами оптических осей (55—60°) независимо от величины зерен относятся к одной непрерывно кристаллизовавшейся серии. Следовательно, даже и самые мелкие зерна этого типа являются в генетическом отношении скорее микровкрапленниками, чем микролитами, если с терминами «вкрапленник» и «микролит» связывать представление о минералах в двух генерациях.

Совершенно иным габитусом и составом характеризуются микролиты второго типа, распространенные преимущественно в пузыристых лавах, но встречающиеся и в лавах с интерсертальной структурой. Это бледноокрашенные игольчатые, вытянутые по [001], кристаллики величиной в тысячные и сотые доли миллиметра. Они погружены в бурый стекловатый базис и вместе с зернышками магнетита и иголочками апатита зажаты в интерстициях между более ранними микролитами пироксена и плагиоклаза.

Слишком малые размеры кристалликов делают их недоступными для исследования на федоровском столике и только иммерсионный объектив (система 100×8) с кедровым маслом помогают произвести некоторые приблизительные определения оптических констант.

* TiO_2 , как экспериментально доказано А. И. Цветковым (1951), не влияет на окраску пироксенов.

Игольчатые микролиты пироксена характеризуются призматической спайностью и отдельностью по (001). Во многих случаях наблюдается некоторое подобие волокнистости, скорее всего являющейся субмикроскопическим двойникованием по (100).

Самая интересная особенность этих микролитов заключается в том, что они составлены двумя пироксенами с резко различной оптикой.

Первый из пироксенов, играющий главную роль в составе микролитов, характеризуется слабо сиреневой окраской, двупреломлением, варьирующим от 0,017 до 0,021, углом погасания 40—48°, углом оптических осей 38—40° и ясной дисперсией $r > v$. Все эти данные указывают на пижонитовый авгит с 30—33% Wo.

Второй пироксен отличается бесцветностью, низким двупреломлением (0,009—0,011), малым углом погасания (порядка 14°) и, по-видимому, средним или довольно большим углом оптических осей. Несмотря на приближенный характер определений, обусловленный малыми размерами кристалликов, клиноэнстатитовая природа этого пироксена очевидна.

Особый интерес вызывают соотношения между пижонитовым авгитом и клиноэнстатитом, наблюдаемые в игольчатых микролитах.

Часто они имеют зональное строение с ядром из клиноэнстатита и каймой из авгита. Граница между ядром и каймой является в этом случае четкой, а иногда и подчеркивается тончайшей, прерывистой пленкой магнетитовой пыли. Последняя проникает иногда по трещинам базальной отдельности в клиноэнстатит и значительно реже и в меньшем количестве наблюдается в авгите.

Кое-где в микролитах пироксена удастся рассмотреть очень неясную структуру песочных часов, охватывающую не только авгитовую кайму кристалликов, но в виде «тени», прослеживаемую и через клиноэнстатитовое ядро. Это обстоятельство, прежде всего, наводит на мысль о первоначально монокристаллической природе микролитов, впоследствии распавшихся на два минерала.

Подобное предположение подкрепляется тем, что наряду с «зональными» микролитами в тех же шлифах можно видеть микролиты с послойно чередующимися тончайшими пластинками авгита и клиноэнстатита. Пластинки грубо параллельны удлинению кристалликов и остро выклиниваются у концов микролита. В пределах клиноэнстатитовых пластинок обособляется магнетитовая пыль.

В более редких случаях наряду или вместо отмеченной параллельно-пластинчатой структуры в микролитах срывается очень сложная колосовидная структура, связанная с развитием пластинчатости и по удлинению кристалликов и под некоторыми углами к нему. Обычно эта поперечная пластинчатость напоминает тончайший многократно повторенный рисунок «елочки», ветви которой приблизительно совпадают с направлением отдельности по (001). Можно думать, что пластинчатость, параллельная удлинению кристалликов, совпадает с (100), а субмикроскопическая колосовидная пластинчатость с (001). Появление последней можно объяснить только допустив первоначально полисинтетическое двойникование микролитов по (100), обычное для пироксенов как авгитовой, так и клиноэнстатитовой серий.

Подобные соотношения между пижонитовым авгитом и клиноэнстатитом свидетельствуют о том, что микролиты наиболее позднего пироксена представляют собой результат распада твердого раствора. Возможно, что и «зональность» некоторых микролитов представляет на самом деле частный случай структуры распада. Малые размеры, форма кристалликов и определенная их связь с интерстициальным стеклом определенно указывают на кристаллизацию в самый последний момент застывания расплава (рис. 26, а, б, в).

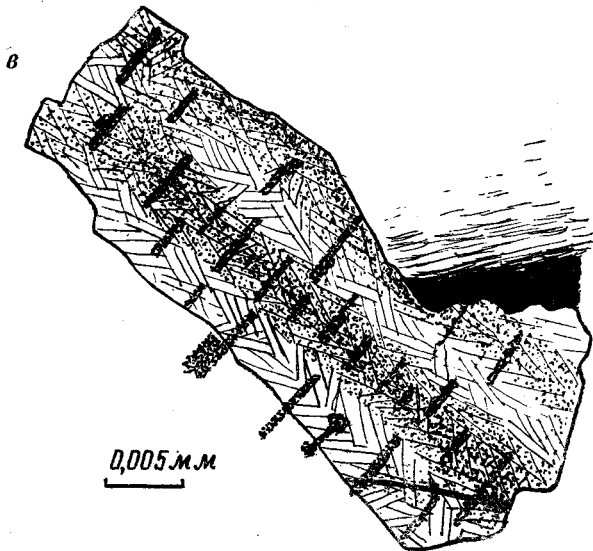
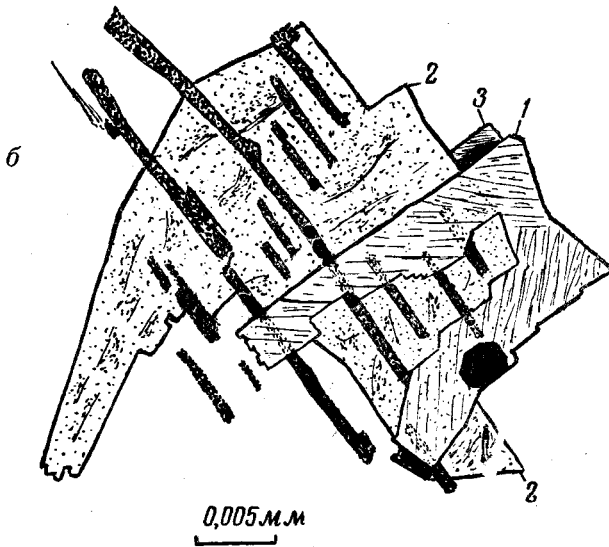
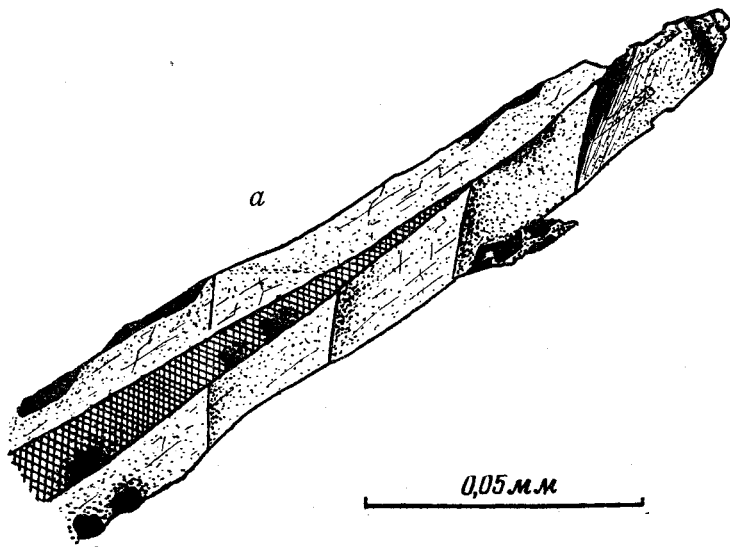


Рис. 26. Структура распада в поздних микролитах пироксена базальтовых лав долины Монни

а — «зональный» микролит пироксена: в ядре — клиноэнстатит, в кайме — пажонитовый авгит, черное — магнетит; *б* — пластинчатая структура распада: 1, 3 — пажонитовый авгит, 2 — клиноэнстатит, черное — магнетит, пылевидные скопления которого вытянуты по (001) только в пластинке клиноэнстатита; *в* — сложная пластинчато-колосовидная структура распада: светлое — пажонитовый авгит с тончайшими выделениями клиноэнстатита (рисунок «елочки»), темное — клиноэнстатит, черное — магнетит

До недавнего времени явления экссолюции отмечались лишь в пироксенах интрузивных пород, а изученные примеры ограничивались выделением пластинок моноклинного пироксена в ромбическом, или наоборот. Лишь в последние годы обнаружены случаи распада твердого раствора, сопровождаемого пластинчатым прорастанием двух моноклинных фаз (пижонита и авгита). Хорошо изученные примеры экссолюционных структур этого рода по-прежнему относятся к пироксенам интрузивных пород, в которых относительно большая величина кристаллов облегчает наблюдения (Браун, 1957). Однако в настоящее время уже известны явления распада первоначально однородных кристаллов пироксена и в эффузивных породах. В частности, Н. Моримото (1956) описал пластинчатые выделения авгита в пижонитовых кристаллах андезитов вулкана Хаконэ.

По-видимому (Poldervaart and Hess, 1951), пластинки ортопироксена в клинопироксене (или наоборот) обычно ориентируются по (100), а пластинки клинопироксена в клинопироксене по (001).

Вместе с тем возможны и более сложные структуры распада, связанные с повторным выделением избыточного компонента вдоль обоих этих направлений в кристалле. Польдерварт и Гесс описали перешедший в ортопироксен пижонит, в котором наблюдаются ориентированные по (001) пластинки авгита и выделившиеся позднее по (100) тончайшие листочки диопсида. Появление последнего связано с дополнительным выделением кальциевого компонента, удержанного ортопироксеном в первом этапе распада.

В данном случае вместо магнезиального ортопироксена в направлении (100) развиваются пластинки магнезиального клинопироксена — клиноэнстатита. Природа ориентированных по (001) субмикроскопических листочков — «структура елочки» — остается неизвестной. Вероятно (как и в отмеченном выше случае), эти листочки представляют собой результат поздней экссолюции относительно кальциевого компонента. Д. С. Белянкин и Б. В. Иванов (1941) в кладке мартеновской печи Сталинского завода наблюдали сочетание трех пироксенов, близкое описанному выше. Здесь в результате взаимодействия динаса и магнетита, при высокой температуре, возникли скелетные кристаллы клиноэнстатита с каймой из энстатит-диопсида (пижонита), в свою очередь обрастаемого авгитом. Авторы отмечают «резко прерывистую» границу между клиноэнстатитом и пижонитом и постепенные переходы в свойствах между пижонитом и авгитом.

Если не считать пространственно отдельной кристаллизации микролитов авгита с большими углами оптических осей в базальтах Монни, то аналогия со случаем, описанным Д. С. Белянкиным, очевидна.

Появление поздних микролитов, состоящих из пижонитового авгита и клиноэнстатита, в отношениях характерных для структур распада можно объяснить следующим ходом событий в последние моменты застывания базальтового расплава.

1. Кристаллизация, у границы поля несмесимости, микролитов титанистого авгита с $2V$ около $55-60^\circ$ и структурой песочных часов.

2. Распад этого авгита на пижонитовый авгит (с $2V$ около $38-40^\circ$) и клиноэнстатит с одновременным выпадением избыточного железа в виде магнетита. Клиноэнстатит образует в минерале — «хозяине» пластинки, ориентированные по (100).

3. Дальнейшее выделение в пижонитовом авгите субмикроскопических пластинок клинопироксена (?), ориентированных по (001) — образование «структуры елочки».

Структуры распада пироксена в базальтах Монни вполне напоминают известные классические примеры с той, однако, разницей, что здесь они появляются в эффузивных условиях, и что явления экссолюции приурочены к самым последним этапам застывания расплава и

соответственно с этим охватывают не вкрапленники, а микролиты. Эти наблюдения окончательно подтверждают возможность явлений несмеси-мости пироксенов в эффузивах, отрицающихся некоторыми петрогра-фами, например, Тсубои (1932) и, кроме того, устанавливают еще неизвестный петрографам тип экссолюции: пижонитовый авгит — кли-ноэнстатит.

Полное совпадение в особенностях ранних и средних стадий кри-сталлизации пироксенов, которое характерно для базальтов долины Монни, а также Японии (Тсубои, Куно), Кавказа (Веселовская), Южной Африки (Гесс и Филлипс, Уокер и Польшерварт), Гренландии (Вагер и Дир), Тасмании (Эд-вардс) и т. д. показывает, что опи-санная картина, характерная для поздних стадий, не является исклю-чением, а лишь дополняет сведения о кристаллизации пироксенов при конечных значениях температур и вязкости в застывающем базальто-вом расплаве.

Общая последовательность кристаллизации всех пироксенов в



Рис. 27. Диаграммы эволюции состава пироксенов в базальтах

А — общая диаграмма состава пироксенов в базальтах долины Монни (нанесены средние данные), нижняя граница поля пироксенов совпадает с верхней границей области несмеси-мости; В — уве-личенный участок общей диаграммы; 1 — пироксены стекловатых лав, 2 — пироксены тонкопузы-ристых лав, 3 — пироксены грубопузыристых лав, 4 — пироксены плотных лав; С — пироксены Скер-гаардской иагрузни, по Вагеру и Диру (I), пироксены четвертичных базальтов Японии по Куно (II)

лавах иллюстрируется диаграммой (рис. 27, А). Основное поле протяги-вается от богатых кальцием авгитов к бедным кальцием авгитам и да-лее к пижонитовым ферроавгитам микролитов. У магнезиальной вершины треугольника обособляется поле экссолюционных клиноэнста-титов.

Эта последовательность кристаллизации особенно четко выявля-ется на рис. 27, В. Здесь отчетливо видно, что пироксены стекловатых лав занимают наиболее высокое положение в этом поле, а ниже и пра-вее последовательно располагаются пироксены тонкопузыристых, гру-бопузыристых и, наконец, плотных лав с интерсертальной и долерито-вой структурой. Самое низкое положение в диаграмме занимают микро-литы пижонитового авгита, особенно богатые магнием и железом.

На диаграмме (рис. 27, С) изображены пути последовательной кристаллизации пироксенов так, как это было показано Вагером и

Диром (1940) для пироксенов габбро-долеритовой интрузии в Гренландии и Куно (1936) для базальтовых пироксенов Японии. Приведенные данные показывают полное совпадение в общем направлении кристаллизации пироксенов из базальтовых расплавов. Особенно близко поле кристаллизации пироксенов в лавах Монни совпадает с полем, установленным Куно для пироксенов в лавах Японии. Пироксены Скергаардской интрузии доходят в своей эволюции вплоть до почти чистой кальциево-железистой фазы, что объясняется плутоническими условиями кристаллизации.

Последовательность кристаллизации

Последовательность кристаллизации породообразующих минералов в базальтах долины Монни иллюстрируется диаграммой (рис. 28).

В интрателлурическую стадию кристаллизовался оливин состава Fa_{30} (в среднем) и плагиоклаз состава Ap_{46} .

В эффузивную стадию интрателлурические вкрапленники обоих минералов испытали сильную резорбцию. Одновременно с этим в новых условиях, определявшихся заметным перегревом расплавов, начал кристаллизоваться оливин состава Fa_8 — Fa_{12} (в среднем Fa_{10}), который выделялся далее почти до окончательного застывания лав. Дальнейшая эволюция его состава была прервана затвердеванием.

Несколько позднее оливина, в тех же условиях начинает кристаллизоваться плагиоклаз состава Ap_{68-70} , эволюция которого прерывается затвердеванием на кристаллах с составом Ap_{55-56} . Средний состав постэффузивного плагиоклаза отвечает Ap_{63} .

Минералы	Интрателлурическая кристаллизация	Постэффузивная кристаллизация					
		Закаленные лавы	Тонкопузыристые лавы	Грубопузыристые лавы	Плотные лавы	Конечная стадия кристаллиз.	Постмагма стадия кристаллиз.
Оливины	Fa_{30}		Fa_8	—	Fa_{12}		
Пироксены		Ca_{46}	Ca_{44}	Ca_{42}	Ca_{40}	Ca_{32}	
Плагиоклазы	Ap_{46}		Ap_{70}	—	Ap_{55}		
Магнетит							
Ильменит							
Апатит							
Кристаллит							

Рис. 28. Диаграмма последовательности кристаллизации породообразующих минералов в базальтах долины Монни

Еще позже вступает в кристаллизацию пироксен, меняющий свой состав от кальциевого авгита, в начальные стадии, до бедных кальцием авгитов и, наконец, пижонитовых ферроавгитов в конечные стадии кристаллизации. Экссолуционный клиноэнстатит также приурочен к конечным этапам застывания и появляется только в структурах распада.

Кристаллизация плагиоклаза и пироксена идет по совершенно ясной эвтектической схеме.

Кристаллизация магнетита начинается на самых ранних стадиях застывания базальтов и практически продолжается до его конца. На последних этапах кристаллизации к магнетиту присоединяется ильме-

нит, причем появление последнего совпадает с появлением титанистого авгита как во вкрапленниках, так и в основной массе.

Апатит кристаллизуется из расплава только на последних стадиях застывания базальтов, а кристобалит необходимо относить уже к ранним этапам постмагматической стадии.

Глава IX

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ХИМИЗМА ЛАВ АНЮЙСКОГО ВУЛКАНА И ТРЕЩИННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ДОЛИНЫ МОННИ

Небольшое количество имеющихся химических анализов не позволяет проследить изменения химизма лав различных структурных уровней подобно тому, как это было сделано для эволюции состава минералов. Тем не менее, некоторые закономерности, касающиеся общих особенностей химизма лав долины Монни, все же могут быть отмечены.

В табл. 42 сведены все шесть анализов лав долины Монни. Кроме того, приведен анализ лавы вулкана Балаган-Тас (Васьковский, 1949), что исчерпывает все имеющиеся к настоящему времени материалы по химизму четвертичных вулканических пород континентальной части Северо-Востока СССР*.

Таблица 42

Окислы	№ образца						
	4	28	40	41	51	53	7
SiO ₂	52,27	49,30	53,60	54,00	50,10	52,83	46,36
TiO ₂	1,67	2,22	1,49	1,60	2,00	1,53	2,01
Al ₂ O ₃	15,56	15,40	15,55	15,14	15,15	15,53	16,35
Fe ₂ O ₃	1,62	1,44	5,26	1,72	0,84	1,88	9,78
FeO	8,05	8,71	4,62	8,05	9,91	7,26	0,68
MnO	0,12	0,16	0,13	0,14	0,18	0,14	0,02
MgO	6,48	7,18	5,91	5,89	7,07	6,56	7,00
CaO	8,03	8,35	7,20	7,48	7,43	7,20	8,68
Na ₂ O	3,60	3,70	3,50	3,71	3,66	3,66	3,56
K ₂ O	1,87	2,54	1,46	1,39	2,37	2,06	1,89
H ₂ O ⁺	0,13	0,36	0,60	0,21	0,46	0,29	2,60
H ₂ O ⁻	0,11	0,23	0,26	0,13	0,24	0,16	0,28
P ₂ O ₅	0,59	0,77	0,41	0,31	0,49	0,45	0,76
Сумма	100,10	100,36	99,99	99,77	99,90	99,60	99,97

№ образца	Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому)									
	a	c	b	s	Q	f'	m'	c'	n	φ
4	10,5	5,1	24,4	60,0	-6,1	36,7	44,5	18,8	74,5	15,0
28	11,7	4,3	27,0	57,0	-13,7	35,0	44,0	21,0	69,0	12,8
40	10,1	5,6	20,3	64,0	+2,2	44,1	49,6	16,3	77,9	50,8
41	10,2	5,0	22,3	62,5	-0,4	36,7	44,6	18,7	80,0	6,7
51	11,3	4,3	26,6	57,8	-11,3	38,0	31,8	30,2	70,0	6,7
53	10,9	4,8	23,4	60,9	-4,8	36,6	47,0	16,4	73,0	1,9
7	10,9	5,9	26,7	56,5	-14,9	35,0	46,0	19,0	74,0	87,1

Примечание. Образцы: 4 — грубопористая лава трещинного потока; 28 — тонкопузыристая лава главного потока Анюйского вулкана; 40 — тонкопузыристая лава вулканического конуса; 41 — тонкопузыристая лава вулканического конуса; 51 — тонкопузыристая лава главного потока Анюйского вулкана; 53 — плотная лава главного потока Анюйского вулкана; 7 — лава вулкана Балаган-Тас.

* Без Камчатки, эффузивный магматизм которой связан с иными геотектоническими условиями.

В предыдущих главах при рассмотрении каждого из анализов отмечалось, что химизм лав долины Монни, отвечая границам базальтового семейства в широком смысле слова, вместе с тем характеризуется рядом специфических особенностей. Самой характерной из них является повышенная щелочность лав, сближающая их состав с трахибазальтами. Лавы конуса (образцы № 40 и 41) имеют, кроме того, несколько повышенное содержание кремнезема, сближающее их с андезито-базальтами.

Более точное положение лав долины Монни в систематике пород базальтового семейства может быть определено сопоставлением их составов с составами пород близких типов.

Таблица 43

№ образца	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>Q</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>
1	9,2	6,1	26,8	57,9	1,3	41,6	39,8	18,6	75,8
2	14,8	3,9	23,1	58,2	-17,2	42,4	33,1	24,5	68,2
3	11,0	6,1	23,7	59,2	-9,7	42,8	30,0	27,2	53,2
4	5,3	7,1	30,1	57,5	-2,7	29,0	52,0	19,0	80,0
5	7,8	7,2	23,9	61,1	-0,6	38,0	47,0	15,0	72,0
6	9,4	7,1	19,5	64,0	2,1	41,0	46,0	13,0	81,0
7	10,6	6,3	16,3	66,8	6,1	39,0	43,0	18,0	80,0
8	4,8	10,9	26,4	57,9	-4,7	44,0	37,0	19,0	88,0
9	5,9	9,9	21,4	62,8	3,9	49,0	38,0	13,0	85,0
10	8,4	8,0	12,7	70,9	17,0	56,0	38,0	6,0	75,0
11	10,7	5,9	26,1	57,3	-12,7	39,0	39,0	22,0	71,0
12	13,3	5,6	18,2	62,9	-6,4	47,0	31,0	22,0	72,0
13	18,3	3,8	9,2	68,7	-3,0	61,0	26,0	13,0	62,0

В табл. 43 приведены числовые характеристики: 1 — среднего базальта, 2 — среднего трахибазальта, 3 — среднего тефрита (по Р. Дэли, 1936), 4 — базальта Ключевского вулкана, 5 — базальта Ключевского вулкана, 6 — андезито-базальта Ключевского вулкана, 7 — андезита вулкана Шивелуч, 8 — среднего базальта Японских вулканов, 9 — среднего андезито-базальта Японских вулканов, 10 — среднего андезита Японских вулканов, 11 — среднего базальтового трахибазальта Дальнего Востока, 12 — среднего трахиандезитового базальта Дальнего Востока, 13 — среднего трахиандезита Дальнего Востока (по А. Н. Заварицкому, 1950).

На основании числовых характеристик по способу А. Н. Заварицкого (1950) построена диаграмма химических составов всех этих лав (рис. 29). Из сопоставления данных таблиц и диаграммы видно, что лавы долины Монни по своему химизму отличаются как от типичных базальтов, так и от трахибазальтов, занимая промежуточное положение между ними.

По относительному содержанию кремнезема они образуют непрерывный ряд от андезито-базальтов с повышенной щелочностью (лавы конуса) до базальтов с повышенной щелочностью (все остальные лавы Монни). К этой же последней группе относится и лава вулкана Балаган-Таса.

Составы образцов № 4 и 53 совершенно точно отвечают среднему тефриту. Однако отсутствие фельдшпатоидов в модалном составе этих лав не позволяет называть их тефритами. Вместе с тем высокое содержание нормативного ортоклаза во всех лавах и нормативного нефелина в некоторых из них (табл. 44) позволяет называть их тефритовыми базальтами и тефритовыми андезито-базальтами.

Приведенные данные позволяют наметить и общее направление эволюции состава расплавов по мере развития вулканических явлений в долине Монни.

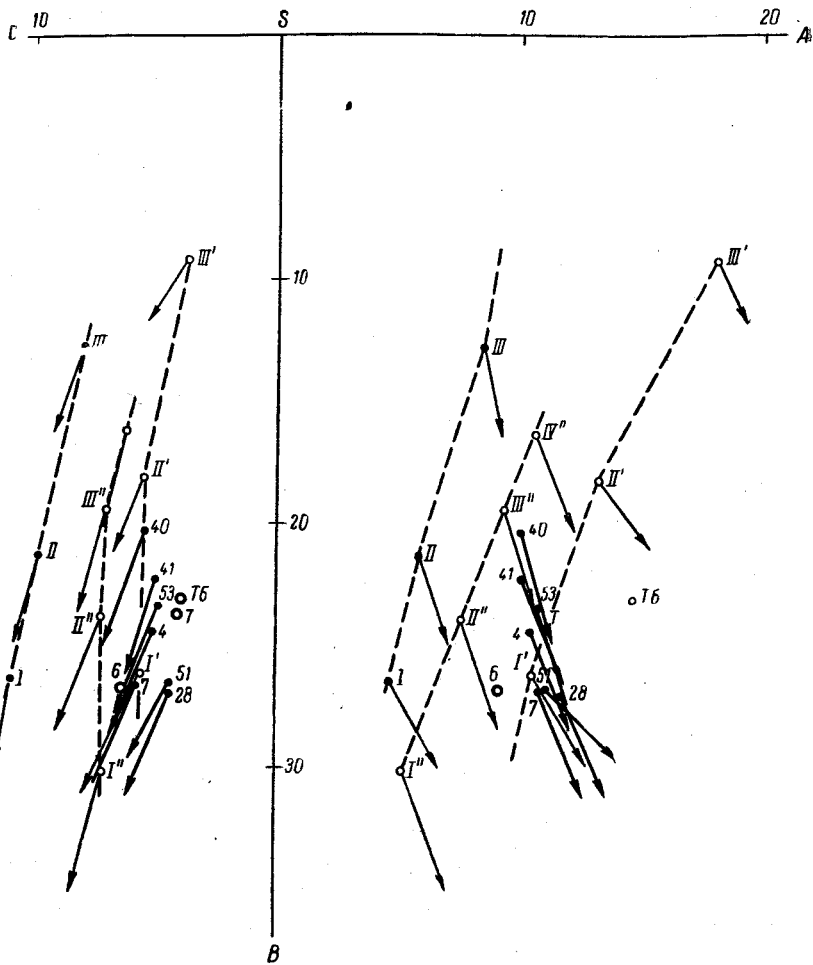


Рис. 29. Диаграмма химических составов лав долины Монни и некоторых близких петрографических ассоциаций Тихоокеанского бассейна
 Векторы 4, 28, 40, 41, 51, 53 — лавы долины Монни; I, II, III — четвертичные лавы Японии; I', II', III' — четвертичные лавы Восточно-Азиатской провинции; I'', II'', III'' — четвертичные лавы Камчатки; Тб — «средний» трахизабазальт; Т — «средний» тефрит

Таблица 44

Минералы	Нормативный состав					
	№ образца					
	4	28	40	41	51	53
Q	—	—	4,4	0,8	—	—
Or	11,2	15,1	9,1	8,8	13,9	12,3
Ab	30,4	23,7	29,4	31,7	20,7	30,9
An	20,9	17,9	22,4	20,5	17,8	19,9
Na	—	4,3	—	—	5,5	—
Wo	6,4	7,5	4,5	6,3	12,5	5,1
En	10,1	4,4	14,6	14,9	5,8	12,7
Fs	6,9	2,8	6,1	11,9	6,6	7,4
Fo	4,2	9,6	—	—	4,8	2,6
Fa	3,1	6,8	—	—	6,1	1,7
Mt	2,3	1,4	—	0,9	1,2	2,9
Hm	—	—	5,4	—	—	—
Il	3,2	4,3	3,0	3,5	3,8	3,1
Ap	1,3	2,0	1,1	0,7	1,3	1,4

Лавы наиболее раннего происхождения охарактеризованы лишь одним анализом грубопузыристого тефритового базальта № 4 из трещинного потока. Следующая фаза, ознаменовавшаяся закупоркой трещинных каналов и формированием взрывного конуса, представлена двумя анализами тефритовых андезито-базальтов (образцы № 40 и 41) из вулканического конуса. Последняя фаза извержений иллюстрируется тремя анализами тефритовых базальтов (образцы № 28, 51 и 53) главного потока центрального извержения. В последнем случае видна отчетливая базификация расплавов от нижнего структурного яруса потока к верхнему, иначе говоря, поздних порций расплава по сравнению с ранними (см. табл. 41 и 42). Плотная лава нижнего горизонта охарактеризована образцом № 53; тонкопузыристая лава — образцом

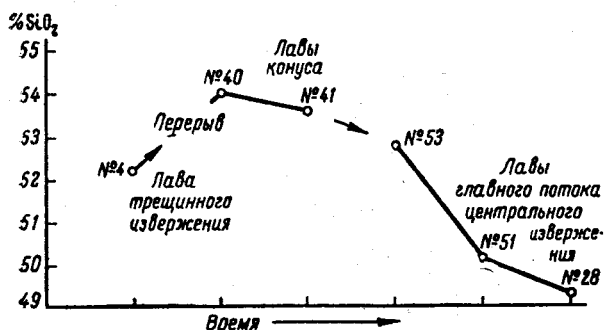


Рис. 30. Вариационная диаграмма, показывающая эволюцию в содержании SiO_2 в базальтах долины Монни

№ 51; тонкопузыристая лава у границы с закаленной коркой потока — образцом № 28.

Такая эволюция позволяет предполагать некоторый перерыв между трещинными и центральными извержениями, достаточный для того, чтобы дифференциация в периферическом очаге дошла до стадии тефритовых андезито-базальтов. Дальнейшее развитие извержений, сопровождав-

шееся, очевидно, исчезновением слоя относительно кислой магмы, привело к появлению тефритовых базальтов с последовательно увеличивающейся основностью. Наиболее основной состав характеризует в связи с этим последние порции расплава, составляющие наружную часть потока центрального извержения (рис. 30).

Совершенно аналогичная картина эволюции состава лав наблюдалась во время недавнего (20 марта 1947 г.) извержения вулкана Геклы. Это извержение, происшедшее после столетнего перерыва в деятельности вулкана, началось с выбросов дацитового пепла и пемзы, продолжавшихся несколько часов. Вслед за тем излились лавы более основного состава, вскоре сменившиеся типичными для Геклы базальтами (Заварицкий, 1952). Из этого примера видно, что столетнего периода оказалось достаточно для того, чтобы дифференциация продвинула состав расплава от базальта к дациту. Очевидно, изменение состава магмы в верхнем слое периферического очага от базальта до андезито-базальта должно было потребовать соответственно меньшего перерыва между извержениями.

Диаграмма химических составов лав долины Монни и вулкана Балаган-Таса (см. рис. 29) позволяет сделать некоторые выводы и относительно общего положения рассматриваемых лав среди естественных петрографических ассоциаций, характеризующих молодой вулканизм Тихоокеанского бассейна. Как известно, в пределах последнего ясно намечается два типа петрографических ассоциаций.

Первая из них включает лавы периферической части Тихого океана, характеризуемые ясно выраженной щелочноземельностью. Примером являются современные лавы Камчатки, Курильских, Алеутских островов и Японии, давно уже получившие название «тихоокеанских пород».

Вторая петрографическая ассоциация включает современные лавы вулканических островов Тихого океана (за пределами «андезитовой линии»), характеризуемые относительно высокой щелочностью. Типич-

ным примером этой ассоциации являются лавы Гавайских вулканов, состав которых варьирует от пикритовых базальтов через базальты к нефелиновым базанитам и трахитам.

В недавнее время Т. Томита (1935) и вслед за ним А. Н. Заварицкий (1939) предложили, кроме того, выделять «Восточно-Азиатскую провинцию» четвертичных щелочных базальтоидных пород, связанных с вулканами, располагавшимися впереди горных цепей, окружающих Японское море в Маньчжурии, Монголии и Северо-Восточном Китае. Состав лав Дальнего Востока Азии варьирует от лимбургитовых базанитов и базальтовых трахибазальтов до трахитов и комендитов.

Подобное распределение петрографических ассоциаций дает основание полагать, что щелочно-известковый «тихоокеанский» вулканизм связан с орогеническими зонами, опоясывающими Тихий океан, а щелочной — с вулканическими островами и с внутриконтинентальными территориями впереди складчатых цепей тихоокеанского пояса.

На диаграмме (см. рис. 29), помимо векторов, изображающих составы лав долины Монни и вулкана Балаган-Таса нанесены средние составы Японских лав, лав Камчатки (вулканы Ключевской и Шивелуч) и «Восточно-Азиатской провинции». Обращает на себя внимание своеобразное положение, занимаемое векторами четвертичных базальтоидных лав на Северо-Востоке Азии. Большая часть векторов попадает в поле пород Восточно-Азиатской провинции, перекрывая соответствующую вариационную кривую. Вторая часть распределяется между вариационными кривыми, характеризующими щелочно-известковые лавы Камчатки и щелочные лавы Восточно-Азиатской провинции. В частности, роль такого связующего звена между ассоциациями различных типов играют тефритовые андезито-базальты Анюйского вулкана. Ни в одном случае составы лав долины Монни не достигают при этом границ такой типичной «тихоокеанской» ассоциации, как лавы Камчатки.

Таким образом, лавы долины Монни, так же как и лавы вулкана Балаган-Таса, необходимо включать в Восточно-Азиатскую петрографическую ассоциацию, хотя дифференциация и не заходит в этом случае так далеко, как например в лавах Монголии и Маньчжурии.

Последнее обстоятельство может быть связано с рядом причин. Можно думать, что одна из таких причин заключается в относительной кратковременности вулканических проявлений в долине Монни, прерванных на ранних этапах эволюции. Многие признаки, свидетельствующие о малых перерывах между различными фазами извержений как трещинного, так и центрального характера, подчеркивались в ряде предыдущих глав. Еще более кратковременным было, несомненно, формирование вулкана Балаган-Тас, относящегося, судя по описаниям (Васьковский, 1949) к аппаратам моногенного типа.

Однако на территории Северо-Востока Азии известны, хотя еще недостаточно изучены, магматические комплексы восточноазиатского типа, характеризующиеся полной серией дифференциатов. Ю. А. Билибиным в районе Омолонской глыбы с докембрийским и нижнепалеозойским фундаментом, а также в Алданском районе Восточно-Сибирской платформы описан третичный базальтоидный комплекс, который начинается кринанитами и трахидолеритами и заканчивается лейцитовыми базальтами, фанолитами и т. д.

Относительную длительность эволюции базальтоидных комплексов в этих районах из-за недостатка геологических данных оценить невозможно, но вместе с тем нельзя не обратить внимание на существенную разницу в геологических условиях, характеризующих их развитие. Четвертичные лавы долины Монни и Момы (Балаган-Тас) связаны с тектоническими разрывами у границ жестких структур (Омолонской глыбы и Срединного массива), в то время как третичные лавы

Омолонского и Алданского районов приурочены к самым жестким структурам. В связи с этим становится возможным предположение о том, что щелочные базальтоидные комплексы восточноазиатского типа, развивающиеся в условиях жестких тектонических структур, характеризуются полным циклом дифференциации, в то время как те же комплексы, но в условиях большей тектонической подвижности могут отличаться менее далеко зашедшей эволюцией.

Такое предположение хорошо увязывается с давно подмеченными — щелочными — особенностями «платформенного» и «глыбового» магматизма.

Рассматриваемая диаграмма (см. рис. 29) различных типов современных лав Тихоокеанской области позволяет углубить некоторые проводимые сравнения.

Так, на проекции CSB диаграммы векторы лав долины Монни располагаются ближе к оси SB, чем векторы лав Камчатки и Японии, что и указывает на их большую щелочность. Далее они менее круто наклонены, что свидетельствует об относительно большем содержании в них калия, чем в эффузивах Камчатки и особенно Японии. В то же время векторы лав Монни как по положению, так и по направлению полностью совпадают на этой проекции с векторами лав Восточно-Азиатской провинции.

На проекции ASB диаграммы векторы лав Монни располагаются дальше от оси SB, чем вариационные кривые лав Японии и Камчатки, что опять-таки указывает на их большую щелочность. Кроме того, векторы, характеризующие лавы Монни, длиннее, чем векторы лав Восточно-Азиатской провинции и тем более лав Японии, но короче, чем векторы лав Камчатки. Это указывает в первом случае на меньшую, а во втором на большую относительную их железистость. Наконец, лавы долины Монни и вулкана Балаган-Таса характеризуются несколько большей крутизной векторов, чем лавы всех остальных типов, нанесенных на диаграмме, что отражает относительное их богатство магнием и бедность свободной известью.

В заключение необходимо рассмотреть соотношения между химизмом разновозрастных эффузивных серий, характеризующих Северо-Восток Азии.

На диаграмме (рис. 31) сведены вариационные кривые, изображающие в проекции на плоскости ASB и CSB положение оси полюсов векторов для: 1 — верхнеюрских — нижнемеловых; 2 — верхнемеловых и 3 — третичных эффузивов. Кроме того, через начальные точки векторов, характеризующих составы лав долины Монни и вулкана Балаган-Тас, проведена четвертая кривая, позволяющая судить об особенностях четвертичного вулканизма по сравнению с вулканизмом предшествующих эпох.

Следует отметить почти полное совпадение вариационных кривых, характеризующих химизм верхнеюрских — нижнемеловых и верхнемеловых эффузивов. Обе эти вариационные кривые, совпадающие в свою очередь с кривыми, отображающими состав мезозойских интрузивных пород Северо-Восточной Азии* полностью попадают в поле пород «тихоокеанского» типа.

Наряду с этим вариационная кривая, характеризующая химизм третичных эффузивов Северо-Востока СССР, проходит на проекции ASB диаграммы правее двух первых кривых и чуть правее вариационной кривой Камчатских лав (см. рис. 29), занимающих одно из крайних мест в ряду щелочно-известковых пород «тихоокеанского» типа. Несколько менее отчетливо положение этой вариационной кривой на проекции CSB, так как здесь только нижняя ее часть (т. е. базальтовая) про-

* Не нанесены на диаграмму во избежание перегрузки.

ходит правее (ближе к оси SB) первых двух, что указывает на относительную бедность третичных базальтов полевошпатовой известью. Верхняя часть вариационной кривой, наоборот, отражает большую известковистость.

Кривая, характерная для лав четвертичных вулканов Северо-Востока Азии, занимает крайнее правое положение на обеих проекциях диаграммы, совпадая, как отмечалось выше, с кривой щелочных базальтоидных пород «Восточно-Азиатской провинции» Томита — Заварицкого.

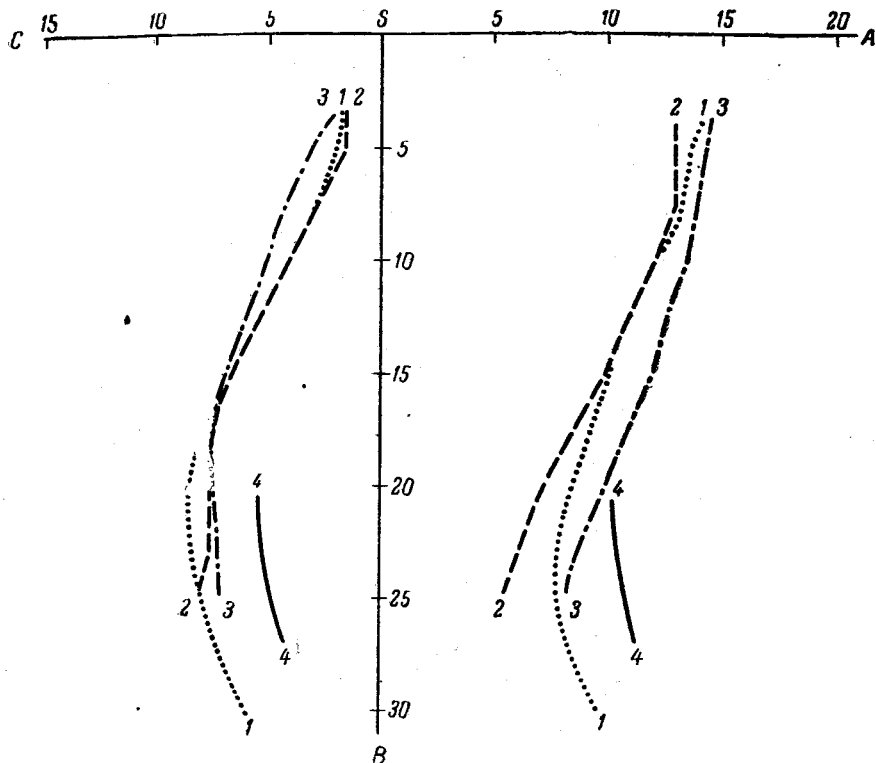


Рис. 31. Химизм мезо-кайнозойских вулканических формаций Северо-Востока СССР (вариационная диаграмма по А. Н. Заварицкому)

1 — верхнеюрские — нижнемеловые эффузивы, 2 — верхнемеловые эффузивы, 3 — третичные эффузивы, 4 — эффузивы долины Монни и Балаган-Таса

Все перечисленные особенности, показанные на последней диаграмме, дают основание к важным выводам.

Относительное расположение вариационных кривых на диаграмме позволяет установить зависимость химизма петрографических формаций Тихоокеанской области от характера и времени тектонических движений.

Щелочно-известковый («тихоокеанский») химизм верхнеюрского — нижнемелового (вариационная кривая 1) и верхнемелового (вариационная кривая 2) вулканизма увязывается во времени с верхнемезозойскими складкообразовательными тектоническими движениями, охватившими всю периферию Тихого океана и в том числе территорию Северо-Востока СССР. В этот период в складчатых зонах Тихоокеанского пояса как на западе (по побережью Азии), так и на востоке (побережье Америки) развивался магматизм, характеризующийся щелочно-известковым химизмом.

К началу третичного времени мезозойские геосинклинали Тихоокеанского пояса в основном закончили свое развитие, дав начало

относительно жестким стабилизированным складчатым областям. В конце мезозоя на месте современных Тихоокеанских дуг были заложены новые, молодые геосинклинали, эволюция которых вновь сопровождалась щелочно-известковым вулканизмом. Примером такого вулканизма могут являться третичные лавы Камчатки и Японии. В то же время в областях «завершенной»* мезозойской складчатости, развивавшихся в кайнозой уже по платформенному типу, появились магмы с более ясно выраженным щелочным химизмом.

Для Северо-Востока СССР химизм третичных лав этого комплекса отображается на диаграмме вариационной кривой под номером третьим (см. рис. 31).

В четвертичное время, в связи со складкообразовательными движениями в кайнозойских геосинклиналях Восточно-Азиатского пояса (Тихоокеанские дуги), вулканизм щелочно-известкового характера смещается еще ближе к платформе Тихого океана и развивается преимущественно на внешней стороне Тихоокеанских дуг. Примером вулканической формации щелочно-известкового характера могут быть современные лавы Камчатских и Японских вулканов, вариационные кривые которых приведены на диаграмме (см. рис. 29).

В это же время на континенте продолжают продолжаться вулканические явления, характеризующиеся базальтоидными магмами еще более щелочного характера, чем в третичное время. Именно к этой формации относятся лавы долины Монни, Балаган-Таса, Маньчжурии, Монголии или, иначе говоря, лавы «Восточно-Азиатской провинции», состав которых показан вариационными кривыми на обеих диаграммах.

Таким образом, намечается определенная связь между петрографическими формациями и характером тектонических движений.

Складкообразовательные тектонические движения, связанные с эволюцией геосинклинальных областей, сопровождаются магмами с щелочно-известковым химизмом. Тектонические движения в областях с завершенной складчатостью сопровождаются магмами с последовательно возрастающей щелочностью.

В связи с этим происхождение щелочных базальтоидных пород «Восточно-Азиатской провинции» представляется иным, чем это предполагали Т. Томита (1935) и А. Н. Заварицкий (1939, 1950), связывавшие породы этой провинции с форландом Тихоокеанских складчатых цепей. На самом деле, как было показано выше, их необходимо увязывать скорее с характером и временем тектонических движений, чем с положением относительно зон складчатости.

Породы «Восточно-Азиатской провинции» явно появляются в связи с дизъюнктивной тектоникой платформенного типа в поздние посторогенные этапы развития восточной части Азиатского континента. При этом щелочной характер вулканических серий выражен тем более отчетливо, чем выше относительная жесткость стабилизированных систем, т. е. чем ближе они находятся к стадии платформенного состояния. Наиболее ясно должна быть выражена щелочность вулканических формаций, развивающихся в краевых частях древних платформ или на территории древних глыб, зажатых среди более молодых складчатых образований. На Северо-Востоке примером являются отмеченные выше третичные щелочные базальтоидные комплексы Алданского (окраина Сибирской платформы) и Омолонского (Омолонская кристаллическая глыба) районов с их фельдшпатидовыми лавами (Библин, 1947).

Четвертичный вулканизм Тихоокеанского бассейна, как указывалось выше, характеризуется щелочными базальтоидными комплексами и на вулканических островах, за пределами «андезитовой» линии, и

* Термин, введенный Ю. М. Шейнманом (1955).

на территориях, консолидированных мезозойской складчатостью. Внешняя сторона Тихоокеанских дуг, являющаяся зоной наибольшей современной тектонической активности и ограничивающая современную геосинклиналь, заложенную в плейстоцене, характеризуется щелочно-известковыми магмами. Смена формаций Тихоокеанского бассейна от центра к периферии происходит следующим образом: щелочные базальтоиды → щелочно-известковые базальтоиды → щелочные базальтоиды.

Щелочной комплекс островов Тихого океана связывают с дифференциацией базальтовой магмы, не осложненной контаминацией материала континентальных массивов. Очевидно, подобные базальтовые расплавы, поднимающиеся вдоль глубинных разломов в областях полуплатформенного и платформенного характера, должны быть первоисточником и для щелочных комплексов континентов. Отсутствие или слабое проявление контаминации, вероятно, связано в этом случае с относительно быстрым действием механизма, приводящего к возникновению открытых тектонических разрывов и к подъему вдоль них базальтоидных расплавов.

Медленно протекающие тектонические процессы, с которыми связано формирование геосинклиналей и складчатых систем, напротив, обеспечивают гораздо большие возможности для контаминации магм материалом континентальных массивов. Масштабами этой контаминации обусловлена степень щелочность связанных с ними магматических продуктов.

Необходимо обратить внимание на частую ассоциацию трапповых комплексов платформ с щелочными базальтоидными дифференциатами. Примеры таких ассоциаций можно видеть в области развития восточносибирских, южноафриканских, заиорданских, патагонских и прочих эффузивов. В каждом из этих районов отчетливо проявляется связь неконтаминированных или слабо контаминированных магм с глубинными тектоническими разрывами, возникающими в жестких платформенных массивах.

Следует отметить, что известный японский петрограф Г. Куно (1959) связывает происхождение родоначальной магмы лав Восточно-Азиатской провинции с «глыбовыми тектоническими движениями в неорогенических стабильных районах». Такое заключение близко к изложенным выше выводам, с той, однако, разницей, что употребляемое здесь понятие об областях завершённой складчатости точнее передает геоструктурные особенности территорий, в которых развиты молодые лавы щелочной базальтоидной серии. Г. Куно ошибается, кроме того, включая в стабильную область послетретичного времени всю территорию к западу от Японского моря. Восточный склон Сихотэ-Алиня представляет, например, типичный образец молодого складчатого пояса с щелочно-известковым, а не щелочным вулканизмом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анойский вулкан и трещинные излияния базальтоидных лав в долине Монни связаны с позднечетвертичными тектоническими разрывами, располагающимися у северных границ Омолонской докембрийской глыбы. Тектонические движения здесь являлись поздним отголоском крупнейших тектонических событий, в результате которых в постплиоцене произошло формирование бассейнов окраинных морей Северо-Восточной Азии, сопровождаемое горстообразными поднятиями блоковых массивов на континенте. Извержения происходили в историческое время.

2. Вулканическая деятельность в долине Монни началась с трещинных излияний. Закупорка линейных очагов на дне долины привела к прорыву магмы вдоль боковых разломов и к извержениям центрального типа, сформировавшим вулканический конус. Последняя стадия деятельности вулкана ознаменовалась большим лавовым потоком, перекрывшим лавы трещинных излияний.

3. Петрографические особенности лав свидетельствуют о постэффузивном перегреве порядка $180-200^{\circ}$. Благодаря этому наблюдается резкая смена составов плагиоклаза и оливина, кристаллизовавшихся в доэффузивную и постэффузивную стадии. Ранний андезин № 46 и оливин Ca_{31} сменяются лабрадором № 63 и оливином Ca_{10} . Кристаллизация пироксена начинается только в постэффузивный период, причем состав его непрерывно меняется от авгитов через титанистые субкальциевые авгиты к пижонитовым авгитам. Для поздних пироксенов (микролиты) характерны структуры экссолуционного распада, выражающиеся в появлении тонких пластинок клиноэнстатита в пижонитовом авгите.

Эволюция состава минералов в кристаллизующихся лавах сопровождалась эволюцией состава стекловатого базиса, кислотность которого повышается в базальтоидных лавах до андезито-базальтовых и андезитовых норм.

4. По химизму лавы долины Монни составляют ряд от тефритовых базальтов до тефритовых андезито-базальтов.

Трещинные излияния сопровождалась лавами базальтового состава. Сменившие их после некоторого перерыва центральные извержения характеризовались первоначально андезито-базальтовыми, а затем базальтовыми лавами. Таким образом, время, отделявшее трещинные извержения от центральных, оказалось достаточным для того, чтобы в периферическом очаге произошло заметное изменение состава расплавов.

5. По многим особенностям лавы долины Монни отвечают щелочным базальтоидным лавам так называемой Восточно-Азиатской петро-

графической провинции, характеризующим современный вулканизм Монголии, Маньчжурии и побережья Японского моря. Эта петрографическая формация имеет много общего с современными лавами вулканических островов Тихого океана, эволюция которых также идет от базальтов через щелочные базальты к фельдшпатовидным базальтам и фонолитам. В обоих случаях ясна связь с дифференциацией базальтовой магмы, не контаминированной сиалическим материалом.

6. Эволюция химизма вулканических формаций Северо-Востока СССР показывает, что вулканизм геосинклинального этапа характеризовался щелочно-известковыми магмами; поздний вулканизм в областях, консолидированных предшествующей складчатостью, с их тектоникой преимущественно дизъюнктивного типа сопровождался уже более щелочными расплавами. В этих областях с завершенной складчатостью щелочность вулканических пород прогрессивно возрастала по мере приближения характера тектонических движений к характеру движений платформенного типа.

Вулканизм, сопровождавший развитие кайнозойской геосинклинали на восточной окраине Азиатского континента, также характеризовался щелочно-известковыми магмами. Лавы такого же состава в настоящее время извергаются действующими вулканами на островах Тихоокеанских дуг, находящихся у границ современной Тихоокеанской геосинклинали.

7. Таким образом, на материале Северо-Востока СССР отчетливо прослеживается зависимость между типом вулканизма и характером тектонических движений.

Относительно быстро развивающиеся дизъюнктивные тектонические движения в жестких структурах платформенного типа выводят на поверхность земли неконтаминированные базальтоидные магмы, дифференциация которых приводит к трахитобазальтам, трахитам и фонолитам. Относительно медленно развивающиеся тектонические движения в геосинклиналях сопровождаются щелочно-известковыми контаминированными магмами, эволюционирующими в сторону дацитов и липаритов.

Базальтоидные лавы долины Монни можно рассматривать в качестве формации, характерной для областей завершенной складчатости с тектоникой «полуплатформенного» типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Безруков П. Л. и Удинцев Г. Б. Новые данные о геологическом строении дальневосточных морей. Докл. АН СССР, ХСІ, № 2, 1953.
- Белянкин Д. С. О научных предрассудках и о железе в полевых шпатах. Геол. вестн., № 1—3, 1926.
- Белянкин Д. С., Еремеев В. П. Вулканические стекла Аджаристана. Тр. Петр. ин-та АН СССР, вып. 5, 1936.
- Белянкин Д. С., Виноградова А. М. Об одном случае переноса SiO_2 в газовой форме. Тр. петр. ин-та АН СССР, вып. 7—8, 1936.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. О кристобалите в горных породах Кавказа и Закавказья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1936.
- Белянкин Д. С. и Иванов Б. В. К вопросу о взаимоотношениях клиноэнстатита с энстатитом и диопсидом. Докл. АН СССР, ХХХ, № 7, 1941.
- Берч Ф., Шерер Дж., Спайсер Г. Справочник для геологов по физическим константам. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Билибин Ю. А. Эволюция пироксенов в процессе кристаллизации щелочных магм. Зап. Всесоюзн. мин. об-ва, № 3, 1946.
- Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. Госгеолиздат, 1947.
- Брицке Э. Ф., Капустинский А. Ф. Термические константы неорганических веществ. Изд. АН СССР, 1949.
- Вакар В. А. Геологическое строение Северо-Восточного Приколывья. Тр. всесоюзн. аркт. ин-та, т. 90, 1937.
- Вакар В. А. К вопросу о геологическом строении Северо-Восточного Приколывья. Инф. бюлл. инст. геологии Арктики, 8, 1958.
- Васьковский А. П. Четвертичный вулкан Балаган-Тас в верховьях р. Момы. Тр. лабор. вулканизма и камчатской вулканологической станции, вып. 6, 1949.
- Васьковский А. П., Тучков И. И. Решение одной из важных палеогеографических проблем Мамонтовой горы на Алдане. Колыма, № 9, 1953.
- Венчугова М. С. Некоторые данные о распространении магматических пород на территории Северо-Востока СССР. Мат. по геол. Северо-Востока СССР, вып. 10, 1956.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрограф. сер., вып. 86, 1950.
- Влодавец В. И. Ключевская группа вулканов. Тр. камчатской вулканологической станции, вып. 6, 1940.
- Влодавец В. И. Исторический обзор эруптивной деятельности Ключевского вулкана. Тр. лабор. вулканизма и камчатской вулканологической станции, 1949.
- Врангель Ф. П. Путешествие по северным берегам Сибири и по Ледовитому морю, совершенное в 1820, 1821, 1822, 1823 и 1824 гг. экспедицией под начальством флота лейтенанта Ф. П. Врангеля. Главсевморпуть, 1948.
- Герасимов А. П. Северо-Западное подножие Эльбруса. Изв. геол. ком., 1911.
- Гоньшакова В. И. О траппах Ангаро-Илимского района. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, петрограф. сер., вып. 147, 1953.
- Грейтон Л. К. Предположения о вулканическом тепле. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины Земли. Л.—М. ОНТИ, 1936.
- Заварицкий А. Н. Вулканы окрестностей Мергэня и их лавы. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. 2, 1939.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.

- Заварицкий А. Н. Извержение вулкана Геклы. Природа, № 4, 1952.
- Кент Л. и Френкель Дж. Интрузии стекла в долерите. Сб. «Геология и петрография трапповых формаций», 1950.
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР. Мат. по изуч. Охотско-Колымского края, сер. 1, вып. 3, 1936.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О разграничении базальтов и андезитов. Изв. геол. ком., т. 64, № 4, 1925.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Избр. тр., т. 1, ст. 2, 1949.
- Леонтьева А. А. Кристаллизация двух оливиновых базальтов. Зап. всеросс. мин. об-ва, сер. 2, ч. 76, вып. 3, 1947.
- Леонтьева А. А. Влияние содержания окислов железа на линейную скорость кристаллизации твердых фаз в базальтовых стеклах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 106, 1949.
- Леонтьева А. А. Влияние атмосферы на вязкость железосодержащих силикатных расплавов и на линейную скорость кристаллизации твердых фаз в них. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 137, 1951.
- Линдберг Г. Ч. Геоморфология дна окраинных морей восточной Азии и распространение восточных рыб. Изв. всесоюз. геогр. об-ва, № 3, 1946.
- Логачев Н. А. Кайнозойский вулканизм Тункинской впадины. В кн.: «Матер. по изуч. производит. сил Бурят-Монгольской АССР», Улан-Удэ, 1954.
- Лодочников В. Н. К геологии базальтов р. Иркут. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1941.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Госгеолиздат, 1947.
- Лупанова Н. П. Геолого-петрографические работы в районе бухты Провидения. Бюлл. аркт. ин-та, № 1, 1937.
- Лурье М. Л. и Обручев С. В. Геологические исследования в Северо-Восточной Туве в 1945—1946 гг. Изв. АН СССР, сер. геол. № 4, 1948.
- Малеев Е. Ф. О Барановском вулкане в Амурско-Уссурийской депрессии. Тр. лабор. вулканизма и камчатской вулканологической станции, вып. 6, 1949.
- Меняйлов А. А. Динамика и механизм извержений Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. Тр. лабор. вулканизма и Камчатской вулканологической станции, вып. 4, 1947.
- Мушкетов И. В. Физическая геология. ОНТИ., М.—Л., 1935.
- Набоко С. И. Продукты извержения Ключевского вулкана в 1937—1938 гг. Тр. лаборатории вулканизма и камчатской вулканологической станции, вып. 4, 1947₁.
- Набоко С. И. Извержения Билюкая-побочного кратера Ключевского вулкана. Тр. лабор. вулканизма и камчатской вулканологической станции, вып. 5, 1947₂.
- Налетов П. И. Геологическая карта СССР. Лист М-48. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1956.
- Некрасов И. А. Экспедиция на оз. Эльгытхын. Сб. «Проблемы Севера». Изд-во АН СССР, вып. 1, 1958.
- Ниггли П. Магма и ее продукты. Госгеолиздат, 1946.
- Обручев В. А. Потухшие вулканы в Забайкалье. Природа, № 8, 1937.
- Обручев В. А. Геология Сибири. Изд. АН СССР, т. III, 1938.
- Обручев С. В. Материалы для тектоники Северо-Восточной Азии. Пробл. сов. геол., вып. 6 и 7, 1934.
- Обручев С. В. Чукотская летняя экспедиция 1932—1933 гг. Тр. Всесоюз. аркт. ин-та, т. 54, 1936.
- Обручев С. В. Тектоника Северо-Восточной Азии. Тр. XVII межд. геол. конгр., т. V, 1937.
- Обручев С. В. Район Чаунской губы (геологический и орогидрографический очерк). Тр. Всесоюз. аркт. ин-та, т. 112, 1938₁.
- Обручев С. В. Очерк тектоники Северо-Восточной Азии. Сб., посвящ. акад. В. А. Обручеву, т. 1, 1938₂.
- Обручев С. В. и Лурье М. Л. Вулканы Кропоткина и Перетолчина в Восточном Саяне. Тр. лабор. вулканизма АН СССР, вып. 8, 1954.
- Пийп Б. И. Эруптивная деятельность Ключевской сопки в 1944—1945 гг. Бюлл. вулканологической станции на Камчатке, № 14, 1948.
- Попков В. Ф. О деятельности Билюкая в 1938—1939 гг. Бюлл. вулканологической станции на Камчатке, № 12, 1946.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. Горгеонефтеиздат, 1934.
- Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. аркт. ин-та, т. 201, 1948.
- Сакс В. Н. Условия образования донных осадков в арктических морях СССР. Тр. Ин-та геол. арктики, т. XXXV, 1952.
- Симаков А. С. О крупном разломе в бассейне р. Колымы. Мат. по геол. Северо-Востока СССР, вып. 5, 1949.
- Сумгин М. И., Качурин С. П. и др. Общее мерзлотоведение. Изд. АН СССР, 1940.
- Токарев В. А. Геологические структуры центральной Арктики. Тр. НИИГА, т. 10, 1951.

- Уокер Ф. и Польшерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. Сб. «Геология и петрография трапповых формаций», 1950.
- Устиев Е. К. Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе. Тр. петр. ин-та АН СССР, вып. 7, 1944.
- Устиев Е. К. Вулканический пепел с р. Красавицы. Бюлл. журн. Колыма, № 1, 1941.
- Устиев Е. К. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР. Мат. по геол. Северо-Востока СССР, вып. 4, 1949.
- Устиев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы. Сов. геология, № 3, 1959.
- Флоренсов Н. А. и Лоскутова Н. В. Новые данные о тункинских вулканах (западное Прибайкалье). Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.
- Хитаров Н. И. Паровая и газовая фазы системы кремнезем—вода. Сов. геол., ст. 2, 1944.
- Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Ренгартен Е. В., Арсеньева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах. Геохимия, № 5, 1959.
- Цветков А. И. Изоморфные замещения в группе бесщелочных пироксенов. Тр. ин-та геол. наук АН СССР, петрогр., сер., вып. 138, 1951.
- Шатский Н. С. О тектонике Арктики. Тр. I геол. конф. Главсевморпути, т. 1, 1935.
- Шейнманн Ю. М. Заметки к классификации структур материков. Изв. АН СССР, серия геол., № 3, 1955.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд-во иностр. лит., М., 1950.
- Щербина В. В. О форме нахождения химических элементов в магматическом расплаве. Изд-во АН СССР. Вопросы петрографии и минералогии (сб.), т. 1, 1953.
- Эдвардс А. Б. Дифференциация в долеритах Тасмании. Сб. геол. и петрограф. трапповых формаций. Изд-во иностр. лит., 1950.
- Barth T. F. Crystallisation of pyroxene from basalts. Am. Min., 16, 1931.
- Bowen N. L. Melting phenomena of the plagioclase feldspars. Am. Journ. Sci., 35, 1913.
- Bowen N. L. The crystallization of haplobasaltic, haplodioritic, and related magmas. Am. Journ. Sci., 40, 1915.
- Brown G. M. Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Min. Mag., v. XXXI, 238, 1957.
- Day A. L. Some causes of volcanic activity. Jour. Franc. Inst., 1924.
- Du Toit A. L. Pipe amigdaloid. Geol., Mag., 4, 1907.
- Du Toit A. L. The geology of South Africa, 1939.
- Fuller R. E. Gravitational accumulation of olivin during the advances of basaltic flows. Jour. Geol., 47, 1939.
- George W. O. The relation of physical properties of natural glasses to their chemical composition. Jour. Geol., 32, 1924.
- Goranson R. The solubility of water in granite magmas. Am. Journ., Sci., 22, 1933.
- Hess H. H. and Phillips A. Orthopyroxenes of the Bushveld type. Am., Min., XXIII, 1938.
- Hess H. H. Pyroxenes of common mafic magmas. I., Am., Min., XXII, 19, 1941; II, Am., Min. XXVI, 10, 1941.
- Hess H. H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Am., Min., XXXIV, 9 and 10, 1949.
- Hibben F. S. Our search for the earliest Americans. Harp., Mag., July, 1944.
- Jones A. E. The formation of basaltic lava flows. Jour., of Geol., v. 45, 8, 1937.
- Jones A. E. Classification of lava-surfaces. Am., Geoph., Union Trans., 1943.
- Kuno H. Preliminary note on basalt from Azyro. Idú. Bull., Earthq., Res. Inst., II, 1933.
- Kuno H. On silica minerals occurring in the groundmass of common Japanese volcanic rocks. Bull., Earthq., Res., Inst., II, 1933.
- Kuno H. On the crystallisation of pyroxenes from rockmagmas with special reference to the formation of pigeonite. Jap., Jour., Geol., a. Geogr., 13, 1936.
- Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull., Volcan., b. V., s. II, t. XX, 1959.
- Minakami T. Pulations of the ground that accompanied the volcanic activity of the Miyake-Sima. Bull., Earthq. Res. Inst., 19, 1941.
- Minakami T. and Kiyoo M. Report on volcanic activities in Japan for the period from 1954 to 1957. Bull., Volc., s. II, T. XXI, 1959.
- Morey G. Volatility of silica with steam. Trans., Am., Geoph., Inst., 13 ann. Meet., 1932.
- Moritomo N. The existence of monoclinic pyroxenes with the space group $C_{2h}^5 - P^-P_2$. Proc., Japan. Acad., 1956, 32, 10.
- Perret F. R. The Vesuvius eruption of 1906. Carnegie Inst. Wash., 339, 1924.
- Poldervaart A. and Hess H. H. Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. Jour. of Geol., 59, 5, 1951.

- Reck H. Physiographische Studie über vulcanische Bomben. Ergänz. zur Zeitschr. für Vulcanologie, 1915.
- Shepherd E. S. The gases in rocks and related problems. Am. Jour., Sci., 35, 1938.
- Tomita T. On the chemical composition of the Cenozoic alkaline suite of the Circum-Japan sea region. Jour. Shanghai Sci. Inst., s. II, I, 1935.
- Tsuboy S. On the course of crystallization of pyroxenes from rock magmas. Jap. Jour. Geol. and Geogr., 10, 1932.
- Tsuya H. Geological observations of the eruption Miyake-Sima. Bull. Earthq. Res. Inst., 19, 1941.
- Vogt T. On the chronological order of deposition of the Highland Schists. Geol. Mag., 67, 1930.
- Wager L. R. and Deer W. A. Petrology of the Scaergaard intrusion. Medd., om Grönland., 105, 1940.
- Walker T. L. and Parsons A. L. Tubular amygdaloid from Nova Scotia. Univ. Toronto Studies, 14, 1922.
- Walker F. Differentiation of the Palisade diabase, new Jersey. Bull. Geol. Soc. Am., 51, 1940.
- Washington H. S. The formation of Aa and Pahoehoe. Am. Jour. Sci., v. 6, 1923.
- Wolff F. Der Vulkanismus. Stuttgart, Bd. 1. Allgemeiner Teil, 1914.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
<i>Часть первая. Геология Анюйского вулкана и лавовых потоков долины Монни</i>	5
Глава I. Долина Монни и связанные с ней вулканические проявления	5
Глава II. Анюйский вулкан и продукты его извержений	15
Глава III. Трещинные базальты долины Монни	33
Глава IV. Внутреннее строение лавовых потоков	46
Глава V. Четвертичный вулканизм Северо-Востока СССР и вулканическая деятельность в долине Монни	57
<i>Часть вторая. Петрография лав Анюйского вулкана и трещинных извержений долины Монни</i>	65
Глава VI. Петрография и химизм лав Анюйского вулкана	65
Глава VII. Петрография и химизм лав трещинных извержений	78
Глава VIII. Общие вопросы петрографии вулканических продуктов Анюйского вулкана и трещинных извержений долины Монни	90
Глава IX. Общие вопросы химизма лав Анюйского вулкана и трещинных извержений долины Монни	109
Заключение	118
Литература	120

Евгений Константинович Устиев

АНЮЙСКИЙ ВУЛКАН И ПРОБЛЕМЫ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ВУЛКАНИЗМА
СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Редактор издательства *А. М. Поспелова*

Обложка художника *П. А. Валюса*

Технический редактор *А. Г. Иванова*

Корректор *Т. М. Кушнер*

Сдано в набор 28/X 1960 г.
Формат бумаги 70×108^{1/16}
Т 03115

Бум. л. 3,87+1 вкл.
Тираж 2000 экз.

Печ. л. 10,52 1 вкл.
Зак. 919

Подписано к печати 4/IV 1961 г.
Уч.-изд. л. 10,9.
Цена 76 коп.

Картфабрика Госгеолтехиздата
Ленинград В-26, 19 линия, дом 20.

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
9	16—17 снизу	эффективные	эффектные
11	7 "	предложив	предположив
18	3 "	направленность вулкана	направленность выбросов вулкана
53	23 "	иматита	гематита
78	15 "	Ю. А. Балибину	Ю. А. Билибину