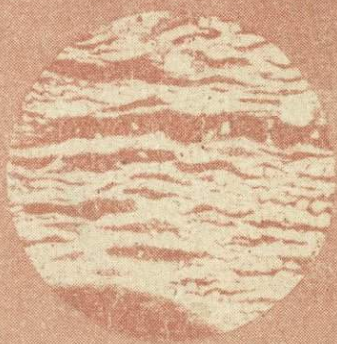
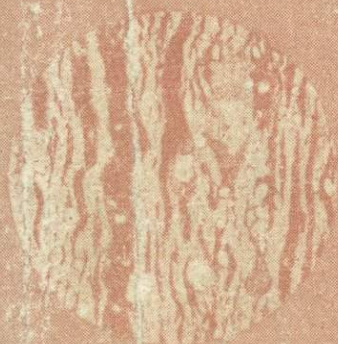


Д. И. ЦАРЕВ

**МЕТАМАГМАТИЧЕСКИЕ
И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ
ПРОЦЕССЫ
В ФОРМИРОВАНИИ
ИГНИМБРИТОВ**



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
Выпуск 21

Д. И. ЦАРЕВ

1788

МЕТАМАГМАТИЧЕСКИЕ
И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ
ПРОЦЕССЫ
В ФОРМИРОВАНИИ
ИГНИМБРИТОВ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук, проф. А. А. Маракушев



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1980



Рассматривается один из наиболее дискуссионных вопросов петрологии – проблема образования игнимбритов. На основании петрографических и петрохимических исследований составных частей игнимбритовых потоков Камчатки, Кавказа и Кузнецкого Алатау делается вывод о лавовом происхождении этих своеобразных вулканических пород, обладающих признаками как лав, так и пирокластов. С новых позиций обсуждается механизм формирования игнимбритов и раскрываются причины конвергенции в текстурах вулканических пород.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, петрографов, вулканологов и студентов геологических специальностей вузов.

© Издательство "Наука", 1980.

Ц $\frac{20801 - 741}{055(02) - 80}$ 325.80.1904020000.

Настоящая работа посвящена одной из наиболее дискуссионных проблем современной петрологии — проблеме генезиса игнимбри-тов. Эти породы в течение многих лет изучались автором на Камчатке, Кавказе и в Кузнецком Алатау. Был собран уникальный материал по химизму этих своеобразных, крайне сложных по своему строению образований. Материал включает в себя подробную характеристику как пород в целом, так и их составных частей (фьямме, кристаллов и цементирующей массы). Данные такого рода, почти отсутствующие в геологической литературе, необходимы для обоснованного суждения о генезисе игнимбри-тов. Поворотным моментом в представлениях о происхождении игнимбри-тов стали, как известно, работы А.Стейнера (1963), предположившего, что причиной неоднородности в сложении игнимбри-тов явились процессы ликвации кислой магмы — расщепления ее на две жидкие фазы, застывшие в виде стекол с различными показателями преломления. Наличие двух стекол — действительно наиболее примечательная петрографическая характеристика игнимбри-тов. С работ А.Стейнера, в противовес прежней гипотезе об этих породах как образованиях пирокластических, начало формироваться новое представление о лавовой природе игнимбри-тов, которое отражено в самом термине "игнимбри-т", введенном Маршаллом (1932). В последние годы представление о лавовой природе игнимбри-тов развивалось многими исследователями, причем стала выявляться важная роль в процессах формирования пород летучих компонентов, таких как фтор, трудно отделяющихся от кислых магм и способствующих развитию в них ликвационных явлений. Обширный материал по петрохимии игнимбри-тов, собранный Д.И.Царевым, однозначно свидетельствует, по мнению этого исследователя, о лавовой природе игнимбри-тов, что убедительно доказывается им в настоящей работе. При этом автор впервые обращает внимание на сложность процесса образования игнимбри-тов, обусловленного развитием явлений метамагматизма (изменения состава магм в отдельных участках под влиянием флюидов) и последующих метасоматических преобразований. Эти явления, несомненно, имели место и привлекли внимание петрографов. Однако роль их в общей совокупности физи-

ко-химических процессов формирования игнимбритов до конца еще не определена. Возможно, значение данных процессов преувеличивается автором, вследствие чего несколько недооценивается роль ликвационных явлений в формировании игнимбритов. Во всяком случае работа Д.И.Царева представляет большой интерес для широкого круга исследователей как вполне оригинальное произведение, насыщенное богатым и умело подобранным фактическим материалом.

Крупным достижением работы следует признать доказательство некоторой идентичности игнимбритов и сфероидальных и расслоенных (ленточных) кислых лав по соотношению химизма их составных частей (полос, сферолитов, фьямме и цементирующей массы). Д.И.Царевым убедительно обрисована исключительно большая роль летучих компонентов, необходимых для развития неоднородности в кислых лавах, ведущей к образованию игнимбритов.

А.А.Маракушев

В геологии, как и в биологии, широко развиты явления конвергенции. Если в биологии эти явления известны давно и довольно хорошо изучены, то в геологии в этом направлении сделаны только первые шаги. Поэтому до сих пор не устранены противоречия в трактовке происхождения многих видов горных пород. Ярким примером тому являются дискуссии о генезисе игнимбритов, длящиеся на протяжении многих десятилетий. Эти породы сочетают в себе противоречивые признаки. Одни из них характерны для лав-эвтакситовая текстура, другие — для пирокластики — наличие обломков и пепловых текстур. Одни исследователи считают их спекшимися туфами, другие — лавами, третьи полагают, что они могут быть лавами (туфолавами) и спекшимися туфами. Однако четких критериев для обоснования тех или иных умозаключений еще не выработано. Субъективные противоречия в этом вопросе все еще не устранены. И они не могут быть устранены, пока не будут вскрыты причины, их порождающие.

Г.Л. Поспелов считал, что явления конвергенции имеют огромный практический интерес для науки потому, что признаки явлений, происходивших в прошлом, служат источником для познания их сущности и генезиса, и если эти признаки конвергентны, то возникают существенные затруднения в генетическом анализе. Он призывал геологов отнестись к явлениям конвергенции всерьез и перейти от самодеятельности в конкретном решении данных вопросов к научной разработке проблем конвергенции и созданию учения о конвергенции в геологии.

В книге "Метасоматоз и конвергенция в петрологии и рудогенезе" (Царев, 1978) нами приведен большой фактический материал по метасоматическим горным породам и рудам, обладающим конвергентными признаками, т.е. признаками, характерными для горных пород и руд других генезисов: осадочного, магматического, эксплозивного и т.д., рассмотрены условия и механизмы образования таких признаков и предложены методические приемы петрографо-петрохимического анализа, позволяющие отличить конвергентные объекты от тождественных. Большое внимание в ней уделяется энергии поверхностей жидких, газообразных и твердых фаз, играющих большую роль в метасоматических процессах, в ча-

стности, в формировании пепловидных и игнимбритоподобных образований под воздействием растворов, фильтрующихся в горных породах. На основании петрографо-петрохимических фактов доказывается широкое развитие метасоматитов, принимаемых геологами за туфы, игнимбриты, сфероидно и ленточно расслоенные магматические породы. Причиной тому является сходство текстур этих разнородных образований, т.е. конвергенция признаков.

В настоящей работе поставлена цель вскрыть причины разногласий в трактовке генезиса игнимбритов с помощью дифференцированного петрографо-петрохимического исследования отдельных текстурных элементов и прослеживания звеньев цепи зафиксированных в них процессов, а также логически воспроизвести условия и механизмы образований этих уникальных по загадочности горных пород, используя для этого физико-химические данные.

Для достижения этой цели объектами исследования были выбраны типичные представители игнимбритов Камчатки, Кавказа, Кузнецкого Алатау с хорошо выраженными фьямме (линзочками стекла). Геология игнимбритов в данной работе не освещается, так как она изложена в многочисленных трудах.

Данная монография является одной из серии работ автора, посвященных явлениям конвергенции в петро- и рудогенезе.

Происхождению игнимбритов посвящено много трудов, но до сих пор нет единой точки зрения. Яркий пример тому — дискуссии о генезисе игнимбритов, длящиеся многие десятилетия. Одни считают их спекшимися туфами, отложившимися из палящих туч (*nue'es ardentes*) или пепловых потоков при пелейском, вулканском или катмайском типах извержения вулканов, другие — лавами, богатыми летучими соединениями, третьи полагают, что они могут быть лавами (туфолавами) и спекшимися туфами. Однако четких критериев для обоснования тех или иных умозаключений не выработано. Субъективные противоречия в этом вопросе не устранены.

В 1961 г. в Италии был проведен специальный симпозиум, посвященный проблеме туфолав и игнимбритов. А в 1963 г. в Советском Союзе выпущен сборник "Проблемы палеовулканизма" под редакцией А.П.Лебедева, составленный из статей, опубликованных в американских, немецких, английских и японских журналах. Три четверти этого сборника посвящены игнимбритам и туфолавам Европы, Америки, Японии, Новой Зеландии и т.д.

История исследования игнимбритов достаточно полно освещена в монографии И.В.Лучицкого "Основы палеовулканологии" (1971). В книге "Метасоматоз и конвергенция в петро- и рудогенезе" (Царев, 1978) нами рассмотрен механизм образования пепловидных текстур и игнимбритоподобных пород при метасоматозе и магматическом замещении. В настоящей работе с петрохимических и петрографических позиций обосновывается лавовое происхождение типичных игнимбритов. За содействие и помощь в исследованиях автор благодарен В.Н.Изуловой, Н.Ф.Столбовой и профессору А.А.Маракушеву, взявшему на себя труд научно отредактировать рукопись.

Изучение игнимбритов началось еще в прошлом столетии в Италии, где они назывались пиперно и широко использовались как строительный камень. Пиперно представляют собой серые пористые породы с включениями черных или темно-серых взаимно параллельных линзочек стекла (фьямме), сливающихся местами в сплошную массу. Фьямме и основная масса содержат вкрапленники санидина и пироксенов. Одни исследователи пиперно (Buch, 1809; Abich, 1841; Kalkowsky, 1878) считали их лавами, другие (Covelli, 1839; Daubeny, 1851) — обломочными породами.

Термин "игнимбрит" впервые был введен П. Маршаллом (Marshall, 1932, 1935) при изучении им вулканических пород Новой Зеландии. Гипотезу образования игнимбритов он построил на основании представлений К.Н.Феннера (Fenner, 1920, 1923) о песчаных потоках в районе вулкана Катмаи на Аляске, извержение которых, как считал тот, произошло не из центрального кратера вулкана, а из трещин у его подножия.

Осколки стекла, слагающие новозеландские игнимбриты, по мнению П. Маршалла, возникли из мельчайших частиц магмы, переносимых в виде суспензии вулканическими газами в процессе извержения "раскаленных туч катмайского типа". Признаками, отличающими игнимбриты от лав, он считал следующее.

1. Наличие верхней поверхности отложений игнимбритов более или менее горизонтальной. Сглаженность неровностей почвы, на которой они отлагаются.

2. Отсутствие вулканических конусов, которые можно было бы считать источниками игнимбритов, что свидетельствует о трещинном извержении материала. Довольно близкое к поверхности (благодаря разломам) расположение магмы; длительное выделение газов без бурных взрывов, расплывавших лаву на мелкие частицы, которые неслись во взвешенном состоянии в массе сжатого газа и давали начало потоку пепла или песка.

3. Отсутствие шлаков на поверхности игнимбритов в противоположность тому, что наблюдается на поверхности лав.

4. Наличие в основании игнимбритов тонкого слоя рыхлого вулканического песка или пепла, имеющего такой же состав, что и главная масса, но не спекшегося в одно целое, что объясняется быстрым охлаждением около почвы.

5. Наблюдение в некоторых образцах новозеландских игнимбритов (под микроскопом) довольно типичной структуры туфа, сложенного мелкими стекловатыми осколками с характерной для них формой и рассеянными в такой массе наподобие порфириковых выделений кристаллами кварца, полевого шпата и цветных минералов (деформированные (расплющенные) включения стекла принимали вид, совершенно аналогичный фьямме итальянских пиперно).

При изучении игнимбритов о. Северный в Новой Зеландии А.Стейнер (1963) пришел к заключению о их лавовой природе. Пепловидная структура лавы, по его мнению, образовалась путем ликвации расплава на две несмешивающиеся жидкости. Одна жидкость в игнимбритах представлена стекловатым цементом (показатель преломления $1,494 \pm 0,002$), вторая - стекловатыми глобулами (показатель преломления $1,518 \pm 0,002$), находящимися в этом цементе. Глобулы, сливаясь, образуют полосы. Цемент, будучи более вязким, чем глобулы, застывает в виде осколков, а мезостазис (слившиеся глобулы) собирается вокруг обломков и осколков, заполняя интерстиции между ними. Этот мезостазис был описан до А.Стейнера как пылевидное вещество, или стеклянная пыль (Marshall, 1935; Williams, 1942; Oliver, 1954; En-

lows, 1955). Иногда метостазис образует только тонкие полоски и пленки между осколками. При девитрификации мезостазис подвержен лучшей раскристаллизации, чем обломки и осколки. Раскристаллизация стекла в верхней части залежей игнимбриотов всегда лучше, чем в нижней. Высокую подвижность игнимбриотовой лавы А.Стейнер (1963) связывает с присутствием в ней достаточного количества воды (около 3%) и, приводя высказывание Мак Грегора (MacGregor, 1946, 1952), пишет, что ни одно из вулканических извержений, в том числе извержения раскаленных туч, наблюдающихся в настоящее время, не дало игнимбриотов. Основываясь на данных многих исследователей, он указывает на следующие различия между игнимбриитами и отложениями раскаленных туч.

1. Игнимбрииты представляют собой консолидированные массивные породы, часто напоминающие лавы, в то время как обычные отложения раскаленных туч и пепловых потоков — это рыхлые или слабо затвердевшие породы.

2. В отложениях раскаленных туч нет какой-либо ориентировки линзочек, обломков и фенокристов, в игнимбриитах же такая ориентировка обычна.

3. Для игнимбриитов характерно изменение структур в разрезе и в меньшей степени в плане; в отложениях раскаленных туч этого не отмечается.

4. В игнимбриитах не обнаружено изменения размеров зерен (обломков) в горизонтальном направлении, а в отложениях раскаленных туч оно проявляется.

5. Игнимбрииты обычно залегают в виде пластов значительной протяженности и большой мощности, напоминая потоки плато-базальтов, отложения же раскаленных туч значительно меньше по мощности и протяженности.

6. Наблюдавшиеся раскаленные тучи извергались из вулканов центрального типа, связи же игнимбриитов с такими вулканами не установлено.

А.Стейнер считает, что игнимбрииты не являются продуктом раскаленных туч, как это считал П.Маршалл, а возникли в результате вулканических извержений совершенно другого типа. Ссылаясь на эксперименты Е.С.Шеперда (Shepherd, 1938), В.Д.Келлера и Е.Е.Пиккетта (Keller, Pickett, 1954), он пишет, что для спекания осколков стекла, потерявшего летучие, требуется температура выше 1200° , т.е. значительно выше, чем у риолитовой магмы в приповерхностных условиях. Мало вероятно, что перенесенные на большие расстояния осколки стекла, лишенные в результате переноса летучих, будут спекаться за счет собственного тепла.

Горные породы, подобные итальянским пиперно, издавна известны в Армении. Исследуя их, Х.Абих (Abich, 1899) пришел к заключению, что они так же, как и итальянские пиперно, имеют лавовое происхождение, и назвал их туфолавами. Мнение Х.Абиха поддерживал Ф.Ю. Левинсон-Лессинг (1928).

К.Н.Паффенгольц (1938), изучив эти же породы, сделал вывод, что туфолавы Армении являются обычными вулканическими туфами, изменившимися под воздействием высокой температуры. Он считал туфолавы продуктами извержений вулканического типа.

А.Н.Заварицкий (1963) армянские игнимбриты (так же, как П.Маршалл новозеландские) связывал с катмайским типом извержений вулканов и категорически отрицал их лавовую природу. Он писал: "В отношении армянских туфолав первые попытки объяснения их способа образования делались Абихом (1899) более полувека тому назад, когда и петрология, и вулканология были далеки от их современного состояния. Абих считал, что "черное пехштейновидное изменение¹ армянских туфовых лав и было первоначальным и что оно подчинялось превращению в красное ячеистое лишь при появлении их из недр земли в пределы атмосферы". Авторитет Абиха в глазах части кавказских геологов был так велик, что его неясная идея о "превращении черного вещества" включений в "красное ячеистое" вещество упорно держалась у некоторых авторов как пережиток взглядов Абиха до недавнего времени, заслоняя собой необходимость искать новые факты, требующие новых объяснений, и превращаясь в представления нигде не наблюдавшихся и невероятных явлений" (Заварицкий, 1963, т. 1У, с. 716-717).

А.Н.Заварицкий (1963), изучив армянские вулканические породы, отмечал, что можно проследить ряд постепенных переходов от туфов к типичным туфолavam, т.е. интенсивное "сваривание" частиц раскаленного пепла, которое может приводить к совершенной утрате следов первоначальной пирокластической структуры и приобретению основной массой породы вида флюидального стекла, в котором местами даже могут появляться перлитовые трещины и возникать кристаллизация, иногда в сферолитовых формах. Таким образом, А.Н.Заварицкий под термином "туфолava" подразумевал интенсивно "сваренный" туф.

Г.С.Горшков (1961a) на основании изучения вулканов Безымянного на Камчатке и Катмаи на Аляске пришел к убеждению, что "песчаный поток", образовавший игнимбриты, вопреки представлениям К.Н.Феннера, был извергнут из вершинного кратера Катмаи, а не из проблематичных трещин в дне долины, и образование "песчаного потока" тесно связано с формированием кальдеры Катмаи. Он считал, что с точки зрения изучения процессов активного вулканизма первично-лавовые гипотезы происхождения игнимбритов, или "туфолав", полностью исключаются как физически невозможные.

Т.Исикава и др. (1963) считают кайнозойские игнимбриты Японии спекшимися туфами и связывают их происхождение с кальдерообразованием. Состав этих игнимбритов варьирует от андези-

¹ Вероятно, нужно читать излияние. (Прим. авт.).

тового ($\text{SiO}_2 - 58\%$) до риолитового ($\text{SiO}_2 - 77\%$). Все они имеют аналогичные черты: плотные и твердые, как лава, часто содержат параллельно залегающие обсидиановые тела, в других же участках — рыхлые и мягкие, как туфы. Обе разновидности связаны переходами. Спекшиеся туфы по краям залежей представлены рыхлыми пеплами и пемзами. Кацуи (Исикава и др., 1963) отметил, что по минералогическому и химическому составу большинство пород в отложениях пемзовых потоков соответствуют породам, образованным за счет контаминации магмы гранитами или кремнистыми осадками.

В.И.Влодавец (1952) называет игнимбриты туфолавами и на примере туфолав района рч. Семячик на Камчатке предложил гипотезу, согласно которой подземный взрыв в магматической камере смешивал два слабо различающихся дифференциата магмы и образующаяся смесь изливалась как лавовый поток с ориентированными струями различного состава.

М.А.Фаворская (1954) и В.П.Петров (1957, 1961) считают, что игнимбритоподобные породы образуются различными путями, в том числе и лавовым. Они различают игнимбриты и туфолавы. Этой же точки зрения придерживаются многие геологи.

К.Г.Ширинян (1961) писал, что между игнимбритами и туфолавами, несмотря на сходство структурного рисунка, устанавливается полная противоположность: в игнимбритах имеются включения лав в витрокластической пещловой массе, в туфолавах — включения в лавовой массе. Он считает, что основным петрографическим признаком, позволяющим различать игнимбриты от туфолав, является структура главной, цементирующей массы, а не особенности структурного рисунка породы.

Е.Ф.Малеев (1961) туфолавы и игнимбриты тоже считает самостоятельными образованиями. В его понимании туфолавы (кластолавы) — это лавы, переполненные обломками лавы, отличающейся текстурой, структурой или составом. По его мнению, туфолавы образуются в приповерхностных частях кратерного лавового озера; при внедрении лавы в несцементированный материал шлакового конуса; в канале вулкана с последующим излиянием в виде потока; в краевой и апикальной частях куполов; в куполах и на некоторой глубине в каналах вулканов путем смешения обломков; в верхних частях неков при дроблении взрывами полужидкой лавы; в результате цементации обломков основных эффузивов тонкой лавовой пленкой в трубках взрыва. Игнимбриты он считает сваренными или спекшимися туфами. Это группа пирокластических пород, иногда сплавленных до облика лавы; пирокластическая природа их устанавливается по реликтам обломочной структуры. Образование игнимбритов Е.Ф.Малеев связывает с последней стадией геосинклинального развития в период завершения вулканизма, с грандиозными взрывами и выбросами раскаленных лавин, сопровождающихся образованием кальдер. Туфолавы, по его мнению, могут образовываться при различных типах извержений и вулканизма.

Г.Тазиев (1972) не отрицает возможности лавового происхождения игнимбригов, но все же склонен считать образование основной их массы за счет аэрозольных пирокластических потоков. Однако в этой гипотезе имеются некоторые противоречия. Так, он пишет, что игнимбриги, излившиеся из вулкана Фонтейл в Эфиопии, имеют на склонах гор потоки мощностью 0,5 м, но тем не менее в них от основания до поверхности наблюдаются обсидианоподобные фьямме. Мало вероятно, чтобы могли спечься такие маломощные пирокластические потоки под действием собственного и экзотермического тепла. У подножия же холмов на равнине эти игнимбриги имеют мощность от 10 до 30 м. Их поверхность усеяна сотнями куполовидных поднятий, достигающих 100 м в диаметре, возникших, по мнению Г.Тазиева, в результате дегазации обсидиановых фьямме. Высота этих куполов достигает 15 м, что соответствует, по его подсчетам, поднятию газами тяжести в 20-30 тыс. кг пластичной верхней части потока. Вряд ли в этом повинны одни фьямме.

А.А.Маракушев и Е.Б.Яковлева (1975) считают игнимбриги лавами (флюидопорфирами), богатыми летучими компонентами, трудноотделяющимися от силикатных расплавов, такими как фтор, бор и др. Эти компоненты способствуют ликвации и расслоению магм на фазы различной вязкости. Более вязкие прослойки растаскиваются в процессе течения лав с возникновением специфических образований, получивших название фьямме.

Разногласие исследователей в отнесении игнимбригов к спекшимся туфам или лавам вызвано двойственностью текстур этих пород. Пирокластической природе игнимбригов противоречит их необычная "способность интенсивно спекаться или свариваться" до состояния стекловатых лав после транспортировки пирокластике на значительное расстояние от центра извержения, а лавовой - наличие пепловых структур и сомнительная текучесть кислого расплава. Эти противоречия нам кажутся коренными, разрешение которых должно пролить свет на образование игнимбригов. Поэтому в своих исследованиях мы решили сосредоточить на этом свое внимание.

Нами изучены кайнозойские игнимбриги Камчатки - из района вулкана Таунищ (обнажения руч. Зеленого) и из района Семячической группы вулканов (пос. Жупаново), вулкана Горелого и Кавказа - вулканы Арагац и Эльбрус, а также девонские игнимбриги Батеневского кряжа Кузнецкого Алатау.

ПЕТРОГРАФИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ИГНИМБРИТОВ

Камчатские игнимбриты

Игнимбриты руч. Зеленого. Смоляно-черное стекловатое фьямме имеет темно-серую кайму, хорошо различимую при небольших увеличениях в полированных образцах. Темно-серая кайма переходит в светло-серую пористую основную массу, напоминающую уплотненную кремнистую сыпучку (рис. 1). Как основная масса, так и фьямме содержат обломки вулканических пород и вкрапленники плагиоклазов и пироксенов. Отчетливо наблюдаются заливы темно-серой каймы в черных фьямме, которые расчленяют их на амебовидные участки (рис. 2). Соответственно светло-серая основная масса имеет заливы и островки в темно-серой кайме. Таким образом, фиксируются переходные стадии развития светло-серой пористой массы по черному стеклу, т.е. стадии разложения стекла. Следовательно, черное стекло (фьямме) – первичное, светло-серая основная масса – вторичное, темно-серая кайма – промежуточное. Извилистая, в основном поперечная трещиноватость во фьямме исчезает или становится слабо заметной в основной массе: в результате разложения стекла она затушевывается. В нижней части потока игнимбритов руч. Зеленого стекло разложено слабее, чем в средней и верхней частях, и там имеются значительные участки, состоящие сплошь из черного стекла с включениями обломков пород и вкрапленников минералов. В верхней же части, в самой подошве потока, реликты стекла редки и порода в основном сложена светло-серой массой, дезинтегрированной местами до состояния, напоминающего слаболитифицированные туфы (рис. 3).

В проходящем свете фьямме и основная масса изотропны. Вкрапленники плагиоклазов и пироксенов свежие. Многие зерна плагиоклазов оплавлены, пироксены оплавлены реже и слабее. Оба минерала



Рис. 1. Игнимбрит руч. Зеленого (Камчатка).

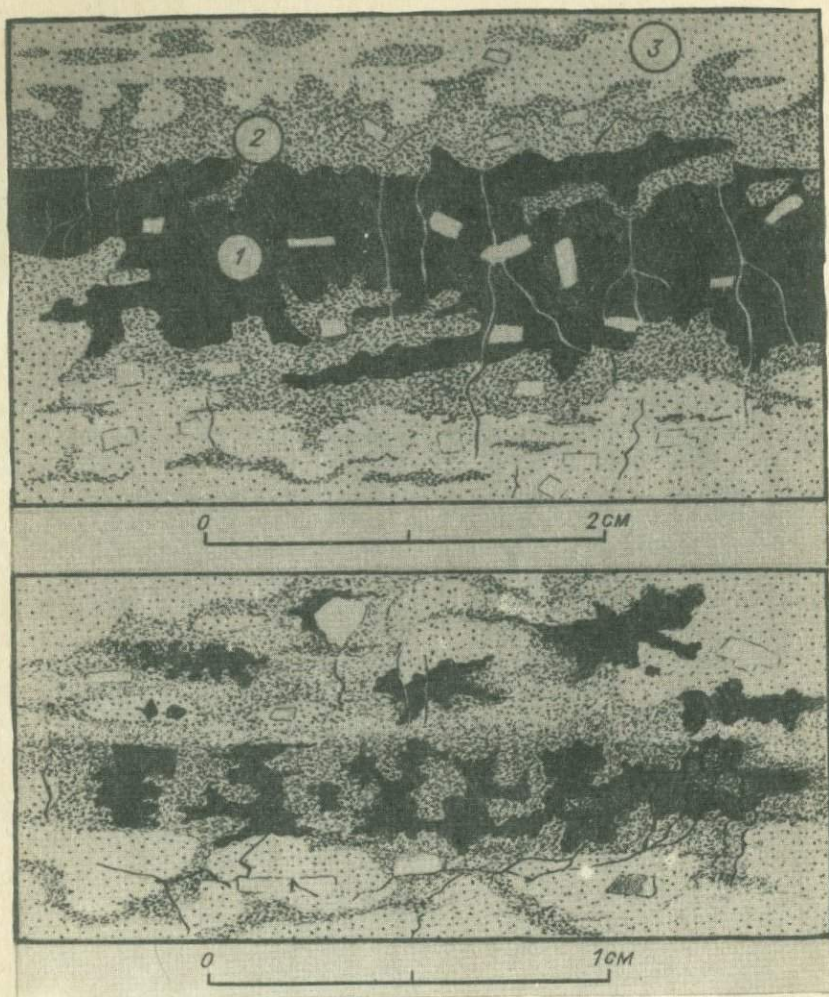


Рис. 2. Фьямме игнимбрита руч.Зеленого.

1 - первичное микрорасслоенное черное стекло; 2 - темно-серая кайма - попуразложенное стекло; 3 - серое разложенное стекло.

часто образуют сростки. Пироксен идиоморфен к плагиоклазу. Некоторые обломки пород имеют стекловатую основную массу и свежие вкрапленники плагиоклаза и пироксена, но большая часть обломков имеет интерсертальную и призматически зернистую структуру основной массы с порфировыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, что свидетельствует о субвулканической природе слагающих их пород. Признаков расплющивания обломков не наблюдается, но отчетливо отмечаются следы их плавления и рас-

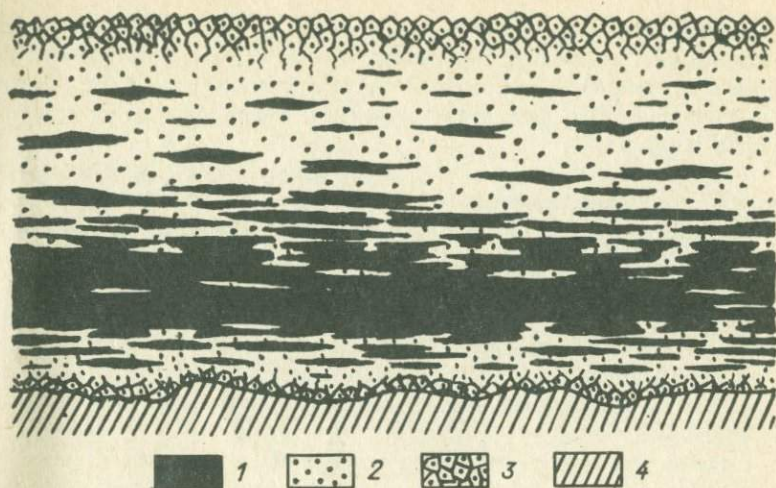


Рис. 3. Схематический разрез игомбритового потока.

1 - первичное стекло; 2 - измененное стекло; 3 - измененное и дезынтегрированное стекло; 4 - подстилающие породы.

таскивания вкрапленников минералов. Следы плавления выражены скруглением углов обломков, заливами стекла в их контуры и появлением его в оторочках зерен плагиоклазов и, наконец, в полном замещении стеклом основной массы обломков - расплавлением микролитов плагиоклаза.

При параллельных николях стекло фьямме имеет буровато-серый цвет, микроэтакситовую (микрополосчатую) текстуру, переходящую отдельными участками в псевдопепловую. Микрополосчатость представлена чередованием буровато-серых полосочек с бесцветными или слабоокрашенными. Полоски протягиваются то субпараллельно по удлинению фьямме, плавно или плейчато изгибаясь, то причудливо извиваются, то, упираясь в зерно плагиоклаза, пироксена или обломка породы, резко расходятся и огибают его, то прерываются "деструктурированным" стеклом основной массы либо, расширяясь, мягко расчленяются на фрагменты, напоминающие пепловые частицы, а затем вновь переходят в полоски. Пепловидные фрагменты часто имеют концентрически зональное строение: светлая каемка, буроватая основа и светлый или, наоборот, более темный центр. Иногда они образуют форму неправильных многоугольников с вогнутыми сторонами или петелек, рогулек и овальных частиц. Некоторые слегка расширенные полоски, особенно светлые, содержат внутри продольно вытянутые или спутанно-волоконистые нитевидные кристаллиты. Светлые полоски имеют меньший показатель преломления, чем бурые. Следует упомянуть, что все эти структурные рисунки стекла различимы только при значительном увеличении.

Основная светло-серая масса породы в проходящем свете при параллельных николях представляет собой "деструктурированное" бурое-серое, менее просвечивающее, чем фьямме, стекло со сгустками грязно-бурого пигмента (вероятно, тонко диспергированных окислов железа).

Темно-серая кайма - это переходная форма от "структурированного" (микроросчатого) стекла фьямме к "деструктурированной" основной массе. Обычно она окрашена светлее, чем фьямме, и местами расчленяет его на отдельные неправильные и овальные фрагменты. Причем полосчатость стекла фьямме, не прерываясь, переходит из более темных фрагментов в светлую кайму. Таким образом, темно-серая кайма - это только осветленное, но еще не разложившееся (не "деструктурированное") стекло. Такое осветленное стекло, кроме каймы, часто полностью слагает мельчайшие фьямме.

Оптические константы плагиоклазов свидетельствуют о их высокой основности по сравнению с нормативным плагиоклазом пород. Незональный плагиоклаз достигает № 68, а ядра зонального - № 84 при нормативном плагиоклазе № 25 (табл. 1) и среднем содержании SiO_2 в стекле - 70,45%. Наиболее кислые плагиоклазы имеют № 40. Пироксен по показателю преломления соответствует ферроавгиту ($n_g = 1,722$; $n_p = 1,715$; $2V = +56^\circ$) и близок к пироксенам третичного кислого стекла британского и исландского типа (Carmichael, 1960).

Жупановские игнимбриты отличаются от игнимбритов руч. Зеленого большей пористостью. Среди серой пористой массы выделяются смоляно-черные крупнопористые стекловатые линзы фьямме. Фьямме и основная масса содержат мелкие обломки серых, более плотных вулканогенных пород и зерна плагиоклазов и пироксенов. Количественное соотношение вкрапленников пироксена к вкрапленникам плагиоклаза определяется как 1:5. Общее количество минералов вкрапленников составляет приблизительно около 25% общего объема породы, количество обломков - примерно столько же. Распределение тех и других крайне неравномерно.

В проходящем свете порода представляет собой неравномерно окрашенную буровато-серую основную массу, содержащую редкие вкрапления рудных минералов, сгустки дисперсных окислов железа, каверны пустоток, зерна плагиоклазов и пироксенов, обломки пород и фьямме. Фьямме имеет коричневый цвет и слабо выраженную микроэвтакситовую и пузырьчатую текстуры. Вкрапленники минералов нередко вытянуты по удлинению фьямме. Местами фьямме содержат расплавленные обломки пород с полурастащенными по направлению его длины вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Фьямме и основная масса изотропны.

Обломки пород имеют овальную форму, реже угловатую. Контуры их часто извилистые, с заливами основной массы, а места как бы размазанные, переходящие постепенно в основную мас-

Характеристика плагиоклазов игнимбритов

2 Д.И. Ларев

Место взятия	Номера образцов					2V	Двойникование	Количество замеров	Нормативный состав
	оплавленные	неоплавленные	обломки пород	Зональные					
				ядро	периферия				
Руч. Зеленый	45-49	40-68	51-85	65-84	50-55	+82 - +84	Альбитовый, карлсбадский	32	25
Жупаново	45-52	45-52	45-52	-	-	+82 - +83	Альбитовый, карлсбадский, альбит-карлсбадский	9	30
Вулкан Горелый	40-45	40-47	-	-	-	-	Карлсбадский, альбит-карлсбадский	6	-
Вулкан Арагац	43-50	49-52	49-55	-	-	+83 - +88	Альбитовый, карлсбадский, альбит-эстерельский	17	27
Эльбрус	49-58	57-59	-	-	-	-	Альбитовый, карлсбадский	8	29

Примечание. Средний состав плагиоклазов игнимбритов руч. Зеленого по двум мономинеральным фракциям 56.

су. Структура пород в обломках порфиновая с интерсертальной, гиалофилитовой, офитовой или сидеронитовой основной массой. Кроме порфиритов встречаются обломки туфов. При офитовой структуре мелкие зернышки пироксенов находятся в промежутках между призмочками плагиоклазов. Сидеронитовая структура возникла в результате вторичных изменений породы, будучи уже в обломках, так как совместно с замещением интерстиций окислами железа частично замещаются рудной сыпью плагиоклазы и наблюдается корродирование стеклом (оплавление) плагиоклазов и периферии обломков. Некоторые зерна плагиоклазов в ядерной части замещены рудной сыпью и даже тончайшими зернышками биотита.

Взаимоотношение плагиоклазов и пироксенов различно. Пироксены бывают идиоморфными и ксеноморфными по отношению к призмам и таблицам плагиоклаза. В них местами встречаются пойкилитовые вроски апатита. Пироксены нередко замещаются рудными минералами, а плагиоклазы несут следы оплавления - корродирование бурым стеклом с периферии, по спайности, а иногда и с ядерной части. Оптические константы плагиоклазов следующие: № 49-54, $2V = +82-83^\circ$, законы двойникования - альбитовый, периклиновый, карлсбадский. Изредка встречаются мелкие зерна амфибола ($2V = -74^\circ$). Пироксены попадают двух видов: ромбический ($cNg = 5^\circ$, $N_g = 1,693$, $N_p = 1,685$, $N_g - N_p = 0,008$), соответствующий бронзиту, и моноклинный ($cNg = 37-38^\circ$, $2V = +57^\circ$, $N_g = 1,719$, $N_p = 1,691$, $N_g - N_p = 0,028$), соответствующий ферросалиту.

Игнимбриты вулкана Горелого. Образец, любезно предоставленный нам д-ром геол.-мин. наук В.Г. Кушевым, представляет собой пеструю породу, состоящую из черного пористого стекла и включений светло-серой массы, возникшей в результате разложения первичного стекла. Преобладающая масса породы - первичное черное стекло. Этот образец весьма напоминает игнимбриты центральной части потока руч. Зеленого, где стекло в большей части сохранилось от разложения. В проходящем свете видны участки девитрифицированного грязно-серого, насыщенного хлопьевидными сгустками окислов железа стекла, заключенного в ячейки сетки из черного непросвечивающего сидеронитового или слабпросвечивающего темно-коричневого стекла. Грязно-серое стекло слабо поляризуется ввиду заметной его раскристаллизации, доходящей местами до фельзитовой и нечетко выраженной микролитовой. В черном стекле содержится масса овальных, причудливо сливающихся пустоток, скопления которых образуют линзовидные участки. Перегородки между пустотами также слабо раскристаллизованы.

Игнимбриты насыщены мелкими обломочками вулканических пород с четкими угловатыми, овальными или плавно изгибающимися контурами. Некоторые обломки имеют размазанные ограничения, постепенно переходящие в слабраскристаллизованное стекло, и напоминают собой шпирь. Расплывчатые очертания возникли в

результате плавления обломков. Местами видно отделение от них зерен плагиоклаза. Структура обломков порфировидная с полнокристаллической призматически-зернистой основной массой, порфировая — с интерсертальной, сидеронитовой, пилотакситовой и микрофельзитовой основной массой. Минералы, слагающие обломки, — плагиоклазы и моноклинные пироксены. Последние по количеству резко подчинены первым. В большей мере подвергались плавлению обломки с пилотакситовой и микрофельзитовой структурой. Количество обломков составляет примерно 10–15% от объема породы.

Зерна плагиоклаза и пироксена вне обломков располагаются неравномерно, часто группками. Зерен пироксена примерно в 5 раз меньше, чем плагиоклаза, а в общем они слагают около 7% площади шлифа. Пироксен чаще всего идиоморфен по отношению к плагиоклазу, но местами наблюдается и обратное явление. Многие зерна плагиоклазов несут следы плавления, выразившиеся в замещении их бурым стеклом как с периферии, так и по трещинам спайности. Состав плагиоклазов отвечает № 40–47, закон двойникования карлсбадский и альбит–карлсбадский. Пироксены встречаются двух видов: ромбический, отвечающий по оптическим показателям бронзиту ($c Ng = 3-5^\circ$, $2 V = -52^\circ - (-65^\circ)$, $Ng = 1,691$, $Np = 1,683$, $Ng - Np = 0,008$), и моноклинный (из-за мелких зерен оптические контакты не замерены).

Кавказские игнимбриты

Игнимбриты вулкана Арагац (Армения). Изученные образцы внешне отличаются от камчатских бурым цветом основной массы и более причудливой формой фьямме (рис. 4). По основности они близки жупановским (табл. 2) и также соответствуют дацитам.

В проходящем свете (без анализатора) кайма вокруг реликтов стекла (фьямме) имеет желтую окраску, а фьямме — коричневую. Так же, как и в камчатских игнимбритах, они представляют собой реликты стекла, оставшиеся от разложения. Текстура

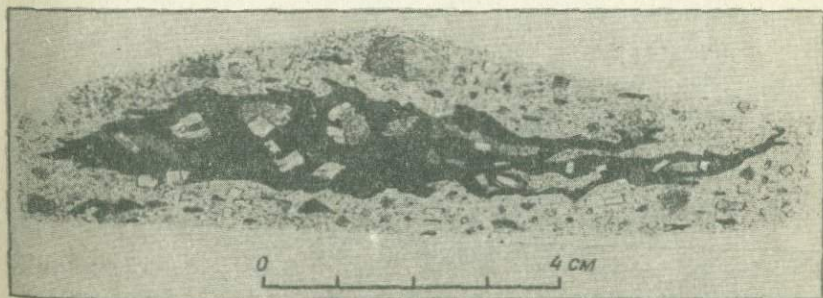


Рис. 4. Фьямме игнимбрита вулкана Арагац (Армения).

Оксид	Фьямме	Основная масса	Фьямме без вкрапленности	Основная масса без вкрапленников	Фьямме без вкрапленников	Основная масса без вкрапленников	Фьямме	Основная масса	Обломки породы
	1	1а	2	2а	3	3а	5	5а	5б
SiO ₂	69,64	68,66	70,97	68,48	69,92	68,10	63,86	62,74	59,72
TiO ₂	0,61	0,66	0,53	0,65	0,53	0,60	0,88	0,88	0,92
Al ₂ O ₃	14,40	14,61	14,24	15,09	14,11	15,00	15,02	15,70	15,97
Fe ₂ O ₃	1,59	1,92	1,16	1,84	1,17	2,26	2,71	3,83	4,58
FeO	1,80	1,94	1,58	2,01	1,72	1,94	3,31	2,66	4,53
MnO	0,11	0,09	0,09	0,12	0,10	0,11	0,18	0,16	0,18
MgO	1,28	1,23	1,09	1,71	1,75	1,85	1,21	2,54	2,21
CaO	3,18	3,41	2,90	3,08	3,11	2,82	5,09	4,69	5,44
Na ₂ O	3,79	3,87	3,89	4,16	3,88	4,29	3,67	4,40	4,07
K ₂ O	2,41	2,22	2,79	1,67	2,77	1,75	2,75	1,43	1,33
H ₂ O ⁻	0,12	0,14	0,06	0,14	0,10	0,12	0,22	0,22	0,24
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	0,17	0,19	0,14	0,19	0,14	0,23	0,32	0,31	0,33
SO ₃	0,05	0,03	0,04	0,06	0,07	0,12	0,19	0,21	0,19
CO ₂	-	-	-	-	-	-	н.д.	0,32	0,28
П. п. п.	0,40	0,58	0,26	0,48	0,20	0,46	0,52	Не обн.	Не обн.
Сумма...	99,55	99,55	99,74	99,68	99,57	99,65	99,93	100,09	99,95
а	11,7	11,8	12,5	11,6	12,4	11,6	12,1	11,8	11,1
с	3,7	4	3,0	3,8	3	3,4	4	4,5	5,3
в	5,3	5,7	4,5	7,8	6,2	8,0	9,9	12,7	13,6
5	79,3	78,7	80,0	77,0	78,4	77,0	74,0	71,0	70,0
а'	-	-	-	14,7	-	15	-	-	-
в'	-	-	-	6,3	-	6,8	-	-	-
+ Q	31,5	30,2	32,0	27,0	29,0	27,4	19,8	13,9	12,5
а : с	3,2	2,9	4,2	3,0	4,1	3,4	3	2,5	2,1
K ₂ O:Na ₂ O	0,64	0,57	0,72	0,40	0,71	0,41	0,75	0,33	0,33
K ₂ O+Na ₂ O	6,2	6,09	6,68	5,83	6,65	6,04	6,42	5,83	5,40
Fe ₂ O ₃	0,47	0,50	0,42	0,48	0,41	0,54	0,45	0,59	0,50
Fe ₂ O+FeO									

Примечание. 1, 1а, 2, 2а, 3, 3а - игнимбриты руч. Зеленого, вулкан Таун (Камчатка); 28а, 28б - игнимбриты юга Камчатки, пос. Озерная (Малеев, 1961); 4, 4а - игнимбриты вулкана Арагац (Армения); 7, 7а - игнимбриты (туфолавы) 1961).

(1960), фьямме и основной массы кайнозойских игнимбритов

Фьямме	Основная масса	Фьямме	Основная масса	Фьямме	Основная масса	Фьямме	Основная масса	Фьямме	Основная масса
28а	28б	900б	900а	4	4а	7	7а	8	8а
69,98	66,56	64,40	64,60	64,76	64,08	62,86	64,02	62,88	61,50
0,44	0,36	0,96	1,67	0,63	0,86	0,75	0,68	0,74	0,64
14,14	16,25	14,62	13,96	15,77	16,75	15,72	15,72	16,41	16,45
1,16	1,68	2,59	6,91	2,69	3,28	2,55	3,27	2,47	4,38
1,98	2,06	4,56	0,68	1,44	1,01	3,45	1,65	1,60	0,48
0,08	0,09	0,49	0,49	0,06	0,08	0,09	0,07	0,04	0,07
1,48	1,30	1,88	1,74	0,37	1,72	1,54	1,78	1,76	1,35
2,99	4,13	5,21	5,26	2,77	3,51	4,36	4,85	3,02	3,00
3,81	4,29	4,20	4,16	4,08	4,88	3,52	4,07	3,06	3,52
2,45	1,66	0,75	0,63	4,69	3,43	2,50	2,41	3,43	3,26
0,11	0,10	0,05	0,14	Не обн.	0,20	0,06	0,06	-	-
0,81	1,10	0,14	0,15	-	-	-	-	0,42	0,20
Сп.	Сп.	0,10	0,10	0,02	0,03	0,36	0,64	-	-
0,08	0,09	-	-	0,14	0,12	0,13	0,09	-	-
-	-	-	-	-	-	Не обн.	0,64	-	-
-	-	-	-	2,18	1,58	Не обн.	н.д.	3,46	6,08
99,51	99,67	99,95	100,49	99,60	99,53	99,89	99,95	99,29	100,93
12,2	12,0	10,6	9,9	16,2	16,0	11,4	12,5	10,8	11,7
3,6	5,0	4,3	4,3	2,7	3,5	4,9	4,3	3,4	3,5
5,9	5,8	12,0	11,9	5,1	7,5	8,7	9,2	9,0	8,4
78,3	77,2	73,1	73,9	76,0	73,0	75,0	74,0	76,8	76,4
-	-	-	-	-	-	-	-	31,0	26,0
-	-	-	-	-	-	-	-	6,2	5,3
28,6	25,4	20,7	23,7	16,9	10,5	23,3	18,7	28,6	25,9
3,4	2,4	2,4	2,3	6,0	4,6	2,3	2,9	3,2	3,3
0,64	0,39	0,18	0,15	1,15	0,70	0,71	0,59	1,12	0,93
6,26	5,95	4,95	4,79	8,77	8,31	6,02	6,48	6,49	6,78
0,37	0,45	0,36	0,91	0,65	0,77	0,44	0,68	0,61	0,90

щид (Камчатка); 5, 5а, 5б - игнимбриты Семячической группы близ пос. Жупаново 900б, 900а - игнимбриты кельдеры Заваришского, о. Симушир (Горшков, 1961а); Эльбруса; 8, 8а - игнимбриты шамиран-бюраканского типа в Армении (Ширинян,

его микроэвтакситовая или мелкопузыристая. Пузырьки вытянуты по удлинению фьямме. Фьямме расчленяется окисленным стеклом на отдельные участки, создающие впечатление обломков стекла.

Основная масса грязно-желтая, насыщенная мелкими реликтами коричневого стекла с желтой каймой, сгустками лейкоксена и окислов железа. Как фьямме, так и основная масса содержат массу зерен плагиоклаза, пироксена и обломочков вулканогенных пород. Обломки пород имеют интерсертальную, гиалопилитовую и призматически-зернистую структуру, образованную зернами плагиоклаза и реже пироксена. Пироксен в обломках пород и за их пределами идиоморфен к плагиоклазам и нередко образует в них пойкилитовые вроски. Обломки пород и зерна минералов оплавлены. При расплавлении обломков первоначально возникает стекло по границам минералов. Затем расплавляются остальная основная масса породы и микролиты плагиоклаза. На этой стадии даже обломки с интерсертальной структурой выглядят как гиалопилитовые.

Некоторые микролиты, полностью превратившись в изотропное буроватое стекло, сохраняют свою конфигурацию, угадывающуюся при параллельных николях. Иногда видны следы растаскивания реликтовых минералов из расплавленных обломков, а местами наблюдаются скопления плагиоклазовых призм в стекле с сохранением исходной структуры породы, в то время как контуры обломков уже исчезли. Номера плагиоклазов заключены в пределах 43-55, $2V = +82 - (+88)^\circ$. Оплавленные зерна плагиоклазов имеют наиболее низкие номера - 43-46, в обломках - 54-55. Нормативный состав плагиоклазов отвечает № 27. Здесь так же, как в камчатских игнимбритах, основность плагиоклазов гораздо выше его нормативного состава (см. табл. 1). Пироксены встречаются двух видов: моноклинный ($2V = +55^\circ$, $cNg = 34-48^\circ$, $Ng = 1,712 - 1,717$, $Np = 1,682 - 1,692$, $Ng - Np = 0,025-0,030$), что соответствует ферросалиту, и ромбический ($2V = -68^\circ$, $Ng = 1,707$, $Np = 1,693$, $Ng - Np = 0,014$) гиперстен.

Из кратких описаний видно, что камчатские и армянские игнимбиты весьма сходны по петрографическим данным, хотя и несколько отличаются по цвету и составу: в армянских выше содержание щелочей, особенно K_2O .

Туфолава (игнимбит) Эльбруса. На красно-буром фоне горной породы отчетливо выделяются черные фьямме (рис. 5). В отличие от описанных выше игнимбитов эта порода почти лишена обломков и совсем не имеет пепловидных структур.

Под микроскопом обнаруживается сериально-порфировая структура с трахитовой основной массой. В порфирированных выделениях - плагиоклаз, моноклинный пироксен и биотит. В основной массе - микролиты плагиоклаза и редко мелкие зернышки пироксена и амфибола.

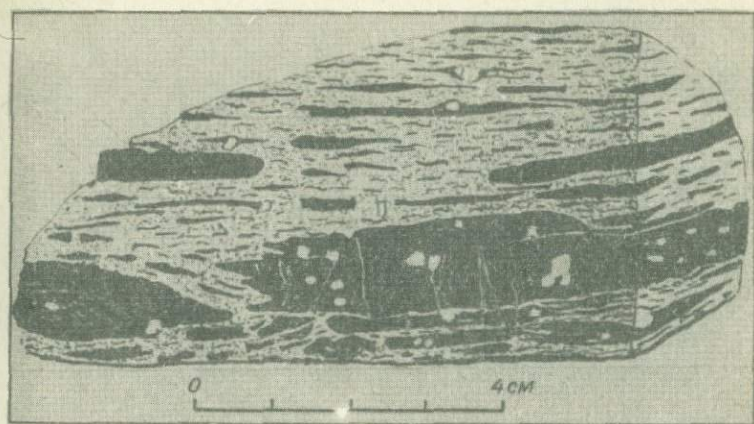


Рис. 5. Туфолава (игнимбрит) Эльбруса (Кавказ).

Структура и минеральный состав фьямме и основной массы породы аналогичны. В проходящем свете основная масса отличается от фьямме буроватой окраской интерстиций стекла между микролитами плагиоклаза и более бурыми каемками зерен биотита и пироксена вплоть до опашитовых. Никаких резких различий между фьямме и основной массой не наблюдается. Очень часто одно зерно плагиоклаза или пироксена одним концом находится во фьямме, другим — в основной массе. В самом фьямме имеются пятна и полосы более окисленной породы (основной массы). Удлинение фьямме направлено по трахитоидности породы, которая подчеркивает направление течения лавы, но отдельными местами залиты основной массой во фьямме имеют секущее положение к ней, не искажая субпараллельного положения микролитов плагиоклаза. Эти данные свидетельствуют о вторичном происхождении буро-красной основной массы породы по отношению к смоляно-черному фьямме.

Количество порфировых вкрапленников составляет (ориентировочно) около 10% объема; преобладающим минералом в них является плагиоклаз. Он кроме микролитов образует крупные широкотаблитчатые индивиды, как правило, в той или иной степени оплавленные и длиннопризматические без следов плавления. Широко-таблитчатые зерна в основном не целые: ушербленные, растрескавшиеся, половинчатые, закругленные. Следы расплавления выражены массой мелких включений бурого стекла, которые чаще всего развиты по периферии зерен, но нередко и по всей площади, в результате чего некоторые таблицы приобрели ситовидную или дактилоскопическую структуру (рис. 6). Изредка в таблицах плагиоклаза наблюдаются вроски пироксена. Закономерной ориентировки зерен не обнаружено. Распределение в объеме породы неравномерное, иногда кучное. Состав плагиоклаза соответствует

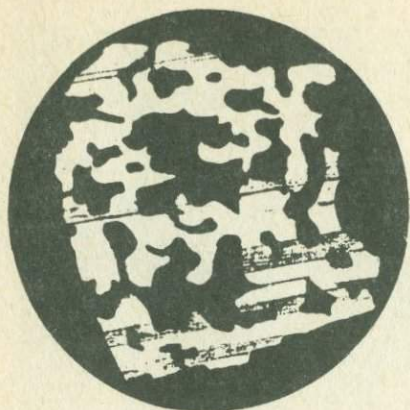


Рис. 6. Оплавленное зерно плагиоклаза в игнимбрите. Черное — стекло.

0,5% общего объема породы. Его оптические константы: $2V = -67(-68^\circ)$, $N_g = 1,721$, $N_p = 1,714$, $N_g - N_p = 0,007$. Единичные зернышки амфибола — $N_g = 1,726$.

Биотит в мелких редких зернах бесцветный или бурый. В окисленных участках породы (в основной массе) зерна биотита всегда бурые и с более темной бурой или опалитовой каймой. По своему удлинению зерна располагаются субпараллельно микролитам плагиоклаза.

По данным микроскопического анализа можно судить о том, что оплавленные таблитчатые зерна плагиоклазов были неравновесны с расплавом и совместно с частью зерен пироксена существовали в расплаве раньше, чем появились призматические плагиоклазы и тем более микролиты. Это дает основание полагать, что они являются ксеногенными и представляют собой реликты каких-то расплавленных пород. Длиннопризматические субпараллельные трахитоидности зерна и микролиты плагиоклаза, а также биотит и, возможно, часть пироксена кристаллизовались, несомненно, из расплава, сформировавшего данную породу, так как они свежие, не несут следов ни катаклаза, ни расплавления и в своем сочетании образуют хорошо выраженную трахитовую структуру.

Факты свидетельствуют о том, что расплавлению подвергались в первую очередь плагиоклазы более низких номеров, т.е. более легкоплавкие (см. табл. 1). В обломках пород встречаются плагиоклазы с наиболее высокими номерами, особенно это отмечается для игнимбритов руч. Зеленого, в обломках которых они достигают № 85. Тем не менее диапазоны номеров плагиоклазов оплавленных, неоплавленных и в обломках пород частично или полностью перекрываются. Закон двойникования плагиоклазов в боль-

№ 49-58, $2V = +79^\circ$, закон двойникования альбитовый.

Второй вид порфировых вкрапленников плагиоклаза следов плавления не несет: длинные призмочки, как правило, целые, ориентированы согласно трахитоидности основной массы. Двойникование в них как подсинтетическое, так и простое, состав отвечает № 57-59, закон двойникования карлсбадский. Кроме плагиоклаза, во вкрапленниках встречается ромбический пироксен, амфибол и биотит.

Ромбический пироксен — гиперстен в виде мелких осколковидных, реже призматических зерен составляет менее

шинстве зерен альбитовый, реже карлсбадский или альбит-карлсбадский и весьма редко встречается альбит-эстерельский закон. Эти данные в сочетании с отмеченными выше признаками расплавления обломков пород и растаскивания их зерен плагиоклаза и пироксена свидетельствуют о том, что в игнимбригах Камчатки (руч. Зеленого, пос. Жупаново, вулкане Горелого) и Кавказа плагиоклазы в большинстве своем ксеногенные и представляют собой реликты расплавленных эффузивных и субвулканических пород. Это подтверждается и тем, что нормативный состав плагиоклазов слишком низок по отношению к реальному составу, особенно в игнимбригах руч. Зеленого (см. табл. 1). В них средний состав плагиоклазов, включая оплавленные, неоплавленные и из обломков пород, по данным двух силикатных анализов мономинеральных проб (табл. 3), соответствует № 56, тогда как нормативный состав отвечает № 25.

Таблица 3

Химический состав двух валовых мономинеральных фракций плагиоклазов из игнимбригов руч. Зеленого (Камчатка)

Окисел	1	2	Среднее арифметическое (X)
SiO ₂	56,30	56,00	56,15
TiO ₂	0,09	0,12	0,10
Al ₂ O ₃	24,98	25,15	25,06
Fe ₂ O ₃	2,25	2,25	2,25
FeO	0,15	0,15	0,15
MnO	0,02	0,02	0,02
MgO	Сл.	Сл.	Сл.
CaO	10,75	11,02	10,88
Na ₂ O	4,83	4,96	4,89
K ₂ O	0,29	0,30	0,30
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,16
П. п.п.	0,70	0,30	0,50
Сумма	100,52	100,43	100,47

Следы расплавления обломков пород и минералов в игнимбригах отмечают многие исследователи. Так, Т.Ю.Маренина, исследовав игнимбригы Ичинского вулкана в Срединном хребте Кам-

чатки, писала: "Плагиоклаз частично оплавлен, содержит кружевную кайму бесчисленных тонких включений ожелезненного стекла; зерна базальтической роговой обманки также окаймлены толстой опацитовой каймой..." (Маренина, 1961, с. 111). Однако это плавление она связывает с постэруптивным этапом вулканической деятельности, с "явлением саморазогревания пирокластических образований".

Б.И.Пийп (1961, с. 91) про кроночкие игнимбриты на Камчатке писал следующее: "В буром стекле игнимбритов всех трех покровов видны ясные признаки расплавления старого базальтового материала из тела вулкана. Изменение цвета стекла от темно-бурого до бесцветного и его состава от дацитового до риолитового по мере хода кальдерообразующих извержений указывает на регрессирующее расплавление и контаминацию в теле вулкана лав основного состава горячей безводной риолитовой магмой". Ясно, что Б.И.Пийп не связывал расплавление вулканических пород с постэруптивным саморазогреванием. Но тем не менее отложения игнимбритов он считал так же, как К.Н.Феннер, П.Маршалл и А.Н.Заварицкий, производными огненных эмульсионно-газовых туч.

Петрохимические черты кайнозойских игнимбритов

По данным силикатного анализа (см. табл. 2), изученные игнимбриты попадают в основном в группу дацита (табл. 4). Группа породы определялась по методу А.Ф.Белюсова (Белюсов и др., 1974), основанного на показателе меланократовости $v' = v - a' \cdot (v/100)$, где v' — показатель меланократовости, по Д.С.Штейнбергу (1964), v и a' — показатели основной петрохимической характеристики, по А.Н.Заварицкому (1960). Показатель v' появляется в породах, пересыщенных глиноземом, а в нормальных, когда $a' = 0$, $v' = v$.

В некоторых образцах игнимбритов фьямме попало в одну группу пород, а основная масса — в другую. Так, стекловатая фаза по одной из проб фьямме игнимбритов руч. Зеленого (2) оказалась в группе риолита ($v = 4, 5$), а стекловатая фаза по двум пробам основной массы (2а и 3а) — в группе дацита ($v' = 6,3$ и $6,8$). Фьямме жупановских игнимбритов (5) — в группе дацита ($v = 9,9$), а основная масса (5а) — в группе андезита ($v = 12,7$). В группу андезита попали обломки вулканических пород в составе жупановских игнимбритов (проба 5б, $v = 13,6$). За исключением стекловатой фазы основной массы игнимбритов руч. Зеленого (2а и 3а), оказавшейся пересыщенной глиноземом, все остальные пробы соответствуют нормальным породам, по А.Н.Заварицкому, с повышенной глиноземистостью ($Al_2O_3 > 14\%$). Во всех рассматриваемых здесь игнимбритах (см. табл. 2) фьямме четко отличается от основной массы пониженным значением v , т.е. пониженной меланократовостью, пониженным значением полевошпато-

Таблица 4

Подразделение игнимбритов на группы вулканических пород по
А.Ф.Белоусову

Группа породы	в(в')	Номер пробы
Риолиты	До 5	$2, D_{\bar{x}}^1, D_{\bar{x}}^2$
Дациты	5-10	1, 1а, 2а, 3, 3а, 4, 4а, 5, 7, 7а, 28а, 28б, 8, 8а
Андезиты	10-15	5а, 5б, 6
Андезито-базальты	15-20	
Лейкократовые ба- зальты	20-25	
Мезократовые ба- зальты	25-30	
Меланократовые базальты	30	

Примечание. Здесь и в табл. 6 $D_{\bar{x}}^1$ и $D_{\bar{x}}^2$ - средне-арифметическое значение составов фьямме и основной массы девонских игнимбритов рч. Большой Ербы. Остальные условные обозначения см. в табл. 2.

вой извести (показатель с), повышенной кремнеземистостью (показатель s), общей щелочностью (показатель а), за исключением заимствованных нами из литературы анализов игнимбрита (28а и 28б), в котором общая щелочность во фьямме на 0,2% ниже, чем в основной массе. Все породы пересыщены кремнеземом ($32 > Q > 10$). Относительное пересыщение им фьямме во всех случаях оказалось большим, чем основной массы. По величине а:с, заключенной в пределах 2,5 - 6, они варьируют от бедных до умеренно богатых щелочами. Относительная щелочность во фьямме выше, чем в основной массе. Степень окисления стекла $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ в основной массе всегда выше, чем во фьямме.

Замеренные нами объемный и удельный веса фьямме и основной массы игнимбритов рч. Зеленого, жупановских, армянских и Эльбруса также имеют свои закономерности. Удельный вес основной массы всегда больше фьямме за счет обеднения ее легкими и обогащения тяжелыми компонентами. Объемный же вес фьямме, наоборот, больше, так как в основной массе выше пористость (табл. 5).

Таблица 5

Баланс вещества по атомно-объемной системе между фьямме и основной массой игнимбритов

Элемент	Количество атомов в 10 000 $\overset{\circ}{A}^3$		Привнос - вынос		Количество атомов в 10 000 $\overset{\circ}{A}^3$		Привнос - вынос	
	A \bar{X}	B \bar{X}	A \bar{X} - B \bar{X}	% к A \bar{X}	Б	Бa	Б-Бa	в % к Б
Si	171,60	162,50	-9,10	- 5	134,00	130,00	- 4,00	- 3
Ti	0,97	1,13	+0,16	+ 2	1,38	1,37	- 0,01	- 1
Al	40,70	42,50	+1,80	+ 4	37,30	38,70	+ 1,40	+ 4
Fe ⁺³	2,10	3,70	+1,60	+76	4,28	6,00	+ 1,72	+40
Fe ⁺²	3,40	3,90	+0,50	+15	5,85	4,64	- 1,21	-21
Mn	0,20	0,20	0	0	0,30	0,28	- 0,02	- 7
Mg	5,20	6,40	+1,20	+23	3,80	7,90	+ 4,10	+108
Ca	7,80	7,60	-0,20	- 3	11,40	17,60	- 1,00	- 9
Na	17,40	19,60	+2,20	+13	14,60	17,60	+ 3,00	+21
K	8,70	5,20	-3,50	-40	7,10	3,90	- 3,20	-45
P	0,20	0,40	+0,20	+100	0,57	0,55	- 0,02	- 4
S	0,10	0,20	+0,10	+100	0,30	0,33	+ 0,03	+10
O	439,80	428,70	-11,10	- 3	368,56	366,11	- 2,45	-0,7
+Σ			+7,80	+ 1			+10,25	+1,7
-Σ			-23,90	- 3			-11,91	-2,0
Σ			-16,1	- 2			- 1,66	-0,3
dv	2,43	2,39	-0,04	- 2	2,10	2,08	- 0,02	-0,9
δ	2,48	2,61	+0,13	+ 5	2,45	2,52	+ 0,07	+3,0
P, %	2	8	+6		16	18	+ 2,00	

Элемент	Количество атомов в 10 000 $\overset{0}{A}^3$		Привнос - вынос		Количество атомов в 10 000 $\overset{0}{A}^3$		Привнос - вынос	
	7	7a	7-7a	% к 7	4	4a	4-4a	% к 4
Si	156,00	152,00	- 4,00	- 3	139,00	131,00	- 8,00	- 6
Ti	1,35	1,20	- 0,15	-11	1,02	1,37	+ 0,35	+34
Al	44,60	43,60	- 1,00	-2,3	40,00	42,00	+ 2,00	+ 5
Fe ⁺³	4,60	5,75	+ 1,15	+25	4,37	5,20	+ 0,83	+19
Fe ⁺²	6,95	3,27	- 3,68	-53	2,60	1,80	- 0,80	-31
Mn	0,18	0,14	- 0,04	-22	0,11	0,14	+ 0,03	+27
Mg	5,55	6,25	+ 0,70	+13	1,19	5,40	+ 4,21	+350
Ca	11,20	12,20	+ 1,00	+ 9	6,40	8,00	+ 1,60	+25
Na	16,40	18,60	+ 2,20	+13	17,00	21,70	+ 4,70	+28
K	7,60	7,30	- 0,30	- 4	12,90	9,30	- 3,60	-28
P	0,73	1,28	+ 0,55	+75	0,03	0,05	+ 0,02	+67
S	0,23	0,16	- 0,07	-32	0,24	0,33	+ 0,09	+37
O	426,90	418,92	- 7,98	-19	372,08	367,52	- 4,46	- 1
+Σ			+ 5,6	+0,8			+13,83	+2,3
-Σ			-17,22	-2,5			-16,57	-2,8
Σ			-11,62	-1,7			- 2,74	-0,5
dv	2,40	2,36	- 0,04	-1,7	2,15	2,12	- 0,03	-1,4
δ	2,44	2,48	+ 0,04	+1,6	2,25	2,45	+ 0,20	+8,9
P,%	2	5	+ 3		4	13	+ 9	

Примечание. $A_{\bar{X}}$, $B_{\bar{X}}$ - средние значения анализов фьямме (2 и 3) и основной массы (2a и 3a) игнимбригов руч. Зеленого. Остальные усл. обозн. см. в табл. 2.

Баланс вещества, рассчитанный по атомно-объемному методу В.А.Рудника (Казицын, Рудник, 1968), во фьямме и основной массе для игнимбритов руч. Зеленого, жупановских и Армении, а также для эльбрусских туфолов указывает, что разложение стекла (образование основной массы) во всех этих породах происходило с выносом Si, K, O и незначительным обогащением Al, Fe, Mg и Na. Общий вынос атомов из стандартного объема породы ($10\ 000 \text{ \AA}^3$) с учетом пористости превышает общее обогащение, что обуславливает в основной массе (измененном стекле) по сравнению с фьямме (первичным стеклом) увеличение пористости (см. табл 5).

Баланс вещества между фьямме и основной массой, рассчитанный для игнимбритов по заимствованным из литературы анализам по методу Барта (Четвериков, 1956), показывает такую же картину: основная масса по сравнению с фьямме обеднена кремнием и калием и обогащена алюминием и трехвалентным железом (табл. 6). Эти данные свидетельствуют о том, что автотематическое изменение стекла в игнимбритах подчиняется закономерным явлениям, заключающимся в выносе кремнезема и K_2O , окислении железа, увеличении пористости и удельного веса

По химическому и петрографическому составу обломки гор-

Баланс вещества по методу Т.Барта меж

Элемент	Атомные количества		Привнос-вынос		Атомные количества		Привнос - вынос	
	56	5	56-5	% к 56	28a	28б	28a-28б	% к 28a
Si	620	650	+30	+5	684	664	-20	-3
Ti	7	7	0	0	3	3	0	0
Al	98	90	-8	-8	81	96	+15	+19
Fe ³	18	10	-8	-44	4	7	+3	+75
Fe ²	39	28	-11	-28	16	17	+1	+63
Mn	2	2	0	0	0,6	0,6	0	0
Mg	34	18	-16	-47	22	19	-3	-14
Ca	61	56	-5	-8	32	44	+12	+38
Na	41	36	-5	-12	36	41	+5	+14
K	9	18	+9	+100	15	11	-4	-27
P	1	1	0	0	-	-	-	-
S	2	2	0	0	0,6	0,6	0	-
+Σ	-	-	+39	+4,0	-	-	+36	+4
-Σ	-	-	-53	-6,0	-	-	-27	-3
Σ	-	-	-14	-1,5	-	-	+9	+1

ных пород, сохранившихся от расплавления в жупановских игнимбритах, соответствуют андезитовым порфиритам (см. табл. 2,4). Они имеют большую основности, чем фьямме и основная масса. О признаках их расплавления и перехода в стекло и вкрапленники минералов указывалось выше. Баланс вещества между этими обломками и фьямме, рассчитанный по методу Т.Барта, показал, что фьямме по сравнению с обломками богаче кремнием и калием и соответственно обеднено другими компонентами, кроме титана, фосфора и серы. Следовательно, расплавление субстрата при образовании игнимбритовой магмы происходило с привнесом кремнезема и калия.

Девонские игнимбриты рч. Большая Ерба
(Батеневский кряж Кузнецкого Алатау)

Изученные игнимбриты слагают поток мощностью около 75 м близ дер. Большая Ерба. Это коричневые или буро-красные плотные породы. Характерная их особенность — наличие флюидально изгибающихся фьямме более светлой окраски, чем основная масса. Фьямме имеют различную длину: от миллиметров до несколь-

Таблица 6

ду фьямме и основной массой игнимбритов

Атомные количества		Привнос - вынос		Атомные количества		Привнос - вынос	
8	8a	8-8a	% к 8	$D\frac{1}{X}$	$D\frac{2}{X}$	$D\frac{1}{X} - D\frac{2}{X}$	% к $D\frac{1}{X}$
584	578	- 6	- 1	610	600	- 10	- 16
10	9	- 1	-10	5	5	0	0
180	183	+ 3	+ 2	167	170	+ 3	+ 18
18	32	+14	+78	10	17	+ 7	+ 70
12	4	- 8	-67	11	11	0	0
-	-	-	-	0,5	0,5	0	0
25	19	- 6	-24	9	10	+1	+11
30	30	0	0	7	8	+ 1	+14
55	63	+ 8	+15	91	99	+ 8	+ 9
40	39	- 1	- 3	46	40	- 6	-13
-	-	-	-	1	1	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	+25	+2,6	-	-	+20	+2,1
-	-	-22	-2,3	-	-	-16	-1,7
-	-	+ 3	+0,3	-	-	+ 4	+0,4

ких сантиметров. Толщина — от десятых долей миллиметра до 10. Границы фьямме с основной массой то четкие, то расплывчатые. Игнимбриды в верхней части потока переходят в лавовую брекчию, представляющую собой смесь лавы и обломков одного и того же состава.

Под микроскопом в игнимбридах обнаруживается микрофельзитовая и фельзитовая структура в основной массе и фельзитовая, до гранофировой — во фьямме. Как в основной массе, так и во фьямме содержится незначительное количество замещенных серицитом, карбонатом и альбитом вкрапленников плагиоклаза и опацизированных темноцветов.

Эти породы по внешнему виду похожи на описанные нами игнимбриды Камчатки и Армении, но так же, как и туфолавы Эльбруса, мало содержат обломков и пепловидных структур. Однако отсутствие этих признаков не мешает по традиции назвать их игнимбридами, так как сторонниками туфовой природы игнимбридов это интерпретировалось бы полным спеканием (свариванием) обломков и тем более, что в верхней части поток переходит в лавовые брекчи. Образование фьямме мы не связываем с эманационной (флюидной) дифференциацией в магматическом очаге, так как в этом случае в результате большого пути движения расплава вместо фьямме возникли бы длинные тонкие полосы, имеющие место в этакситовых лавах типа ленточных фельзитов. Такие полосы, уловимые только под микроскопом, встречаются и здесь, но они так же, как и в описанных выше игнимбридах, секутся границами фьямме и основной массы. Большой дегазации и, следовательно, большему метамагматическому (Коржинский, 1973) изменению подверглась основная масса породы, а фьямме — это реликт исходного расплава.

В табл. 7 приведены силикатные анализы фьямме и основной массы этих пород. По показателю меланократовости v' и по показателю Q , в основном меньшему 20, их можно отнести к трахитовым порфирам. Следовательно, по составу они несколько отличаются от рассмотренных камчатских игнимбридов и наибольшее сходство имеют с армянскими. От рассмотренных игнимбридов девонские отличается также пересыщенность глиноземом. Однако у тех и других имеются одни и те же закономерности в различии фьямме и основной массы, а именно показатель меланократовости (v') фьямме всегда ниже, чем основной массы; фьямме содержит больше, чем основная масса, SiO_2 , K_2O , и меньше Na_2O и Fe_2O_3 , соответственно отношение $K_2O : Na_2O$ фьямме выше, чем основной массы, показатель окисленности ($Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$) основной массы всегда больше, чем показатель фьямме.

Для сравнения нами были еще изучены образцы армянских обсидианов — плотных красно-бурых пород с черными фьямме. В проходящем свете это — изотропное стекло, лишенное каких-либо выделений силикатных минералов. Фьямме представляют собой четко оконтурированные субпараллельные линзочки стекла, содержащие тонкодис-

Химический состав и числовые характеристики фьямме и основной массы девонских игнимбритов
рч. Большая Ерба (Батеневский кряж Кузнецкого Алатау)

Окисел	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса
	Е-1а	Е-1б	Е-2а	Е-2б	Е-3а	Е-3б	Е-4а	Е-4б	Е-7	Е-8	$D \frac{1}{X}$	$D \frac{2}{X}$
SiO ₂	68,99	67,63	69,31	66,83	68,59	68,27	68,14	67,49	68,53	67,24	68,71	67,49
TiO ₂	0,76	0,67	1,04	0,73	0,68	0,82	0,68	0,66	0,64	0,72	0,76	0,72
Al ₂ O ₃	15,97	16,31	15,71	16,46	15,56	15,68	16,00	16,14	16,54	16,08	15,96	16,13
Fe ₂ O ₃	1,47	2,40	1,57	2,69	1,31	2,76	1,25	2,36	1,40	2,27	1,40	2,50
FeO	1,55	1,36	1,46	1,46	2,05	1,18	1,16	1,81	1,31	1,60	1,51	1,48
MnO	0,12	0,12	0,10	0,15	0,13	0,13	0,16	0,11	0,12	0,16	0,12	0,13
MgO	0,67	1,17	0,67	0,34	0,67	0,84	0,70	0,70	0,60	0,70	0,66	0,75
CaO	0,47	0,84	0,47	0,93	1,13	0,38	0,90	0,56	0,56	1,12	0,70	0,76
Na ₂ O	4,90	5,50	4,90	5,60	5,30	5,50	5,60	5,90	6,00	6,10	5,34	5,72
K ₂ O	3,78	3,68	4,18	3,68	3,78	3,68	4,73	3,06	3,80	3,60	4,05	3,54
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,12	0,12	0,14	0,15	0,17	0,21	0,17	0,20	0,15	0,16
CO ₂	0,38	0,27	0,07	0,01	0,32	0,09	0,04	0,06	0,06	0,38	0,17	0,16
S	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	Сл.	0,01	0,01
П. п. п.	1,30	0,98	0,97	1,42	1,24	1,09	1,38	0,95	0,93	1,12	1,16	1,11
Сумма . . .	100,50		100,59		100,91		100,91		100,67		100,70	
		101,06		100,42		100,57		100,01		101,29		100,66

Окисел	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса	Фьям- ме	Основ- ная масса
	E-1a	E-1б	E-2a	E-2б	E-3a	E-3б	E-4a	E-4б	E-7	E-8	$D \frac{1}{X}$	$D \frac{2}{X}$
a	15,69	16,88	16,25	17,34	16,87	16,88	18,77	16,90	18,08	18,21	17,13	17,24
c	0,52	0,99	0,59	1,10	1,35	0,46	1,07	0,66	0,66	1,34	0,83	1,17
b	7,62	7,44	6,56	6,56	4,31	7,29	3,49	7,44	5,41	4,88	5,47	6,72
s	76,27	74,69	76,60	75,00	77,47	75,37	76,67	75,00	75,85	75,57	76,57	75,12
a'	51,72	30,09	42,00	34,69	25,00	34,23	3,84	35,40	36,58	5,48	31,82	27,97
b'	3,69	5,20	3,80	4,28	3,23	4,80	3,36	4,83	3,43	4,61	3,50	4,74
Q	20,50	14,60	20,10	14,20	19,80	16,52	14,70	15,5	14,9	13,4	18,00	14,84
a:c	30,30	19,00	27,60	15,70	12,50	37,80	17,50	25,60	27,30	13,60	23,04	22,34
K ₂ O:Na ₂ O	0,77	0,67	0,85	0,66	0,71	0,67	0,85	0,52	0,63	0,59	0,76	0,62
K ₂ O+Na ₂ O	8,68	9,18	9,08	9,28	9,08	9,18	10,33	8,96	9,80	9,70	9,39	9,26
Fe ₂ O ₃												
<u>Fe₂O₃+FeO</u>	0,49	0,64	0,52	0,65	0,39	0,70	0,52	0,57	0,52	0,59	0,49	0,63

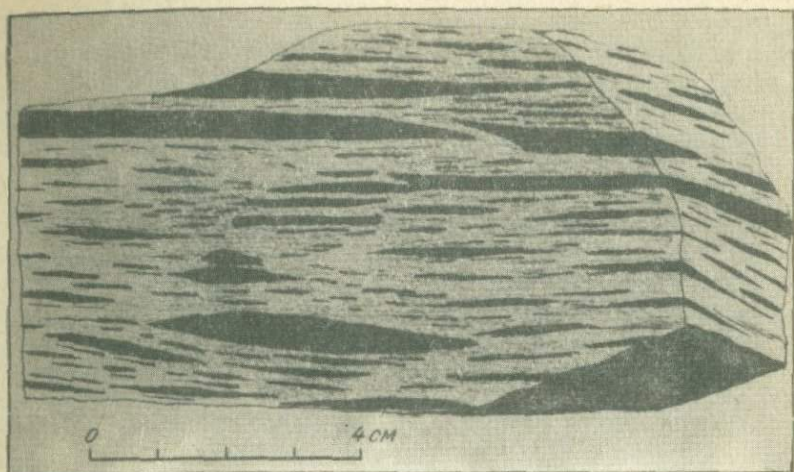


Рис. 7. Вторично расслоенный обсидиан (Армения).

персный магнетит. Длина этих линзочек достигает 5 см, а толщина - 5 мм (рис. 7). Основная масса - красно-бурое стекло, насыщенное тонкодисперсным гематитом. Порода имеет блестящий раковистый излом.

Приведенные в табл. 8 силикатные анализы фьямме и основной массы существенную разницу обнаруживают в содержаниях окисного и закисного железа. Различия в содержании остальных окислов находятся в пределах чистоты отбора, обработки пробы и точности анализа, и их можно не учитывать. Следовательно, фьямме отличается по химическому составу от основной массы пониженным содержанием Fe_2O_3 и повышенным FeO . Показатель окисленности $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$ во фьямме 0,36, а в основной массе 0,79. Валовой же состав железа в пересчете на закись ($Fe_2O_3 \cdot 0,9 + FeO$) почти тождествен: во фьямме 1,20%, а в основной массе 1,27%. Таким образом, отличие фьямме от основной массы заключается в степени окисления железа. Отсюда фьямме - это реликты первичного стекла, сохранившиеся от окисления. Отсутствие ощутимых различий в содержании щелочей и кремнезема, по нашему мнению, связано с малым количеством летучих компонентов в излившемся расплаве и соответственно с незначительным их отделением, о чем свидетельствует отсутствие видимых пор и газовых пустот.

Из изложенного фактического материала ясно, что фьямме игнимбритов - не расплющенные обломки стекла, как это полагают сторонники пирокластической природы игнимбритов, ибо между расплющенными и нерасплющенными (или спекшимися) обломками таких закономерных различий в составе не было бы. Соответст-

Химический состав вторичного расслоенного обсидиана

Окисел	Порода	Фьямме	Основная масса
	А - 3	А - 2	А - 1
SiO ₂	75,80	75,78	75,86
TiO ₂	0,10	0,10	0,09
Al ₂ O ₃	13,35	13,25	13,24
Fe ₂ O ₃	0,76	0,45	1,09
FeO	0,22	0,79	0,29
MnO	0,03	0,04	0,05
MgO	0,39	0,45	0,51
CaO	0,47	0,47	0,37
Na ₂ O	3,30	3,21	3,18
K ₂ O	4,59	4,46	4,62
H ₂ O ⁻	0,32	0,20	0,10
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,02
SO ₃	0,02	0,02	0,02
П. п. п.	0,38	0,34	0,28
Сумма	99,75	99,58	99,72
$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$	-	0,36	0,79 •

венно встает и противоположный вопрос: почему химический состав основной массы в различных игнимбритах имеет закономерные различия с фьямме? С позиции спекшихся туфов на данный вопрос ответить едва ли возможно.

А.Н.Заварицкий (1963, с. 713), изучив армянские вулканические породы, писал следующее: "Очень интересную картину сплющивания стекловатых включений (фьямме) можно наблюдать в каньоне р. Касах, около сел. Аштарак... Веса толщи туфового материала, обнаженного теперь в обрыве реки, было достаточно, чтобы расплющить куски пластичной лавы в плоские блинообразные тела. То, что это было именно расплющивание, а не вытягивание, как думали прежние исследователи туфолов, убедительно доказывается изометрической формой включений, если их рассматривать на плоскостях напластования, и отсутствием их ориентировки в этой плоскости и какой-нибудь вытянутости".

Мы вполне согласны с А.Н.Заварицким, что это было "не вытягивание", и не можем согласиться с тем, что это было "именно расплющивание", по изложенным выше причинам. А кроме того, как было упомянуто выше Г.Тазиевым, в потоках игнимбри-тов мощностью 50 см от основания до поверхности наблюдались

обсидиановые фьямме, которые никак не могли образоваться в результате расплющивания кусков стекла под действием нагрузки самой породы. Изометрические в плане, как и другие формы фьямме, вполне закономерны, если рассматривать фьямме как реликты автотометасоматически измененной при дегазации застывающей лавы. Наши факты, иллюстрирующие образование фьямме в игнимбритах, вполне согласуются с критикуемым А.Н.Заварицким мнением Абиха о "превращении черного вещества" включений в "красное ячеистое" вещество.

Согласно полученным фактам, мы не можем согласиться и с мнением Е.Ф.Малеева (1961), который считал фьямме игнимбритов спекшимся после отложения туфов стеклом. Пониженную основность фьямме он связывает с тем, что чистое стекло всегда кислее, чем стекло с вкрапленниками минералов. Нами были проведены силикатные анализы стекла фьямме и основной массы без вкрапленников минералов в игнимбритах руч. Зеленого (см. табл. 2, анализы 2 и 2а, 3 и 3а). Результаты показали, что стекло-ватая фаза основной массы без вкрапленников минералов все равно имеет более высокую основность, чем стекло фьямме.

Представление Г.С.Горшкова о том, что черное стекло игнимбритов (фьямме, ленты) возникает за счет вторичного плавления красного игнимбрита, с нашей точки зрения, также неубедительно. Трудно представить, чтобы в извергающейся пирокластике с интенсивно окисленным железом в поверхностных, богатых кислородом условиях, происходило восстановление железа. Наши факты свидетельствуют об обратной последовательности процессов: излияние черных лав, а затем превращение их в результате окисления железа в красные.

Игнимбриты по своему текстурному облику бывают похожи на вулканические породы эвтакситовой текстуры типа ленточных фельзитов, расслоенность которых, по нашим представлениям (Царев, 1967) и представлениям других исследователей, происходит в расплаве в недрах вулканов. Многие игнимбриты сами несут такую расслоенность, сохраняющуюся в стекле фьямме, о чем мы упоминали при описании камчатских и армянских игнимбритов.

По нашим данным, образовавшаяся на дневной поверхности расслоенность в игнимбритах (основная масса и фьямме) часто накладывается на первичную расслоенность. Первичная и вторичная расслоенности нередко отождествляются; ленточные фельзиты некоторыми исследователями называются игнимбритами или реоигнимбритами (Горшков, 1961б), т.е. пирокластикой, спекание которых переросло в плавление и в результате течения образовавшегося вторичного расплава фьямме вытянулись в длинные ленты.

Сравнение химического состава фьямме, основной массы игнимбритов и различных лент фельзитов, изученных нами в Казахстане в районе хр. Тарбагатай (участок Кайракты) и в Кузнецком Алатау (рч. Сухая Ерба), дает следующие результаты.

Ленточные фельзиты уч. Кайракты представляют светло-серые

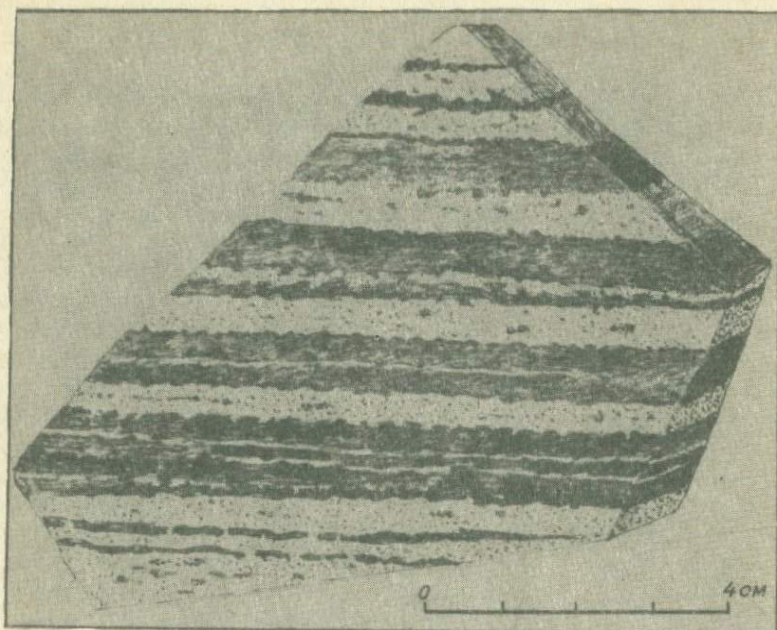


Рис. 8. Ленточный фельзит (уч. Кайракты, Восточный Казахстан).

с розоватым оттенком породы. Серые, субпараллельные между собой ленты располагаются в более светлой розоватой основной массе (рис. 8). Толщина лент варьирует от долей миллиметров до 1–2 см. Длина их достигает нескольких метров, а ширина – десятков сантиметров. Обычно ленты занимают меньший объем, чем основная масса, но местами их поровну и в этих случаях наблюдается перемежаемость одинаковых по толщине лент различной окраски и, как будет показано ниже, различного состава.

В проходящем свете в серых лентах обнаруживается фельзитовая структура с весьма редкими вкрапленниками трещиноватых серицитизированных плагиоклазов и шлировидными скоплениями кварцевых агрегатов. В розовой основной массе структура неоднородная – от фельзитовой до аллотриоморфнозернистой и микропоякилитовой. Ограниченных зерен полевых шпатов здесь вообще не бывает. Темноцветных минералов нет и в лентах, и в основной массе. Из вторичных образований встречаются серицит и редкие хлопьевидные скопления рудных минералов.

Ленточные фельзиты рч. Сухая Ерба – это светло-бурые, розовые, коричневые и лиловые горные породы. Ленточность выражена чередованием темных, обычно коричневых или лиловых полос, со светлыми, розовыми или бурыми полосами. Местами темноокрашенная фаза преобладает над светлой, но чаще всего на-

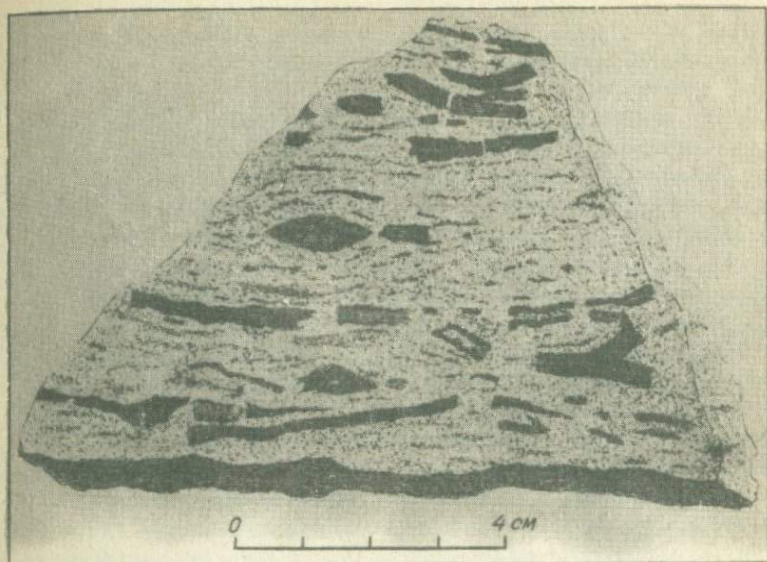


Рис. 9. Ленточный фельзит с разорванными и расташенными лентами (рч. Сухая Ерба, Батеневский кряж Кузнецкого Алатау).

оборот: темноокрашенная образует ленты на розовом или светло-буром фоне. Ленты в потоках вытягиваются параллельно его подошве, а в экструзиях и дайках — параллельно их контактам. Толщина лент колеблется от тончайших волосовидных до 1–2, редко 5 см. Длина их всевозможная: от миллиметров до нескольких метров. На отдельных участках наряду с темными лентами обнаруживаются мелкие линзочки того же цвета. Некоторые линзочки на своих концах переходят в полоски, что может свидетельствовать о растягивании каплеобразных обособлений расплава при его течении. На других участках можно наблюдать, как в темно окрашенных лентах появляются поперечные трещинки, ленты местами разрываются, отдельные куски их растаскиваются и теряют ориентировку (рис. 9).

В проходящем свете темные ленты обычно обнаруживают фельзитовую, микросферолитовую, гранофировую или микропойкилитовую структуры кварц-полевошпатового агрегата с редкими резорбированными, пелитизированными осколковидными порфировыми зернами плагиоклаза. Резорбирование плагиоклаза основной массой является, вероятно, следами его плавления. В породе содержится значительное количество тонкодисперсного гематита.

Светлые ленты (основная масса) раскристаллизованы хуже, чем темные. Они имеют фельзитовую, микропойкилитовую и сито-видную структуры с еще более редкими порфировыми вкраплениями плагиоклаза и более тонкодисперсной вкрапленностью гематита и мельчайшими чешуйками биотита.

По химическому составу породы лент фельзитов уч. Кайракты и рч. Сухая Ерба (табл. 9, 10) относятся к риолитам, богатым щелочами. В первых K_2O содержится больше, чем Na_2O , во вторых наоборот.

На участке Кайракты серые ленты богаче розовых кремнеземом в среднем на 4%, окисью калия на 1,5% и значительно беднее глиноземом (около 3%) и окисью натрия (более 2%). В содержании окислов железа, магния и кальция существенной разницы не отмечается. По сумме щелочей розовые, обедненные кремнеземом ленты богаче серых. В серых же, более богатых кремнеземом лентах отношение $K_2O : Na_2O$ по всем пробам выше, чем в розовых лентах. Среднее значение этого отношения серых лент в три раза выше, чем розовых. Окисленность железа ($Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO)$) примерно одинакова в обеих фазах.

По петрохимическим показателям серые ленты следует отнести к нормальным, богатым щелочами, сильно пересыщенным кремнеземом риолитам, а розовые — к пересыщенным глиноземом и кремнеземом, богатым щелочами риолитам. Несмотря на незначительное количество химических анализов (3 — по серым и 4 —

Химический состав ленточных фельзитов уч. Кайракты и их

Окисел	Серые ленты					
	Кт-2	Кт-2 ^a	Кт-3	\bar{X}		\bar{X}
SiO_2	78,87	77,89	78,15	78,30	a	10,90
TiO_2	0,20	0,22	0,18	0,20	c	0,60
Al_2O_3	10,22	10,62	10,40	10,41	b	1,50
Fe_2O_3	0,78	0,60	0,78	0,72	s	87,00
FeO	1,02	1,75	1,02	1,26	a'	-
MnO	0,07	0,07	0,09	0,08	b'	-
MgO	0,40	0,20	0,20	0,26	q	51,60
CaO	0,84	0,56	0,28	0,56	K_2O/Na_2O	3,52
Na_2O	1,45	1,50	2,20	1,72	K_2O+Na_2O	7,78
K_2O	6,18	6,09	5,90	6,06	a/c	18,40
P_2O_5	0,10	0,07	0,25	0,14	Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO	0,36
CO_2	сл.	0,13	0,04	0,06		
S	"	сл.	сл.	сл.		
П. п. п.	0,28	0,20	0,23	0,24		
Сумма	100,41	99,90	99,72	100,01		

Примечание. Здесь и далее \bar{X} — среднеарифметическое

по розовым лентам), различия в содержании упомянутых компонентов и петрохимических показателей настолько велики, что никаких сомнений по отношению представительности проб и анализа не вызывают.

В ленточных фельзитах рч. Сухая Ерба темные ленты по сравнению со светлыми богаче кремнеземом (на 3,5%) и окисным железом и беднее глиноземом (> 2%), натрием и в незначительной мере калием. По содержанию остальных компонентов эти породы существенных изменений не имеют. Сумма щелочей больше в светлых, обедненных кремнеземом, лентах. Среднее же отношение $K_2O : Na_2O$ в тех и в других лентах одинаково. Окисленность железа выше в более богатых кремнеземом лентах. По петрохимическим показателям обе фазы (ленты) относятся к пересыщенным глиноземом и кремнеземом, богатым щелочами риолитам.

Таким образом, в ленточных фельзитах участка Кайракты и рч. Сухая Ерба, несмотря на их различную щелочную специализацию, отмечается общая закономерность в распределении некоторых компонентов между двумя фазами (лентами). Фаза с повышенным содержанием кремнезема обеднена глиноземом, суммой щелочей и Na_2O . Такое же распределение этих элементов по различным

Таблица 9

средние числовые характеристики, по А.Н.Заварицкому

Розовые ленты						
Кт-4	Кт-4а	Кт-1	Кт-1 ^а	\bar{X}		\bar{X}
74,75	75,92	73,47	73,38	74,38	а	15,00
0,30	0,30	0,18	0,30	0,27	с	0,50
13,63	12,37	13,81	13,63	13,36	в	2,80
0,30	0,30	1,57	0,91	0,77	С	81,70
1,02	1,45	1,16	2,04	1,42	а'	64,40
0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	в'	1,00
0,20	0,20	0,20	0,40	0,25	Q	33,10
0,28	0,28	0,56	0,56	0,42	$K_2O:Na_2O$	1,12
4,30	4,20	4,10	3,90	4,12	K_2O+Na_2O	8,74
4,55	4,46	4,73	4,73	4,62	а : с	30,00
0,02	0,03	0,12	0,09	0,06	Fe_2O_3/Fe_2O_3+FeO	0,35
Сл.	Сл.	0,18	Сл.	0,05		
"	"	Сл.	"	Сл.		
0,55	0,40	0,90	0,40	0,56		
99,94	99,97	101,02	100,38	100,32		

значение.

фазам (фьямме и основной массе) отмечается для игнимбритов. По-иному ведет себя окисное железо. Если в игнимбритах повышенное количество его содержится в фазе, обедненной кремнеземом (в основной массе), то в ленточных фельзитах рч. Сухая Ерба, наоборот, — в фазе, обогащенной кремнеземом. Такая же картина наблюдается и в игнимбрите курильского о. Симушир, который, по данным Г.С.Горшкова (1961а), имеет участками ленточную текстуру, представленную чередованием красных и черных полос. Возникновение полосчатой текстуры в игнимбритах Г.С.Горшков связывает с расплавлением пирокластики на месте отложения и течением вторичного расплава (реоигнимбригов).

По нашим представлениям, ленточность в кислых вулканических породах типа ленточных фельзитов, обсидианов, перлитов и реоигнимбригов зародилась еще в недрах вулканов при образовании двух жидких фаз магмы в результате ликвации (Григорьев, Искюль, 1937; Tuttl, Fridmann, 1948; Ершова, Ольшанская, 1958; Цветков и др., 1960; Когарко, 1967; Царев, 1967; Мелентьев, Делицын, 1969; Дубик, Меняйлов, 1969; Митрейкина, 1969; Волынец, 1973), струйчатого распределения трансмагматических растворов (Коржинский, 1972), смешения различных по составу магм (Влодавец, 1952, 1957), эманационной дифференциации (McCall, 1962; Волынец, 1973) или струйчатого магматического замещения (Царев, 1974). Преобразование же излившегося расплава при его дегазации может контролироваться первичной его расслоенностью и может накладываться на нее. В последнем случае возникают линзовидные участки — фьямме. Согласно приведенным петрохимическим показателям, изученные нами виды типичных игнимбригов Камчатки и Кавказа имеют закономерное распределение компонентов между основной массой и фьямме, что вызвано флюидной дифференциацией вещества при течении расплава по земной поверхности и во время его застывания, т. е. при его автометамагматических и автометасоматических процессах. Термин "автометамагматические процессы" предлагается нами в соответствии с термином "метамагматические процессы", предложенным Д.С.Коржинским (1972).

В данной работе уже были приведены два примера линзовидных образований типа фьямме в игнимбригоподобных породах, возникших в результате метасоматоза брекчий и метасоматоза, переходящего в магматическое замещение. Кроме того, в кислых лавах и лавобрекчиях нередко встречаются фьямме совершенно иной природы. Они иногда имеют строение, напоминающее вытянутые сферолиты среди фельзитовой основной массы породы. Размер их варьирует от долей миллиметра до нескольких сантиметров. По периферии они обычно окружены микроскопической толщины каемкой серицита, а в середине по длине фьямме имеется такая же серицитовая полоска, которая в угловатых фьямме раздваивается в направлении углов (рис. 10). Со всех сторон от

Таблица 10

Химический состав ленточных фельзитов рч. Сухая Ерба и их средние числовые характеристики по А.Н.Заваришкому

Окисел	Светлые ленты									\bar{X}
	Б-1	Б-2	Б-3	Б-4	ФС-1	Б-5	\bar{X}	\bar{X}		
SiO ₂	73,50	71,61	74,09	74,54	73,43	73,07	73,43	a	16,50	
TiO ₂	0,15	0,26	0,15	0,24	0,21	0,25	0,21	c	0,40	
Al ₂ O ₃	14,91	15,10	15,10	14,20	16,01	15,10	15,07	b	3,40	
Fe ₂ O ₃	0,71	1,01	0,64	0,72	0,63	0,46	0,70	s	79,70	
FeO	0,58	1,09	0,50	0,50	Не обн.	1,09	0,63	a'	57,70	
MnO	0,06	0,06	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	b'	1,40	
MqO	0,30	0,30	0,20	0,20	0,39	0,10	0,25		+26,00	
CaO	0,28	0,28	0,28	0,42	0,55	0,28	0,35	K ₂ O:		
Na ₂ O	5,30	5,00	6,00	5,10	6,60	4,30	5,38	Na ₂ O	0,70	
K ₂ O	4,09	4,55	3,00	4,09	2,0	5,30	3,84	K ₂ O+Na ₂ O	9,22	
P ₂ O ₅	0,073	0,055	0,060	0,073	0,06	0,057	0,06	a:c	41,00	
CO ₂	0,02	0,13	0,09	0,06	Сл.	0,04	0,06	$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$	0,53	
S	Сл.	Сл.	0,01	Сл.	"	0,01	Сл.			
П. п. п.	0,83	1,18	0,73	0,77	0,78	0,42	0,79			
Сумма...	100,80	100,62	100,9	100,96	100,69	100,53	100,80			

Окисел	Темные ленты								\bar{X}
	Б-6	Б-7	Б-8	Б-9	Б-10	\bar{X}			
SiO ₂	76,05	77,39	73,00	78,60	79,88	76,98	a	14,10	
TiO ₂	0,15	0,18	0,26	0,19	0,18	0,19	c	0,30	
Al ₂ O ₃	12,92	12,21	14,73	11,50	10,78	12,42	b	2,80	
Fe ₂ O ₃	1,35	1,09	1,49	1,10	1,20	1,24	S	82,80	
FeO	0,58	0,88	0,95	0,80	0,50	0,74	a'	31,80	
MnO	0,06	0,06	0,06	0,07	0,06	0,06	b'	1,90	
MgO	0,02	0,30	0,30	0,20	0,20	0,24	Q	+37,10	
CaO	0,28	0,28	0,28	0,42	0,28	0,31	K ₂ O : Na ₂ O	0,71	
Na ₂ O	5,30	4,30	5,40	3,70	3,55	4,45	K ₂ O + Na ₂ O	8,03	
K ₂ O	3,40	3,70	3,80	3,70	3,30	3,58	a : c	47,00	
P ₂ O ₅	0,053	0,050	0,062	0,045	0,050	0,05	$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,63	
CO ₂	0,09	Сл.	0,04	0,04	0,09	0,05			
S	Сл.	"	0,01	0,01	0,01	0,01			
П. п. п.	0,52	0,44	0,46	0,55	0,55	0,49			
Сумма . . .	100,77	100,88	100,84	100,92	100,63	100,81			

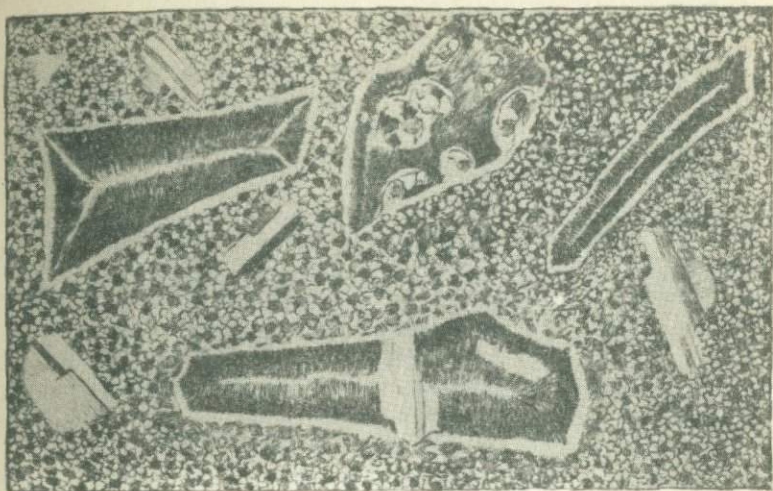


Рис. 10. Фьяммевидные линзочки в плагиопорфире (уч. Кайракты, Восточный Казахстан).

внешней серицитовой каемки по направлению к срединной серицитовой полоске идут лучистые агрегаты кварца и полевого шпата. Некоторые фьямме имеют внутри фенокристаллы плагиоклазов, такие же, как в основной массе, или округлые выделения сравнительно крупнозернистых агрегатов кварца. Данный тип фьямме по своей срединной полоске и серицитовой каемке напоминает фьямме в игнимбритоподобных метасоматитах (Царев, 1978). Безусловно, такие фьямме и такие породы не имеют в происхождении ничего общего с игнимбритами, но тем не менее петрографами нередко называются игнимбритами. По нашим представлениям, подобные фьямме зарождаются при флюидной дифференциации магмы в приповерхностных условиях и при излиянии ее на поверхность, когда в ней образуются участки, обедненные флюидами или, наоборот, обильно флюидизированные и даже состоящие из одних флюидов. Ограничиваются эти участки поверхностями раздела флюид – силикатный расплав нередко в виде вогнутых в сторону фьямме частей сфер большого диаметра. При кристаллизации рост минеральных лучей идет от поверхности раздела внутрь.

Приведенные факты свидетельствуют, что фьямме, по наличию которых нередко судят о принадлежности горной породы к игнимбритам, конвергентны. Они встречаются в породах различного происхождения, где фиксируются метасоматические и метамагматические процессы, а также процессы локального магматического замещения (Царев, 1974).

РАССЛОЕНИЕ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВОВ

Под термином "игнимбрит" у различных авторов нередко фигурируют различные по генезису горные породы, имеющие эвтакситовую или близкую к ней текстуру. К игнимбритам относят интрузивные и эффузивные образования с первичным и вторичным расслоением. Первичная расслоенность в вулканических породах бывает трудно отличима от вторичной. Кроме того, первичная расслоенность частично унаследуется вторичной. Под первичной расслоенностью в данном случае подразумеваются неоднородности состава вулканитов, возникшие в магматическом очаге, а под вторичной – неоднородности, образовавшиеся при автотметасоматических и метасоматических процессах. Так как механизм образования игнимбритов с их своеобразной игнимбритовой текстурой во многом зависит от первичной расслоенности магмы, то целесообразно будет коснуться здесь некоторых ее вариантов.

Чтобы яснее представить дифференциацию силикатного расплава на две отличающиеся по составу жидкие фазы, мы изучили результаты силикатных анализов по сфероидным образованиям и вмещающим их средам в кислых, отчасти средних и основных вулканических горных породах, по данным многочисленных авторов (табл. 11).

Оказалось, что, несмотря на значительные различия составов горных пород, имеется закономерность в распределении некоторых компонентов между сфероидами и основной массой.

Проведенный на ЭВМ корреляционный анализ компонентов в сфероидах и во вмещающей их основной массе (табл. 12) дает основание считать, что между некоторыми окислами существует как положительная, так и отрицательная связь. Причем в сфероидах и основной массе эти связи несколько различаются, но не по характеру, а по качеству компонентов. По характеру связи различаются только H_2O^+ и CaO – в сфероидах она отрицательная, а в "цементе" положительная. Некоторые компоненты как в сфероидах, так и в основной массе по характеру имеют одну и ту же связь (табл. 13).

В табл. 14 приведена частота встречаемости сфероидов, в которых содержания тех или иных компонентов выше, чем в "цементе", и "цемента", в котором содержание компонентов выше, чем в сфероидах. В большинстве сфероидов (41 из 52) содержания SiO_2 и Na_2O выше, чем в основной массе. Остальные компоненты в большинстве случаев имеют более высокие содержания в "цементе", особенно K_2O (38 из 52) и H_2O^+ (27 из 32).

Сфероиды с более низким содержанием SiO_2 , чем основная масса, а их насчитывается 10 из 52 (табл. 15), также в большинстве случаев содержат более высокие, чем в основной массе, количества Na_2O (9 из 10) и более низкие K_2O (8 из 10). Корреляционный анализ показывает (см. табл. 12, 13),

Таблица 11

Химический состав сфероидов и вмещающей их основной массы
 ("цемента") в магматических породах
 (примечание см. на с. 64)

Компонент	Ажгирей и др., 1968					
	1		2		3	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	83,74	74,39	79,84	64,72	81,83	76,95
TiO ₂	0,08	0,12	0,07	0,12	0,05	0,08
Al ₂ O ₃	7,89	11,65	10,49	19,05	9,17	11,31
Fe ₂ O ₃	0,17	1,62	0,27	1,35	0,17	0,24
FeO	1,28	1,44	1,15	1,28	1,18	1,44
MnO	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01	0,02
MgO	0,16	0,54	0,32	1,03	0,05	0,54
CaO	0,30	1,43	0,22	0,45	0,15	0,15
Na ₂ O	0,93	1,46	2,99	2,41	0,37	0,58
K ₂ O	4,56	6,04	3,89	6,53	6,25	7,60
H ₂ O ⁺	0,16	0,21	0,14	0,24	0,23	0,23
H ₂ O ⁻	0,15	0,10	0,08	0,2	0,08	0,10
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
CO ₂	-	-	-	-	-	-
SO ₃ (S)	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	0,24	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
П. п. п.	0,30	1,46	0,23	2,21	0,29	0,55
Сумма ...	99,78	101,30	101,05	99,99	99,84	99,84
Na ₂ O+K ₂ O	5,49	7,05	6,88	8,94	6,62	8,18
K ₂ O:Na ₂ O	4,90	4,13	1,30	2,71	16,90	13,10
Fe ₂ O ₃	0,12	0,53	0,19	0,51	0,12	0,14
Fe ₂ O ₃ +FeO	1,45	3,06	1,42	2,63	1,35	1,68

Компонент	Волянюк, 1972					
	4		5		6	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	72,68	70,15	72,56	69,61	72,44	69,66
TiO ₂	0,17	0,15	-	-	0,15	1,21
Al ₂ O ₃	15,32	13,57	-	-	14,73	12,38
Fe ₂ O ₃	0,93	0,80	-	-	0,54	1,96
FeO	0,16	0,34	-	-	0,25	0,39
MnO	0,02	0,08	-	-	0,03	0,08
MgO	0,08	0,15	-	-	0,27	0,12
CaO	0,85	1,02	-	-	0,95	0,90
Na ₂ O	4,64	3,70	4,65	3,52	4,66	3,33
K ₂ O	3,86	4,62	3,88	4,58	3,89	4,54
H ₂ O ⁺	1,10	5,47	1,24	5,34	1,38	5,20
H ₂ O ⁻	0,24	0,21	-	-	-	-
P ₂ O ₅	Не обн.	0,02	-	-	Не обн.	Не обн.
CO ₂	-	-	-	-	-	-
SO ₃ (S)	0,02	Не обн.	-	-	0,02	0,01
F	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
П. п.п.	-	-	-	-	-	-
Сумма	99,83	100,07	-	-	99,31	99,78
Na ₂ O+K ₂ O	8,5	8,32	8,53	8,01	8,55	7,87
K ₂ O:Na ₂ O	0,83	1,25	0,83	1,3	0,83	1,36
Fe ₂ O ₃	0,85	0,7	-	-	0,68	0,83
Fe ₂ O ₃ +FeO	1,09	1,14	-	-	0,79	2,35

Кашкай, 1963		Воловикова, 1955				Лебединский, Мо-Кэ-Минь, 1958	
7		8		9		10	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
76,06	73,29	75,52	74,27	73,88	81,28	72,79	67,51
0,12	0,26	0,08	0,10	0,13	0,09	0,13	0,16
12,57	14,96	11,83	13,57	11,93	9,02	12,38	12,89
0,61	1,31	0,22	1,43	0,56	1,33	2,04	2,38
0,61	0,21	0,18	0,29	0,25	0,28	0,24	0,50
0,08	0,02	0,05	0,03	-	-	0,03	0,04
0,12	0,18	0,22	0,62	0,20	0,49	0,36	0,90
0,72	1,73	0,89	0,59	1,36	1,00	0,77	1,56
6,37	3,18	1,52	0,46	0,30	0,22	3,90	2,27
2,45	1,74	7,90	5,20	9,35	3,25	3,12	1,67
0,50	1,60	0,52	2,04	0,84	1,52	2,24	5,28
0,26	0,96	0,35	0,47	0,20	0,72	1,94	4,65
-	-	-	-	0,09	0,26	0,04	0,04
-	-	-	-	0,97	0,68	0,10	0,16
-	0,57	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-	-
-	-	0,75	0,60	-	-	-	-
100,47	100,01	100,03	99,67	100,06	100,14	100,10	100,01
8,82	4,92	9,42	5,66	9,65	3,47	7,02	3,94
0,38	0,55	5,2	11,3	31,16	14,77	0,8	0,73
0,5	0,86	0,55	0,83	0,69	0,82	0,89	0,83
1,22	1,52	0,40	1,72	0,81	1,61	2,28	2,88

Компонент	Зедерхолм (Кашкай, 1963)					
	11		12		13	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	53,77	56,97	72,20	70,67	81,43	78,83
TiO ₂	1,21	0,60	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	20,86	20,96	13,98	14,80	13,78	10,88
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	1,58	1,63
FeO	5,93	3,28	1,19	3,07	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-
MgO	2,76	0,77	сл.	сл.	0,06	0,35
CaO	5,04	6,58	2,98	1,33	0,37	0,22
Na ₂ O	5,01	6,63	4,08	2,51	1,02	2,13
K ₂ O	2,87	2,91	3,90	8,26	1,28	5,31
H ₂ O ⁺	1,86	1,96	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-
SO ₃ (S)	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
П. п.п.	-	-	-	-	-	-
Сумма ...	99,31	100,74	98,33	100,64	100,36	99,67
Na ₂ O+K ₂ O	7,88	9,54	7,98	10,77	2,30	7,44
K ₂ O:Na ₂ O	0,57	0,43	0,95	3,29	1,25	2,29
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ +FeO	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ +FeO	-	-	-	-	-	-

Левинсон-Лессинг, 1884, 1905 (Белянкин, 1956)					
14		15		16	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
59,09	43,42	58,86	54,12	57,87	49,88
-	-	-	-	-	-
13,88	14,92	18,37	15,40	17,63	13,17
5,55	1,92	2,63	5,47	2,93	7,53
2,95	13,55	3,31	6,93	1,87	9,52
сл.	сл.	-	-	-	-
3,78	6,77	1,26	4,40	1,58	3,73
8,76	8,74	4,77	7,57	4,93	4,86
2,04	2,08	8,52	2,20	6,32	1,28
2,22	2,22	0,81	0,70	0,58	0,22
0,74	0,83				
		2,06	1,93	1,11	3,15
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	5,03	5,41
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
1,90	5,47	-	-	-	-
100,91	99,92	100,59	98,72	99,85	98,76
4,26	4,3	9,33	2,9	6,90	1,51
1,09	1,06	0,095	0,32	0,092	0,18
0,65	0,12	0,44	0,44	0,61	0,44
8,5	15,47	5,94	12,4	4,8	17,05

Компонент	Наседкин, 1963					
	17		18		19	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	76,22	71,83	72,41	73,70	74,08	67,95
TiO ₂	0,26	0,29	0,16	0,11	0,11	0,66
Al ₂ O ₃	12,79	12,62	12,62	11,85	13,79	14,03
Fe ₂ O ₃	1,79	2,60	2,22	0,24	1,22	3,17
FeO	0,08	1,19	0,88	0,99	не обн.	0,09
MnO	0,02	0,02	сл.	0,03	0,02	сл.
MqO	0,15	0,46	"	0,04	0,21	0,31
CaO	1,36	1,54	1,40	1,48	0,71	0,78
Na ₂ O	4,73	2,38	2,55	2,45	4,89	2,97
K ₂ O	0,73	4,67	3,78	4,58	3,72	3,74
H ₂ O ⁺	1,38	3,81	1,85	4,12	1,09	4,96
H ₂ O ⁻	0,13	0,12	0,83	0,30	0,49	0,92
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	0,19	0,28	-	-
SO ₃ (s)	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
П. п. п.	-	-	-	-	-	-
Сумма. . .	99,64	99,53	98,89	100,17	100,33	99,58
Na ₂ O+K ₂ O	5,46	7,05	6,33	7,03	8,61	6,71
K ₂ O:Na ₂ O	0,15	1,96	1,48	1,87	0,76	1,26
Fe ₂ O ₃	0,96	0,69	0,72	0,2	0,96	0,97
Fe ₂ O ₃ +FeO	1,87	3,79	3,10	1,23	1,27	3,26

Наседкин, 1963		Tanton, 1925		Shepherd, 1938	
20		21		22	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
71,99	67,49	76,20	71,64	76,35	73,14
0,16	0,18	0,34	0,39	0,09	0,06
12,55	13,50	11,33	13,90	12,34	13,41
1,97	2,47	1,90	2,39	0,47	0,33
2,12	2,14	0,28	0,18	0,16	0,20
-	-	-	-	-	-
0,62	0,78	0,20	0,25	0,03	0,08
1,91	2,49	0,92	1,17	0,38	0,58
3,36	2,94	2,75	2,41	4,29	4,28
3,98	4,17	3,42	3,85	4,39	4,31
1,22	3,83	1,81	2,28	0,91	3,10
сл.	0,29	0,28	2,00	сл.	0,12
-	-	0,56*	-	0,02 ^x	0,01 ^x
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
99,88	100,28	99,99	100,46	99,87	99,62
7,34	7,11	6,17	6,26	8,68	8,59
1,18	1,42	1,24	1,6	1,02	1,01
0,49	0,53	0,87	0,93	0,74	0,62
4,09	4,61	2,18	2,57	0,63	0,53

Компонент	Елисеева, 1960		Зайченко, 1963		Ла	
	23		24		25	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	83,24	79,58	82,16	80,82	73,21	72,35
TiO ₂	0,01	0,01	0,16	0,07	-	-
Al ₂ O ₃	8,49	11,03	10,79	12,55	12,90	13,97
Fe ₂ O ₃	0,51	0,68	2,24	1,06	2,10	1,29
FeO	0,30	0,30	0,79	0,79	-	-
MnO	0,01	Сл.	0,02	0,01	-	-
MgO	0,07	0,04	0,40	0,25	0,27	0,46
CaO	0,32	0,44	0,07	0,21	0,88	0,72
Na ₂ O	0,12	0,23	0,30	0,14	4,83	3,58
K ₂ O	6,30	7,29	1,93	1,28	4,75	5,38
H ₂ O ⁺	0,67	0,68	0,22	0,18	-	-
H ₂ O ⁻	0,08	0,28	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	0,01	0,08	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-
SO ₃ (S)	-	-	0,09	0,01	-	-
F	Не обн.	Не обн.	-	-	-	-
Cl	Сл.	Сл.	-	-	-	-
П. п. п.	-	-	1,91	3,48	1,04	1,37
Сумма . .	100,12	100,54	101,09	100,93	99,48	99,21
Na ₂ O+K ₂ O	6,42	7,52	2,23	1,42	9,58	8,96
K ₂ O:Na ₂ O	52,5	31,69	6,43	9,14	0,98	1,5
Fe ₂ O ₃	0,63	0,69	0,74	0,57	-	-
Fe ₂ O ₃ +FeO	0,81	0,98	3,03	1,85	-	-

горио, 1887 (Белянкин, 1956 а,б)					
26		27		28	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
74,52	73,05	74,36	72,70	73,72	70,69
-	-	-	-	-	-
12,97	14,67	14,46	13,79	12,91	17,74
2,02	0,89	1,62	1,01	1,37	2,90
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,25	0,26	0,44	0,65	0,25	Сл.
0,92	0,97	1,49	2,07	1,37	1,02
4,26	3,99	6,11	4,93	4,02	1,90
4,53	5,11	1,49	4,33	4,45	4,24
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,83	0,91	0,57	1,10	1,36	3,66
100,30	99,85	100,54	100,48	99,45	99,25
8,79	9,10	7,6	9,26	8,47	6,14
1,06	1,28	0,24	0,88	1,1	2,23
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-

Компонент	Лагорио, 1887 (Белянкин, 1956а,б)				Воля	
	29		30		31	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	76,48	74,59	75,42	73,01	74,45	72,70
TiO ₂	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	12,06	12,88	13,50	12,75	-	-
Fe ₂ O ₃	0,95	0,78	1,22	1,49	-	-
FeO	-	-	-	-	-	-
MnO	-	-	-	-	-	-
MgO	0,39	0,30	0,20	0,10	-	-
CaO	0,64	0,76	1,12	1,04	-	-
Na ₂ O	4,89	3,30	5,06	2,32	5,00	3,16
K ₂ O	3,78	5,35	2,20	5,71	3,27	5,09
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-
SO ₃ (s)	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
П. п. п.	0,77	1,03	1,29	3,58	1,01	2,33
Сумма...	99,96	98,99	100,0	100,0	-	-
Na ₂ O+K ₂ O	8,67	8,65	7,26	8,03	8,26	8,25
K ₂ O:Na ₂ O	0,77	1,62	0,43	2,46	0,65	1,59
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ +FeO	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ +FeO	-	-	-	-	-	-

нюк, 1972		Фаворская, 1963 а, б			
32		33		34	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
74,50	72,52	81,20	75,72	80,76	76,82
-	-	сл.	сл.	-	-
15,13	13,53	10,11	13,94	-	-
-	-	0,01	0,73	-	-
-	-	0,29	0,05	-	-
-	-	сл.	0,03	-	-
0,40	0,17	0,05	0,02	-	-
1,40	0,89	0,09	0,14	-	-
5,24	2,08	3,32	5,60	4,88	3,81
1,77	5,52	3,57	3,26	1,32	4,18
-	-	0,77	0,55	-	-
-	-	0,20	0,24	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	не обн.	не обн.	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	не обн.	не обн.	-	-
-	-	0,04	0,03	-	-
1,40	4,45	-	-	-	-
99,84	99,16	99,65	100,31	-	-
7,01	7,60	6,89	8,86	6,20	7,99
0,33	2,60	1,07	0,58	0,27	1,09
-	-	0,03	0,93	-	-
-	-	0,3	0,78	-	-

Компонент	Фаворская, 1963 а, б				Джрбашян (Фаворская, 1963)	
	35		36		37	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	78,00	71,92	78,68	71,72	67,84	68,02
TiO ₂	Сл.	Сл.	-	-	0,35	0,36
Al ₂ O ₃	11,77	12,61	-	-	17,72	18,23
Fe ₂ O ₃	0,52	0,83	-	-	1,97	1,29
FeO	0,02	0,09	-	-	0,56	0,15
MnO	Сл.	0,04	-	-	0,06	Сл.
MgO	0,09	0,10	-	-	0,14	1,44
CaO	0,32	0,38	-	-	0,06	0,15
Na ₂ O	3,55	2,16	3,46	2,06	7,99	0,47
K ₂ O	4,32	5,62	4,26	5,47	1,97	5,40
H ₂ O ⁺	0,53	2,36	-	-	1,45	2,59
H ₂ O ⁻	0,80	1,04	-	-	0,52	1,72
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-
CO ₂	Не обн.	Не обн.	-	-	-	-
SO ₃ (S)	-	-	-	-	-	-
F	Не обн.	0,18	-	-	Не обн.	0,16
Cl	0,04	0,08	-	-	Сл.	Сл.
П. п. п.	Не обн.	2,44	-	-	-	-
Сумма ...	99,96	99,85	-	-	100,63	99,98
Na ₂ O+K ₂ O	7,87	7,78	7,72	7,53	9,96	5,87
K ₂ O:Na ₂ O	1,21	2,6	1,23	2,65	0,25	11,49
$\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$	0,96	0,90	-	-	0,78	0,89
Fe ₂ O ₃ +FeO	0,54	0,92	-	-	2,53	1,44

Джрбашян, 1961		Фромберг (Маракушев, Яковлева, 1975)		Вольнец, 1973	
38		39		40	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
69,79	78,95	77,58	66,82	75,26	74,64
0,21	0,27	0,22	0,64	0,30	0,18
17,33	10,89	9,67	15,24	12,74	12,56
0,60	1,04	1,31	0,65	0,41	0,87
1,77	0,90	2,46	1,26	0,74	0,77
0,07	0,03	0,03	0,04	-	-
0,58	0,25	0,30	0,66	0,24	0,44
0,64	0,35	1,03	0,94	1,01	0,87
3,73	2,07	0,59	1,04	4,91	3,22
4,30	3,91	6,45	14,86	3,20	5,73
-	-	-	-	0,42	0,78
0,46	0,24	-	-	-	-
Сл.	-	-	-	0,37	0,31
0,06	Сл.	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
0,55	0,58	-	-	-	-
Сл.	Сл.	-	-	-	-
0,64	0,69	-	-	-	-
100,73	100,17	-	-	99,56	100,36
8,03	3,98	7,04	15,9	8,11	8,95
1,15	1,89	10,93	14,28	0,65	1,44
0,25	0,53	0,35	0,34	0,35	0,53
2,37	1,94	3,77	1,91	1,15	1,64

Компонент	Вольнец, 1973		К.И.Карапетян, 1963		С.Г.Карале	
	41		42		43	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	75,82	73,62	69,30	67,68	74,42	74,46
TiO ₂	0,12	0,10	0,19	0,32	0,20	0,07
Al ₂ O ₃	13,18	13,06	15,81	15,76	15,34	13,67
Fe ₂ O ₃	0,49	0,19	1,08	0,93	Не обн.	0,41
FeO	0,57	0,54	1,00	1,21	0,90	1,26
MnO	-	-	0,05	0,08	0,06	0,08
MgO	Не обн.	Не обн.	0,40	0,62	Не обн.	Не обн.
CaO	1,37	1,43	0,42	0,42	0,87	0,82
Na ₂ O	6,78	5,19	5,56	6,08	4,25	4,34
K ₂ O	1,07	3,97	3,35	3,47	4,15	4,44
H ₂ O ⁺	0,24	0,62	-	-	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁻	0,14	1,00	0,10	0,62	"	"
P ₂ O ₅	0,29	0,24	0,14	0,20	0,09	0,09
CO ₂	-	-	-	-	-	-
SO ₃ (S)	-	-	0,10	0,07	Не обн.	Не обн.
F	-	-	0,43	0,37	-	-
Cl	-	-	0,04	Сл.	-	-
П. п. п.	-	-	1,49	1,60	Не обн.	Не обн.
Сумма ...	100,07	99,96	99,46	99,43	100,18	99,64
Na ₂ O+K ₂ O	7,85	9,16	8,91	9,55	8,40	8,78
K ₂ O:Na ₂ O	0,16	0,76	0,60	0,57	0,97	1,02
Fe ₂ O ₃	0,46	0,26	0,51	0,43	0,99	0,24
Fe ₂ O ₃ +FeO	1,06	0,73	2,08	2,14	0,95	1,67

тян, 1963		Буссен, Сахаров, 1971		Мнацакян, 1963	
44		45		46	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
73,90	76,24	61,29	48,30	72,50	69,50
0,11	0,07	0,02	2,16	0,15	0,15
13,42	12,79	20,87	19,91	14,50	15,50
0,61	1,22	1,06	4,50	0,80	0,65
1,99	1,09	0,36	6,28	0,36	0,36
0,07	0,01	0,01	0,44	0,02	0,03
Не обн.	Не обн.	0,16	2,27	0,40	0,32
1,00	0,94	1,27	1,64	2,08	1,62
4,85	4,18	7,23	7,44	4,76	3,30
3,36	4,15	5,27	4,04	2,94	4,52
Не обн.	Не обн.	0,57	0,89	1,50	4,24
"	"	0,53	0,79	Не обн.	0,16
0,21	0,04	0,13	0,61	0,09	0,06
-	-	-	-	0,08	Не обн.
-	Не обн.	0,13	0,00	Не обн.	"
-	-	0,58	0,27	-	-
-	-	-	0,04	0,05	0,10
Не обн.	0,12	-	-	-	-
99,52	100,85	99,77	100,18	100,23	100,51
8,21	8,33	12,50	11,44	7,70	7,82
0,69	0,99	0,73	0,54	0,62	1,37
0,23	0,53	0,75	0,42	0,69	0,64
2,60	2,31	1,42	10,78	1,16	1,01

Компонент	Tanida (Bo					
	47		48		49	
	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
SiO ₂	75,16	75,31	75,25	75,95	75,71	74,93
TiO ₂	0,09	0,08	0,11	0,08	0,19	0,15
Al ₂ O ₃	13,82	13,83	13,26	13,01	13,55	13,46
Fe ₂ O ₃	0,28	0,58	0,29	0,22	0,65	0,38
FeO	0,95	0,88	0,97	0,91	1,10	1,37
MnO	0,02	Сл.	0,04	0,02	0,02	0,03
MgO	0,47	0,16	0,26	0,26	0,38	0,27
CaO	0,54	0,57	0,25	0,47	1,05	0,59
Na ₂ O	6,03	3,79	3,90	3,03	4,04	1,98
K ₂ O	1,48	4,76	4,36	5,61	2,96	5,06
H ₂ O ⁺	0,77	0,27	0,78	0,45	0,44	0,72
H ₂ O ⁻	0,33	0,19	0,35	0,38	0,12	0,68
P ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-
SO ₃ (S)	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	-
П. п. п.	-	-	-	-	-	-
Сумма . . .	99,94	100,42	99,92	100,73	100,21	99,62
Na ₂ O+K ₂ O	7,51	8,55	8,26	8,64	7,00	7,04
K ₂ O:Na ₂ O	0,24	1,25	1,12	1,85	0,73	2,55
Fe ₂ O ₃	0,22	0,40	0,23	0,19	0,37	0,22
Fe ₂ O ₃ +FeO	1,23	1,46	1,26	1,13	1,75	1,75

лянюк, 1972)					
50		51		52	
сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"	сфероид	"цемент"
76,54	76,56	75,49	75,69	76,13	75,92
0,18	0,18	-	-	-	-
13,02	12,65	-	-	-	-
0,42	0,24	-	-	-	-
1,21	1,21	-	-	-	-
0,05	0,04	-	-	-	-
0,28	0,26	-	-	-	-
1,01	0,81	-	-	-	-
4,01	3,10	4,34	2,98	4,38	2,99
2,78	4,32	3,17	4,94	3,20	4,96
0,42	0,48	0,76	0,48	-	-
0,11	0,12	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-
100,03	99,97	-	-	-	-
6,79	7,42	7,51	7,92	7,58	7,95
0,69	1,39	0,73	1,66	0,73	1,66
0,25	0,16	-	-	-	-
1,63	1,45	-	-	-	-

* И другие летучие.

Примечание. 1 - 3 интрузивные сфероидные порфиры юго-восточной части Рудного Алтая; 4 - 6 вулканические стекла Мухорт-Тала (Забайкалье); 7 - кельбаджарский липарит (Азербайджанская ССР); 8,9 - лавы Чаткальского хребта; 10 - лавы калганского комплекса (Китай); 11 - диорит Слетмоссона (Швеция); 12 - гранит из района Стокгольма (Швеция); 13 - гранит Восточного Онтарио (Канада); 14 - вариолиты Ялгубы; 15 - вариолиты из жил Бохтыбая (Мугоджары); 16 - вариолиты из валунов Шулдака (Мугоджары); 17 - кристобалитовый фельзит, г. Мужийовская (Закарпатье); 18 - кристобалитовый фельзит, г. Чепка (Закарпатье); 19 - тридимитовый фельзит, Мухор-Тала (Забайкалье); 20 - лавы из Герцовцы (Закарпатье); 21 - мареканит, Агат-Принт, оз. Верхнее; 22 - мареканит, Керро Ноу Эгьюа (Нью-Мексико); 23 - лава Кураминского хребта; 24 - шаровая лава района Нижнетюпского полиметаллического месторождения (Северный Тянь-Шань); 25 - обсидиан со сферолитами с о. Липари; 26 - обсидиан со сферолитами с о. Тенериф; 27 - обсидиан со сферолитами из Квито; 28 - сферолитфельс из Глиника; 29 - сферолитфельс из Эквадора; 30 - сферолитфельс из Глиника; 31 - средние содержания из анализов лав А.Е. Логарио; 32 - липаритовый перлит из Глиника; 33,34 - шаровые лавы бассейна р. Кенцухе (Приморский край); 35,36 - шаровые лавы бассейна р. Малазы (Приморский край); 37 - шаровые липариты Пушкинского перевала (Армянская ССР); 38 - шаровые липариты из Армении; 39 - липарит Рудного Алтая; 40,41 - стекловатые лавы Южно-Купольной экструзии (Восточная Камчатка); 42 - трахилипариты Гегамского нагорья (Армянская ССР); 43,44 - обсидианы западных склонов Зангезурского хребта (Армянская ССР); 45 - оvoidофиры луйаврита; 46 - обсидианы из района с. Алнаут (Азербайджанская ССР); 47 - лавы Ширатаки (Япония); 48 - лавы Вода-Тоге (Япония); 49 - лавы Ханеяма (Япония); 50 - лавы Айра (Япония); 51, 52 - обсидиановые стекла с Японских островов (51 - анализ водных стекол, 52 - анализ безводного остатка).

что в сфероидах значимой связи Si_2O с Na_2O и K_2O не устанавливается, а в "цементе" она отрицательная. Na_2O и K_2O имеют между собой значимую отрицательную связь как в сфероидах, так и в "цементе". Следовательно, можно сделать заключение о том, что имеется положительная связь Na_2O со сфероидами, а K_2O с основной массой. Незначительные исключения (соответственно 10 из 52 и 13 из 52) в большинстве случаев встречаются в породах, где разница в содержании этих окислов в сфероидах и "цементе" несущественна.

В сфероидах и основной массе SiO_2 имеет только отрицательные значимые связи с другими компонентами (см. табл. 12).

Это указывает на его обратную зависимость от содержания других компонентов горной породы.

Согласно приведенным данным, в разделенных на две фазы (сфероиды и основную массу) вулканических породах наблюдается дифференциация вещества, которая в основных своих проявлениях отличается коренным образом от таковой между фьямме и основной массой в игнимбритах и в изученных нами ленточных фельзитах. Главное отличие в том, что в игнимбритах и ленточных фельзитах натрий больше накапливается в фазе, обедненной кремнеземом, а калий в основном — в обогащенной кремнеземом, в сфероидных же вулканических породах в большинстве своем наоборот.

Дифференциация вещества в игнимбритах, ленточных фельзитах и в сфероидных вулканических породах имеет различную природу, но, несмотря на это, данные разновидности вулканических горных пород порой тесно переплетаются друг с другом и нередко одна из них сочетает в себе все текстурные элементы других. Игнимбритами могут иметь ленточные (о чем мы уже упоминали) или сферолитовые текстуры фьямме. Это соответственно дает повод различным исследователям подходить к расшифровке их генезиса с различными ключами. В свою очередь, и сфероиды в вулканических породах тоже имеют различный вид и различную природу. Г. Розенбуш (1934) среди сфероидных образований в изверженных горных породах выделял: 1) кумулиты — микроскопические шаровые скопления мельчайших дисков; 2) глобосфериты — кумулиты с радиальным расположением дисков; 3) граносфериты — шаровые кварц-полевошпатовые агрегаты; 4) сферокристаллы — мономинеральные радиально-лучистые шаровые образования; 5) псевдосферолиты — шаровые полиминеральные радиально-лучистые образования; 6) фельзосфериты — сферолиты с микрофельзитовой структурой. Нет смысла приводить перечень других наименований сфероидных образований и других авторов, так как это не входит в наши планы. В отношении природы сфероидов существует много представлений, которые разбирать здесь также не стоит. Кратко остановимся лишь на наших представлениях.

В. Фогель электронно-микроскопическими исследованиями подтверждает ячеистую структуру стекла. По его данным, ячеистая агрегация ионов в стекле, представляющая собой начальную степень кристаллизации, возникает при быстром его охлаждении. Эти ситовидные области приобретают затем границы раздела и образуют застывшие микрокапли. В структурном отношении они более упорядочены, чем окружающая их среда. Состав каплевидной области стремится к составу устойчивых кристаллических соединений (Есин, Гельд, 1966). С позиции этих данных можно судить о зарождении в стекле центров кристаллизации, при росте которых могут возникнуть сферолиты.

Результаты корреляционного анализа горных пород на ЭВМ

v	52	27	45	27	27	45	45	52	52	27	52	52	27	27	
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MqO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	1	2	3	4	
Сфериды															
52	1	14	<u>-81</u>	-2	8	<u>-38</u>	<u>-57</u>	-4	-3	<u>-56</u>	3	2	9	-1	SiO ₂
27		1	19	-9	-12	5	24	-12	-2	11	9	-7	-13	30	TiO ₂
45			1	-9	-4	-15	-32	41	-30	3	1	29	<u>43</u>	1	Al ₂ O ₃
27				1	-99	-10	<u>49</u>	4	5	-15	9	<u>-39</u>	<u>-63</u>	<u>99</u>	Fe ₂ O ₃
27					1	11	30	3	16	8	10	-13	<u>-65</u>	<u>59</u>	FeO
45						1	-11	10	-10	<u>45</u>	-15	10	-20	21	MqO
45							1	<u>35</u>	<u>-35</u>	<u>-51</u>	5	<u>34</u>	30	<u>-59</u>	CaO
52								1	<u>-99</u>	20	<u>99</u>	<u>-96</u>	-28	-3	Na ₂ O
52									1	22	<u>99</u>	<u>92</u>	-3	-3	K ₂ O
27										1	<u>-71</u>	17	-2	<u>-66</u>	H ₂ O ⁺
52											1	12	<u>41</u>	-11	1
52												1	3	23	2
27													1	<u>65</u>	3
27														1	4

Основная масса

52	1	2	<u>-55</u>	5	1	<u>-55</u>	<u>-50</u>	<u>-31</u>	<u>-31</u>	-28	<u>-33</u>	13	-6	-7	SiO ₂
27		1	<u>49</u>	-19	-40	25	<u>48</u>	-1	1	4	7	-1	17	21	TiO ₂
45			1	7	28	-15	-18	5	5	<u>-37</u>	5	15	-6	-9	Al ₂ O ₃
27				1	<u>-53</u>	<u>60</u>	<u>39</u>	-9	8	<u>-36</u>	37	-9	<u>99</u>	<u>99</u>	Fe ₂ O ₃
27					1	<u>69</u>	<u>82</u>	<u>-38</u>	<u>37</u>	<u>-32</u>	<u>-42</u>	<u>-38</u>	<u>50</u>	<u>54</u>	FeO
45						1	-10	-14	16	<u>57</u>	-10	-14	<u>-59</u>	<u>-60</u>	MqO
45							1	-5	6	<u>37</u>	-6	-6	<u>-36</u>	<u>-40</u>	CaO
52								1	<u>-99</u>	18	<u>99</u>	<u>-99</u>	8	9	Na ₂ O
52									1	-18	<u>99</u>	<u>98</u>	-7	-8	K ₂ O
27										1	13	18	<u>36</u>	<u>34</u>	H ₂ O ⁺
52											1	3	-6	<u>-37</u>	1
52												1	8	9	2
27													1	<u>-99</u>	3
27														1	4

Примечание. 1 - Na₂ + K₂O ; 2 - K₂O : Na₂O ; 3 - $\frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3+FeO}$; 4 - Fe₂O₃+FeO.

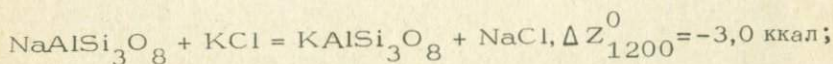
Пороговое значение коэффициента корреляции на 5%-ном уровне значимости: при v = 51 |r| = 0,27; v = 44, |r| = 0,29; v = 35, |r| = 0,325; v = 26, |r| = 0,35.

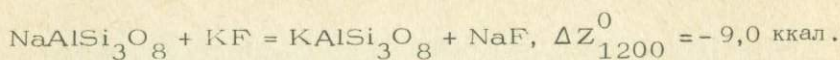
Характер общей связи для компонентов сфероидов и "цемента"

Окисел	Al ₂ O ₃	FeO	MqO	CaO	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Fe ₂ O ₃ +FeO
SiO ₂	-		-	-			
Fe ₂ O ₃		-		+			
MqO						+	
CaO							-
Na ₂ O					-		

Я.С.Бобович и Т.П.Тулуб при изучении спектров комбинационного рассеяния силикатов натрия, калия, свинца и плавленного кварца получили результаты, которые полагают, что в двухкомпонентных силикатных стеклах имеются кварцеподобные островки, перемежающиеся с цепочками. Катионы Na⁺, K⁺ и Pb²⁺ являются регуляторами состояния этих структур. В стеклах системы Na₂O + K₂O при высоком содержании кремнезема (SiO₂: Na₂O) > 2 имеются островки с пространственно и плоско сочлененными тетраэдрами SiO₄ (Есин, Гельд, 1966). Согласно этим данным, кроме полимеризации кремнекислородных соединений, также могут появляться зародыши кристаллизации в кварцеподобных островках. Кроме того, присутствие катионов щелочей и тяжелых металлов способствует дифференциации вещества на субмолекулярном уровне, которая при соответствующих условиях поровых флюидов может перейти на микро- и макроуровни.

Приведенные данные свидетельствуют также о неоднородном строении вулканических стекол, обуславливающим появление центров с повышенным содержанием кремнезема. Вполне вероятно, что некоторые эти центры при благоприятных условиях могли стать центрами кристаллизации сферолитов кварц-полевошпатового состава. При застывании вулканического стекла часть натрия будет находиться в поровом флюиде и диффундировать к растущим сферолитам. Способность натрия концентрироваться во флюиде, а калия в равновесных с ним алломосиликатах объясняется термодинамическими расчетами, приведенными А.А.Маракушевым и Е.Б.Яковлевой (1975):





Отрицательное значение изобарных потенциалов этих обменных реакций указывает на ход реакций вправо.

Таким образом можно объяснить образование некоторых видов сферолитов и дифференциацию вещества между сферолитами и вмещающим их стеклом, которая вписывается в рамки кристаллизационной дифференциации.

Таблица 14

Частота встречаемости преобладающих содержаний компонентов в сфероидах и "цементе" в сфероидных магматических породах

Оксид	Количество пар анализов по сфероидам и "цементу"	Частота встречаемости	
		сфероиды	"цемент"
SiO ₂	52	41	10
TiO ₂	34	13	15
Al ₂ O ₃	45	18	27
Fe ₂ O ₃	43	17	26
FeO	38	11	23
MnO	28	8	15
MgO	45	13	26
CaO	45	18	26
Na ₂ O	52	41	10
K ₂ O	52	13	38
H ₂ O ⁺	32	5	27
П. п. п.	17	1	16
Na ₂ O+K ₂ O	52	22	29
K ₂ O:Na ₂ O	52	9	41
$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}}$	33	17	16
Fe ₂ O ₃ +FeO	35	11	24

Примечание. Здесь и в табл. 15 равное содержание в сфероиде и "цементе" исключено.

Частота встречаемости преобладающих содержаний компонентов в сфероидях с более низким, чем в "цементе", содержанием кремнезема и в "цементе"

Окисел	Количество пар анализов по сфероидам и "цементу"	Частота встречаемости	
		сфероиды	"цемент"
SiO ₂	10	0	10
TiO ₂	9	7	2
Al ₂ O ₃	9	6	3
Fe ₂ O ₃	9	4	4
FeO	9	6	3
MnO	8	5	2
MqO	7	4	3
CaO	9	4	5
Na ₂ O	10	9	1
K ₂ O	10	2	8
H ₂ O ⁺	9	3	5
П. п. п.	1	0	1
Na ₂ +K ₂ O	11	3	7
K ₂ O:Na ₂ O	11	2	8
<u>Fe₂O₃</u>	9	3	5
Fe ₂ O ₃ +FeO			
Fe ₂ O ₃ +FeO	9	5	2

О.А.Есин и П.В.Гельд (1966) пришли к выводу о том, что в сильно кислых шлаках обособление сочетаний Si - O - Si идет настолько, что появляются микрообласти, в которых "концентрация" взаимно связанных тетраэдров SiO₄ резко превосходит среднюю, и с известного содержания SiO₂ в расплаве они выделяются в самостоятельную фазу с низким содержанием MeO. Эти данные также свидетельствуют об обособлении кремнекислородных тетраэдров в расплавах, переходящих при соответствующих условиях в ликвацию, поэтому снимать со счетов петрогенезиса ликвационную дифференциацию не следует. По всей вероятнос-

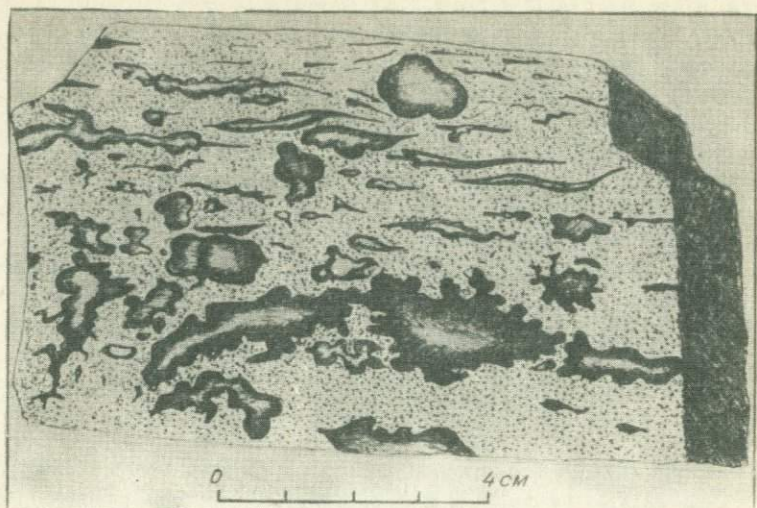


Рис. 11. Первично расслоенная кислая лава (уч. Кайракты, Восточный Казахстан).

ти, она тоже вносит какой-то вклад в процессы дифференциации вещества. Тем более, что признаки ликвации были обнаружены О.Б.Митрейкиной (1969) в виде мельчайших капелек стекла в стекле при изучении липаритов под электронным микроскопом. Следовательно, не исключена возможность образования некоторых сфероидов ликвационным путем.

Несомненно, большую роль в образовании сфероидов и неоднородности в магме играет эманационная дифференциация, происходящая при падении внешнего давления и резкого снижения растворимости в силикатном расплаве флюидов, которые стремятся отделиться от него. Большая часть флюидов уходит во вмещающие породы или в атмосферу (при вулканических извержениях), а часть образует самостоятельную фазу в виде струй, а в случае статичности расплава и повышения его вязкости – в виде сферических обособлений (рис. 11). На возникновение неоднородности кислого расплава в результате неравномерного распределения в нем летучих веществ при падении давления указывал Мак Кол (McCall, 1962). Во флюидную фазу в первую очередь будут выделяться трудно растворимые в силикатном расплаве (магмофобные) компоненты, такие как CO_2 , NH_3 , SO_3 , HCl , затем более прочно связанные с силикатным расплавом магмофильные компоненты: H_2O , P_2O_5 , HF , Li_2O , B_2O_3 (Маракушев, Яковлева, 1975). А.А.Кадик и О.А.Луканин (1973) на основании эксперимента доказали, что при одном и том же парциальном давлении растворимость H_2O в силикатном расплаве на по-

рядок выше растворимости CO_2 . Флюиды могут создавать свою систему, отгороженную от основной массы силикатного расплава межфазной границей флюид - расплав. Дифференциация расплава на флюидную и силикатную фазу экспериментально моделировалась И.Д.Рябчиковым (1969). По его данным, система $\text{NaCl}-\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5-\text{H}_2\text{O}$ имеет широкое поле равновесия несмешивающихся силикатной и хлоридной жидкостей с газовой фазой; система гранит - NaCl характеризуется ничтожной взаимной растворимостью несмешивающихся силикатной и хлоридной жидкостей. Вместе с флюидами в отдельную фазу будут поступать растворенные в них пневматофильные компоненты: SiO_2 , щелочи, особенно Na_2O , окислы железа и т.д. О флюидном переносе кремнезема из кислых магм свидетельствуют ореолы окварцевания, вмещающих кислые плутоны горных пород, а также эксперименты, проведенные Грейгом, Мервином и Шефердом (Белянкин, 1956а) и П.П.Будниковым (1968).

Первая группа исследователей показала возможность газового переноса кремнекислоты при низких давлениях и высоких температурах (600-1200°). Это согласуется с работами Ньюенбурга и Блюменталя (Будников, 1968), открывших пневматолитический перенос вещества. П.П.Будниковым проведены эксперименты по переносу SiO_2 водяным паром. Для этого через нагретую до 600°C глину пропускаться водяной пар. В парогазовой смеси, выделявшейся из глины, содержались $\text{CO}_2, \text{CO}, \text{O}_2, \text{H}_2\text{O}, \text{N}_2, \text{CnHm}, \text{SO}_3$, а также некоторое количество Cl_2 и F_2 . В конденсате, образовавшемся из парогазовой смеси, химическим анализом обнаружены $\text{K}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{O}, \text{FeO}, \text{Fe}_2\text{O}_3, \text{SiO}_2$. Высокая растворимость кремнекислоты, галоидных соединений и гидроокиси щелочных металлов доказана экспериментально (Стырикович, Хайбуллин, 1957; Стырикович, 1959). Относение концентрации в паробразной фазе к концентрации в жидкой фазе, по их данным, для SiO_2 составляет 10%, для $\text{KCl}, \text{NaCl}, \text{KOH}$ и NaOH - 0,7-2%, для $\text{CaCl}_2, \text{Ca}(\text{OH})_2$ и $\text{Mg}(\text{OH})_2$ - 0,1-0,2%. Растворимость SiO_2, KCl и NaCl в водяном паре при $P = 200$ ат равна 10 мг/кг, а CaCl_2 и MgCl_2 - 1 мг/кг. Согласно этим данным, растворимость кремнезема и щелочей в водяном паре намного выше, чем хлоридов и оснований более тяжелых металлов. Силикаты Na и K также более растворимы в водяном паре, чем силикаты Ca и Mg .

На рис. 12 приведены изотермы растворимости в системе $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$, по Г.К.Кеннеди (Минералы, 1974). По мере изменения термодинамических параметров и физического состояния расплава существующие в нем две системы расплав и флюид, в связи с разностью в них химических потенциалов веществ, об-

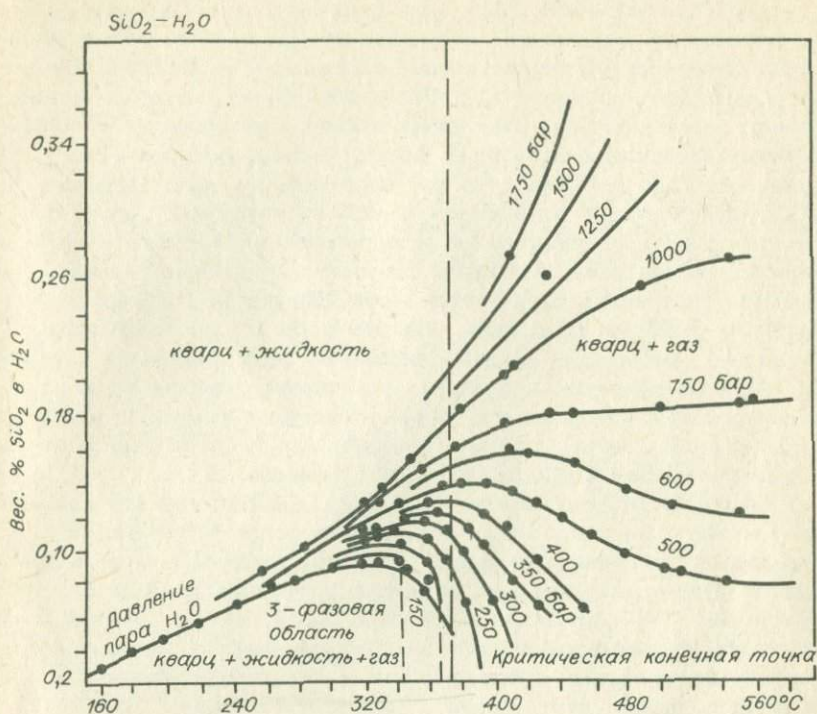


Рис. 12. Изотермы растворимости в системе $\text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

меняются компонентами с постепенным повышением плотности флюида, превращающегося со временем или в гель, или в силикатный расплав, отличающийся по составу от откружающего большим содержанием пневматофильных компонентов. Известно, что система силикат - вода (флюид) представляет собой непрерывный ряд смесей от чистого силиката до H_2O .

Накопление кремнезема в сфероиде порой значительно (более 90 вес. %) и превышает содержание его во вмещающей среде на 10% и более. Подобные сфероиды обычно более крупные по размерам. Поступление кремнезема в сфероиды в таких случаях может идти при помощи диффузии из вмещающей среды, сопровождающейся полимеризацией его в сфероиде. Полимеризация кремнезема прямо пропорциональна его концентрации. Таким образом, по мере роста концентрации и полимеризации кремнезема в сфероиде химический потенциал его будет все время находиться на одном уровне. В то же время, по мере застывания силикатного расплава в стекло или кристаллизации его, продолжит-

ся выделение флюидной фазы с растворенным в ней кремнеземом. Следовательно, химический потенциал кремнезема во флюидной фазе за пределами сфероидов останется высоким и диффузия его в сфероиды будет продолжаться. Возникает эффект, который можно назвать осмотическим. Накопление кремнезема приводит к избыточному давлению в сфероидах флюидной фазы, которое может быть настолько высоким, что при застекловании лавы флюиды разрывают стекло и внедряются в него по трещинам. Такие факты автору удалось увидеть на рудопроявлении Кайракты в хр.Тарбагатай (Казахстан), где среди девонских ленточных фельзитов имеются участки со сферическими обособлениями. По мере возрастания размеров сфероидов, достигающих до 10 см в диаметре, из них во вмещающую среду (в фельзиты) идут кварцевые прожилки. Крупные сфероиды выполнены халцедоном с ядром из молочно-белого крупнозернистого кварца. Некоторые сфероиды в центре либо полые, либо содержат флюорит или гидроокислы железа, что подтверждает концентрацию в них флюидов.

Диффузия компонентов во флюидную (или богатую флюидами) фазу может оставлять свои следы в виде концентрических зон, отражающих ритмическую садку вещества, а также в виде радиальных лучей, растущих как от центра к границе раздела фаз (к периферии), так и от границы раздела фаз к центру. Диффузия компонентов во флюидной фазе нередко выражается в различном составе центральных, промежуточных и периферических частей сфероидов, линз и лент (струй). Так, М.А.Фаворская (1963), О.П.Елисеева (Кашкай, 1963) и Т.Л.Тантон (Tanton, 1925) приводят силикатные анализы по центральным и периферическим частям сферических образований в лавах (табл. 16).

Граница раздела почти повсеместно подчеркивается явлениями адсорбции веществ, выражающейся скоплением тонкодисперсных окислов железа, каемочками серицита и т.д. по периферии сфероидов, линз и струй (лент).

Сфероидные образования в кислых лавах могут объединяться в цепочки, ориентированные по направлению течения лавы или движения флюидов в ней, вытягиваться в ленты (см. рис. 11) или накладываться на струи (Волянюк, 1972). Последнее свидетельствует о том, что произошла смена состояния расплава и сфероиды (сферолиты) образовались уже на стадии растеклования, а возможно, и девитрификации лавы. Более высокое содержание H_2O^+ во вмещающей среде, чем в сфероидах, связывают с несколькими причинами. Во-первых, это может быть результатом вторичной гидратации вулканического стекла (Наседкин, 1975). В сфероидах, как правило, бывает более упорядоченная по сравнению со стекловатой массой структура, нередко с индивидуализированными минералами (кварцем, тримитом, полевыми шпатами и т.д.), поэтому сфероиды будут подвержены гидратации гораздо слабее, чем стекловатая основная масса. Во-вторых, по этой же причине и содержание первичной воды в стекле будет вы-

Состав центральных и периферических частей сфероидов и вмещающей массы
в некоторых разновидностях кислых сфероидных лав

Окисел	По М.А.Фаворской (1963б)			По О.П.Елисейевой (Кашкай, 1963)			По Тантону (Tanton, 1925)		
	центр сфе- роида 63/IV	периферия сфероида 63/III	"цемент" 57/2	центр сфе- роида	периферия сфероида	"цемент"	сфероид	оторочка сфероида	"цемент"
SiO ₂	78,82	75,38	71,72	83,24	90,57	76,96	76,20	74,31	71,64
TiO ₂	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,01	0,01	0,01	0,34	-	0,31
Al ₂ O ₃	"	"	"	8,49	5,00	12,38	11,34	4,31	13,19
Fe ₂ O ₃	"	"	"	0,51	0,76	0,52	1,90	3,87	2,39
FeO	"	"	"	0,30	0,30	0,38	0,28	-	0,18
MnO	"	"	"	0,01	0,01	Сл.	-	-	-
MgO	"	"	"	0,07	0,07	0,06	0,20	1,30	0,25
CaO	"	"	"	0,32	0,38	0,34	0,92	1,63	1,17
Na ₂ O	2,83	3,58	2,06	0,12	0,12	0,21	2,75	7,35	2,41
K ₂ O	3,87	3,40	5,47	6,30	2,65	8,29	3,42	5,46	3,85
H ₂ O ⁻	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,08	0,06	0,18	0,28	0,28	2,00
H ₂ O ⁺	"	"	"	0,67	0,33	0,94	1,81	0,26	1,81
Сумма . . .				100,12	100,26	100,27	0,56	100,77	99,43

ше, чем в сфероидах, состоящих в основном из безводных минералов. В-третьих, при полной раскристаллизации сфероидов и вмещающей их среды, в последней, благодаря ее обычно повышенной основности по сравнению со сфероидами, будет больше образовываться водосодержащих минералов, таких как хлорит, роговая обманка и слюды.

Причиной расслоения лав на две жидкие фазы могут быть трансмагматические растворы (Коржинский, 1972), которые струйчато проходят через магму, неся растворенные щелочи, кремнезем и другие компоненты. Экспериментальные исследования по прохождению флюидов через силикатный расплав были проведены Ф.А.Летниковым и др. (1975). В результате установлено, что при наличии градиента химического потенциала воды в модели расплав - флюид через расплав, находящийся под давлением, осуществляется миграция воды в условиях недосыщенного расплава водой. Образуются своеобразные струи водного флюида в кислом расплаве, находящемся под давлением газа.

Трансмагматические растворы под большим давлением могут проходить в виде струй во вмещающие породы магматического очага, вызывая полосчатое метасоматическое замещение, которое при соответствующих термодинамических условиях переходит в магматическое замещение (Царев, 1974). Такое струйчатое метасоматическое и магматическое замещение базальтовых порфириров и взрывных брекчий нами наблюдалось в кальдере Катюшкинского палеовулкана на Батеневском крыже Кузнецкого Алатау (Царев, 1974).

Струйчато проникая в горные породы, флюиды, несущие кремнезем, щелочи и другие компоненты, совместно с потоками тепла подготавливают породы к составу котектики, в результате чего отдельные линзы, обогащенные флюидом соответствующего состава, переходят в магматическое состояние. Участки между ними отстают в изменении своего состава и переходят в расплав несколько позднее. Образуются два отличающихся по вещественному составу и вязкости расплава - две жидкие фазы. Между этими фазами и сохраняющимися продолжительное время от плавления участками или обломками горных пород происходит перераспределение компонентов через границы раздела фаз. Одна из фаз, как правило, обогащается натрием, другая - калием. Границы раздела двух жидких фаз адсорбируют наиболее поверхностно активные вещества: соединения железа, титана, щелочей и т.д., уменьшая тем самым свое поверхностное натяжение. Отражение этого явления хорошо видно в прозрачных шлифах в виде каемок из окислов железа, лейкоксена, хлорита и серицита по границе лент в расслоенных кислых горных породах (см. рис. 10, 11). Уменьшение поверхностного натяжения может привести к смещению фаз, что также фиксируется в кислых вулканитах постепенным переходом одной ленты в другую. При излиянии магмы на поверхность или внедрении ее в полости более вязкая фаза может разобшаться на отдельные участки (см. рис. 9).

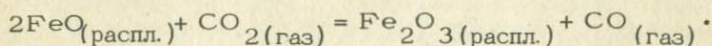
При неполном плавлении исходных горных пород в расплаве остаются отдельные фрагменты субстрата и реликтовые зерна минералов: полевых шпатов, пироксенов, амфиболов и т.д., несущих следы оплавления (см. рис. 6). Под воздействием высоких температур в вулканических каналах процесс плавления горных пород может проходить без предварительного метасоматического их замещения, а образующийся расплав может затем раскисляться в результате метаматматических процессов под воздействием трансмагматических растворов (Коржинский, 1973; Царев, 1975).

В обоих случаях за счет основных или средних горных пород могут образоваться кислые силикатные расплавы с реликтами метасоматически измененного (в первом случае) или неизмененного и малоизмененного (во втором случае) субстрата. Такие магмы образуются на глубинах, соответствующих субвулканическим условиям, при орогенном вулканизме, в основном на стадии кальдерообразования. Субстратом для них часто служат вулканические породы предыдущих извержений этих же вулканов. Магмы, образовавшиеся в результате плавления горных пород сиала (анатектические магмы), как правило, богаты водой и другими летучими компонентами (Ритман, 1964), вследствие чего они весьма подвижны. О высокой текучести некоторых разновидностей кислых лав, близкой или даже превышающей текучесть горячих гавайских базальтовых лав, заявляют Г.Тазиев (1972) и другие исследователи. На текучесть силикатного расплава в первую очередь влияет его химизм. Изучение металлургических шлаков показало, что энергия активации вязкого течения чистого SiO_2 велика и резко падает с добавлением окислов катионов так называемой первой группы (Ca, Na, K, Fe и т.д.). Когда концентрация их достаточно высокая (около 10% Na_2O и 20% CaO), чтобы разорвать пространственную сетку кремнезема на отдельные островки $\text{Si}_x\text{O}_y^{2-}$, окруженные со всех сторон катионами первой группы, то вязкое течение резко облегчается. Это происходит, по-видимому, из-за наличия менее прочных связей между катионами первой группы и кислородом (Есин, Гельд, 1966). Но кроме химизма, температуры и содержания летучих компонентов на текучесть силикатного расплава в большой мере оказывает влияние его расслоенность на две жидкие фазы. С одной стороны, одна из них, обладающая меньшей вязкостью, выполняет роль смазки. В результате на текучесть лавы кроме понижения вязкости воздействует еще и межслоевое скольжение. С другой стороны, адсорбирование поверхностями раздела жидких фаз поверхностно-активных веществ (ПАВ) уменьшает силу их поверхностного натяжения и вызывает повышенную подвижность (растекание) одной жидкости по другой. Кроме того, расслоенное строение лавовых потоков — наличие многочисленных в поперечном сечении поверхностей раздела жидких фаз, обладающих повышенной удельной энергией по сравнению с объемной фазой, — замедляет вынос

газов из расплава и тем самым дольше сохраняет его текучесть. Совокупность этих данных в сочетании с высокой температурой и является, с нашей точки зрения, причиной высокой подвижности игнимбритовых потоков, способных растекаться на большие площади.

АВТОМЕТАМАГМАТИЧЕСКИЕ
И АВТОМЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ
В ИГНИМБРИТОВЫХ ПОТОКАХ.
ОКИСЛЕНИЕ СТЕКЛА
И ОБРАЗОВАНИЕ ТЕКСТУРЫ ИГНИМБРИТОВ

При излиянии игнимбритовой магмы (расслоенного силикатного расплава, содержащего реликты субстрата) происходит ее дегазация, значительно замедленная, как указывалось выше, за счет расслоенности потока. Более резко отделяются магмофобные летучие компоненты, такие как CO_2 , NH_3SO_3 , HCl и т.д., несколько замедленное – магмофильные – H_2O , P_2O_5 , HF , Li_2O и другие, растворимость которых в магме значительно выше, чем первых. Лава начинает окисляться еще в жидком состоянии, с момента выделения CO_2 . Окись железа забирает часть кислорода у углекислоты, которая восстанавливается до окиси углерода и улетучивается в атмосферу:

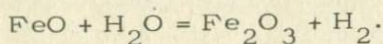


Константа равновесия этой реакции по анализам экспериментов В.А.Кужерова (Есин, Гельд, 1966) может быть представлена уравнением

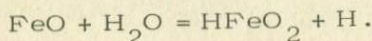
$$K = \frac{P_{\text{CO}_2}}{P_{\text{CO}}} \cdot \exp \left\{ -23200(x_2^2 - x_1^2) / RT \right\},$$

в котором P_{CO_2} и P_{CO} – парциальные давления углекислоты и окиси углерода, x_1 и x_2 – ионные доли Fe^{2+} и Fe^{3+} в расплаве.

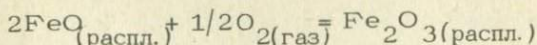
Второй значительный окислитель – это вода, которая выделяется из лавого потока до его полного остывания:



При низких температурах образуется гетит:



Третий окислитель – кислород атмосферы, с которой лавовые потоки соприкасаются своими поверхностями. Кинетика перехода кислорода в силикатный расплав определяется реакцией



и диффузией ионов в расплаве.

Изучая металлургические шлаки, М.Я.Меджибожский установил, что концентрация Fe_2O_3 закономерно меняется по высоте (Есин, Гельд, 1966). Неоднородность состава шлака по высоте отмечает также П.В.Умрихин (1958). По его данным, в поверхностных слоях шлака содержание Fe_2O_3 превышает на 0,2 – 4% содержание в средних горизонтах. По данным В.И.Явойского (1963), в распределении SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , MnO в шлаке по глубине никакой разницы не обнаруживается, а окислы железа распределены неравномерно.

Увеличение степени окисленности железа в приповерхностных частях лавовых (в том числе и игнимбритовых) потоков, выражающаяся сменой черных и серых цветов пород красными, отмечается А.Н.Заварицким (1963) и другими исследователями.

Начальные скорости окисления ионов двухвалентного железа в расплавленных шлаках, содержащих SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , исследовались в лабораториях (Есин, Гельд, 1966). Было установлено, что они описываются формулой

$$v \cong K_1 \frac{(\% \text{Fe}^{2+})}{\eta},$$

где v – начальная скорость окисления, η – вязкость.

Окисление шлака лимитируется в основном конвективной диффузией ионов Fe^{2+} . Эти данные с определенными допущениями вполне могут относиться и к лавам.

Вода – не только окислитель, но и основной переносчик многих компонентов. Поэтому вместе с процессами окисления при дегазации лавового потока происходит перераспределение и вынос некоторых элементов. Химические анализы и расчеты баланса вещества в игнимбритах, приведенные в табл. 4 – 6, свидетельствуют о незначительном выносе из игнимбритовых потоков кремнезема и окиси калия. В общем балансе петрогенных элементов за пределы потоков (в атмосферу) составляет от десятых долей процентов до целых единиц.

Кроме высокой газонасыщенности, для игнимбритовой магмы характерна высокая температура, о чем свидетельствует плавление основных плагиоклазов и пироксенов субстрата. Высокая температура и соответственно малая вязкость магмы предотвращают эксплозии. Излившаяся на поверхность в расслоенном состоя-

нии, она гораздо медленнее, чем гомогенная лава, отдает летучие компоненты. Фаза, более богатая флюидами, быстро разрастается у кровли и подошвы потока – в областях наиболее легкого газоотделения. Между двумя фазами идет активный обмен компонентами. В то же время из газонасыщенной фазы часть петрогенных элементов (кремнезем и щелочи) вместе с парами воды выносятся в атмосферу. В центральной части потока газоотделение затруднено из-за литостатического давления, и там сохраняется первично расслоенная стекловатая текстура.

Дегазация продолжается после стабилизации потока и его застывания – автометаматические процессы переходят в автометасоматические. Выходу газов из застывающей и застывшей лавы препятствует ее расслоенность, направленная перпендикулярно их путям, так как поверхности раздела фаз (лент) менее проницаемы и более устойчивы к разложению, чем объемные фазы. Поэтому пути газов слагаются из вертикальных и горизонтальных составляющих. В связи с этим остаются линзовидные реликты неизмененного стекла (фьямме), постепенно уменьшающиеся в размерах по мере обтекания их флюидами. При приближении к кровле и подошве потока, где количество прошедших через лаву газов возрастает, число реликтов и их размеры уменьшаются, а в некоторых потоках они вообще исчезают. В самой кровле и подошве появляются сильно измененные и даже дезинтегрированные до обломочного состояния породы, напоминающие пемзовые туфы или вулканический песок. Количество газов, прошедших через любую точку лавового потока, определяется выражением

$$P = C \int_0^h dh,$$

где C – концентрация газа, h – расстояние по вертикали от нулевой плоскости – плоскости, разделяющей противоположные направления движения газов (к кровле и подошве лавового потока), до определяемой точки. Если, например, $C = 0,006 \text{ г/см}^3$, то при полной дегазации через площадь в 1 см^2 , находящуюся на 20 м выше нулевой плоскости, пройдет 120 г газа. Соответственно с увеличением h количество растворенных и выносимых в газе компонентов будет возрастать. О зональной неоднородности химического состава лавовых потоков и экструзий за счет выноса компонентов при дегазации писал О.Н.Волынец (1973).

Трещинки, возникшие от литостатической нагрузки и контракции при застывании вулканического стекла в глубоких частях потока, затушевываются автометасоматическими процессами. Поэтому создается впечатление, что они появились только во фьямме и не переходили во вмещающую среду. Изменение стекла, как уже говорилось выше, заключается в окислении железа, увеличении пористости и частичном выносе петрогенных компонентов (см. табл. 5, 6). В зависимости от степени окисления железа измененное стекло приобретает пепельно-серый, бурый, коричневый или бурокрасный цвет.

Дезинтеграция в кровле и подошве стекла возникает под действием растрескивания при более быстром охлаждении и влиянии растворов, способствующих адсорбции поверхностями трещинок ПАВ, которые вызывают адсорбционное понижение прочности породы — «эффект Ребиндера» (Фридрихсберг, 1974). Адсорбция ПАВ сопровождается сольватацией поверхности, приводящей к появлению положительного расклинивающего давления, развитию новых микротрещин и, наконец, к разрушению породы.

Образование пепловидных текстур в игнимбритах происходит различным путем. Во-первых, в результате одновременного застеклования лент в расслоенных потоках. Ленты, обильнее насыщенные флюидами, дольше сохраняют подвижное состояние, в то время как обедненные флюидами будут растрескиваться и дезинтегрироваться под действием механических нагрузок и под действием выносимых газов. Во-вторых, при автومتасоматическом изменении стекла, кроме фьямме (сравнительно крупных линзовидных частиц), остаются неизменными мелкие реликты черного стекла обломковидной, амёбовидной, рогульчатой и других пепловидных форм. В-третьих, при дегазации лавы местами возникают мелкие полости (газовые пузыри), которые при течении потока могут принимать причудливую форму, а при застывании лавы часто выполняются тридимитом, кристобалитом и другими минералами, растущими от стенок полостей внутрь. Эти полости Маршаллом принимались за пепловые частицы, проросшие с периферии внутрь вторичными минералами (Заварицкий, 1946; Росс, Смит, 1963). В-четвертых, иллюзия пепловых частиц создается при попадании в шлиф определенно ориентированного среза причудливо извивающихся лент в расслоенных лавах. Кроме того, наличие в игнимбритах истинных обломков пород, оставшихся от расплавления субстрата, дополняет впечатление пирокластического происхождения игнимбритов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Игнимбриты в типичном своем проявлении представляют собой не спекшиеся пирокластические отложения, а образования высокоподвижных лавовых потоков и покровов, измененных происходящими в них метаматематическими и автومتасоматическими процессами.

2. Магма, дающая излияние игнимбритовых потоков, образуется на небольших глубинах, соответствующих в основном субвулканическим условиям, о чем свидетельствуют реликты недоплавленных субвулканических и эффузивных пород. Характерными чертами этой магмы являются высокие температуры и содержание флюида, наличие реликтов недоплавленного субстрата и расслоенность.

3. Фьямме игнимбригов представляют собой не расплюсценные обломки стекла, не участки расплавления пород после отложения пирокластики, как это принято считать большинством исследователей, а реликты первичной стекловатой лавы, сохранившиеся от автоматоматического изменения при ее дегазации. Это доказывается тем, что химические составы фьямме и основной массы игнимбригов из разных мест и различного возраста закономерно различаются между собой и тем, что между основной массой игнимбригов (измененным стеклом) и фьямме (первичным стеклом) имеется переходная форма — слабоизмененное стекло, образующее каймы вокруг фьямме и пепловидных частиц.

4. О высокой подвижности игнимбриговой магмы свидетельствуют ее расслоенность и высокая температура. Расслоенность обуславливает разрыв полимерных композиций, которые являются одной из характеристик вязкости силикатных расплавов. Высокая температура оставила следы в расплавлении обломков более основных, чем стекло игнимбригов, горных пород, плагиоклазов, соответствующих по составу андезину и лабрадору, и пироксенов.

5. Собранный большой фактический материал по расслоенным сфероидным и ленточным вулканическим породам и проанализированный петрохимически с применением корреляции на ЭВМ показал, что расслоение магмы конвергентно. Оно может происходить с помощью ликвации, струйчатого прохождения через магму трансмагматических растворов, флюидной дифференциации и струйчатого магматического замещения горных пород. Во всех случаях в расслоении магмы большую роль играют флюиды. Последнее свидетельствует о том, что игнимбриговая магма имеет высокое содержание флюидов.

6. Пепловидные текстуры, создающие иллюзию пирокластики, образовались после излияния лавовых потоков в результате одновременного застеклования слоев (лент) лавы и автоматоматических процессов, расчленяющих первичное стекло.

7. Основную роль в формировании текстуры игнимбригов играют метамагматические и автоматоматические процессы.

8. Причина разногласий в интерпретации происхождения игнимбригов заключается в конвергенции их текстурных признаков: в сходстве пепловидных частиц с пепловыми, линзовидных реликтов неизмененного стекла (фьямме) с расплюсценными обломками стекла, а также в том, что еще многие исследователи отрицают возможность высокой текучести кислой лавы.

9. Решение проблемы происхождения игнимбригов дифференцированным петрографо-петрохимическим исследованием текстурно-структурных элементов с прослеживанием звеньев зафиксированных в горных породах преобразований и учетом явлений конвергенции дает возможность более полно представить взаимосвязь флюидно-магматических и автоматоматических процессов в магматическом петрогенезисе.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.В. Геология Армянского нагорья. Западная часть.— В кн.: Записки Кавказского отделения Географического общества. Кн. 2/1, Пятигорск, 1899.
- Ажгирей Д.Г., Ажгирей Р.М., Коробов В.В. Геолого-петрографические особенности среднедевонских порфировых интрузий юго-восточной части Рудного Алтая.— "Изв. вузов. Геология и разведка", 1968, № 7, с. 27-38.
- Белоусов А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, "Наука", 1976. 331 с.
- Белоусов А.Ф., Налетов Б.Ф., Полякова З.Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск, "Наука", 1974. 208 с.
- Белянкин Д.С. Еще о кремнекислоте и о ее газовом переносе.— В кн.: Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956а, с. 132-136.
- Белянкин Д.С. О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах.— В кн.: Избранные труды. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956б, с. 119-131.
- Будников П.П. Неорганические материалы. М., "Наука", 1968. 419 с.
- Буссен И.В., Сахаров А.С. Овоидофиры лужаврута — результат ликвации щелочной магмы.— "Докл. АН СССР", 1971, т. 197, № 6, с. 1402-1405.
- Влодавец В.И. О некоторых семячковых туфолавах и их происхождении.— "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1952, № 3, с. 96-106.
- Влодавец В.И. О происхождении пород, обычно называемых туфолавами и игнимбридами.— "Труды Лаб. вулканологии АН СССР", 1957, вып. 14, с. 3-16.
- Воловикова И.М. Сферолитовые образования в верхнепалеозойских эффузивных породах Чаткальского хребта.— "Труды ИГН. Серия петрогр.", 1955, вып. 159, № 32, с. 3-12.
- Вольнец О.Н. О неоднородности составов в потоках и экструзиях кислых лав.— В кн.: Кислый вулканизм. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 57-92.
- Волянюк Н.Я. Вулканические стекла Мухор-Талы и связанные с ними шаровые образования. М., "Наука", 1972. 146 с.
- Горшков Г.С. Спекшийся туф кальдеры Заварицкого.— В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., Изд-во АН СССР, 1961а, с. 102-107. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 20).
- Горшков В.С. О строении вулкана Арагац и о его игнимбригах.— В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., Изд-во АН СССР, 1961б, с. 66-71. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 20).
- Григорьев Д.П., Искюль Е.В. Дифференциация некоторых сили-

катных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей.— "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1937, № 1, с. 77-106.

Джрбашян Р.Т. Сферолитовые лавы окрестностей села Гамзачиман.— "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1961, № 11, с. 105-110.

Джрбашян Р.Т., Фаворская М.А. О шаровых образованиях в районе Пушкинского перевала (Армянская ССР).— В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 24-34. (Труды ИГЕМ, вып. 90).

Дубик Е.М., Меньяйлов И.А. Новый этап эруптивной деятельности вулкана Безымянного.— В кн.: Вулканы и извержения. М., "Наука", 1969, с. 38-77.

Ел.сеева О.П. К вопросу об образовании шаровых лав в кислых эффузивах Кураминского хребта.— "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1960, № 5, с. 79-87.

Ершова Э.П., Ольшанская Я.И. Равновесие двух жидких фаз во фторсиликатных системах, содержащих щелочные металлы.— "Геохимия", 1958, № 2, с. 144-154.

Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. Ч. 2. Взаимодействия с участием расплавов. М., Металлургия, 1966. 702 с.

Заварицкий А.Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолов Армении.— "Изв. АН АрмССР", 1946, № 10, с. 31-60.

Заварицкий А.Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. М., Госгеолтехиздат, 1960. 154 с.

Заварицкий А.Н. Избранные труды. Т. 1У. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 701-718.

Зайченко Е.П. Шаровые лавы района Нижнетюнского полиметаллического месторождения (Северный Тянь-Шань).— В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 86-93. (Труды ИГЕМ, вып. 90).

Исикава Т., Минато М., Куно Х, Мацумото Т., Яги К. Спекшиесе туфы и отложения пемзовых потоков раскаленных туч в Японии.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 478-489.

Кадик А.А., Луканин О.А. Поведение воды и углекислоты в магматических процессах, определяемое их растворимостью. — "Геохимия", 1973, № 2, с. 163-179.

Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., "Недра", 1968. 362 с.

Карапетян К.И. Шаровые и ленточные обособления в трахилипаритах Гегамского нагорья (Армянская ССР).— В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., Изд-во АН СССР, 1963а, с. 12-23. (Труды ИГЕМ, вып. 90).

Карапетян С.Г. Шаровые образования в обсидианах западных

склонов Зангезурского хребта (Армянская ССР).— В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 43–51. (Труды ИГЕМ, вып. 90).

Кашкай М.А. О сферических образованиях в породах и рудах.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 129–149.

Когарко Л.Н. Область расслоения в расплавах системы Si, Al, Na, O, F - "Докл. АН СССР", 1967, т. 176, № 4, с. 918–920.

Коржинский Д.С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины земли. М., "Наука", 1972, с. 144–153. (Труды 1У Всесоюз. петрогр. совещ., ч. 1).

Коржинский Д.С. Метамагматические процессы - "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1973, № 12, с. 3–6.

Лебединский В.И., Мо-Кэ-Минь. О явлениях ликвации в лавах "Калганского комплекса (КНР)" - "Изв. АН СССР. Серия геол.", 1958, № 12, с. 64–72.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Армянское вулканическое нагорье. - "Природа", 1928, № 5, с. 430–446.

Летников Ф.А., Медведев В.Я., Жатнуев Н.С. Моделирование процесса миграции воды через гранитный расплав.— В кн.: Эксперимент в минералогии и петрографии. М., "Наука", 1975, с. 20–21.

Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. Т. 1. Современные вулканы. М., "Наука", 1971. 478 с.

Малеёв Е.Ф. Пирокластическая природа игнимбригов юга Камчатки.— В кн.: Туфолавы и игнимбригы. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 97–101. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 20).

Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав.— "Вестник МГУ", 1975, с. 3–24.

Маренина Т.Ю. Спекшииеся туфы Ичинского вулкана в Среднем хребте Камчатки.— В кн.: Туфолавы и игнимбригы. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 108–116. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 20).

Мелентьев Б.Н., Делицын Л.М. Проблема ликвации в магме.— "Докл. АН СССР", 1969, т. 168, № 1, с. 191–193.

Минералы. Справочник. Вып. 1. М., "Наука", 1974. 374 с.

Митрейкина О.Б. Об электронно-микроскопическом изучении липаритов.— "Докл. АН СССР", 1969, т. 185, № 4, с. 905–908.

Мнацакян А.Х. Шаровые обособления в верхнемеловых обсидианах в районе с. Алнаут (Азербайджанская ССР).— В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 35–42. (Труды ИГЕМ, вып. 90).

Наседкин В.В. Водосодержащие вулканические стекла кислого состава, их генезис и изменения. М., Изд-во АН СССР, 1963. 210 с. (Труды ИГЕМ, вып. 98).

Наседкин В.В. Петрогенезис кислых вулканитов. М., "Наука", 1975. 205 с.

Паффенгольц К.Н. К вопросу о возрасте и генезисе туфолав

Армении.- "Зап. Всерос. минер. об-ва", 1938, ч. 67, вып. 3, с. 526-541.

Петров В.П. Игнимбриты и туфовые лавы; еще о природе арктикуфа.- "Труды Лаб. вулканологии АН СССР", 1957, № 14, с. 17-25.

Петров В.П. Петрографический облик игнимбритов и туфовых лав и их место среди горных пород, промежуточных между лавами и туфами.- В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 24-38. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 20).

Пийп В.И. Кронюкские игнимбриты на Камчатке.- В кн.: Туфолавы и игнимбриты. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 90-91 (Труды Лаб. вулканологии, вып. 20).

Розенбуш Г. Описательная петрография. (Под ред. и дополн. В.Н.Лодочникова). М.-Л., ОНТИ, 1934. 720 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М., "Мир", 1964, 437 с.

Росс К.С., Смит Р.Л. Туфы пеплового потока, их происхождение, геологические отношения и идентификация.- В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963, с. 371-477.

Рябчиков И.Д. Условия отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм.- В кн.: Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии. Т. 2. М., "Наука", 1969, с. 100-121.

Стейнер А. Происхождение игнимбритов острова Северный, Новая Зеландия. Новая петрологическая концепция.- В кн.: Проблемы палеовулканизма. М., ИЛ, 1963, с. 490-532.

Стырикович М.А., Хайбуллин И.Х. Общие закономерности растворимости веществ в водяном паре.- В кн.: Внутрикотловые физико-химические процессы, водоподготовка и водные режимы котлов на электростанциях высоких и сверхвысоких параметров. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 38-59.

Стырикович М.А. Растворимость малолетучих соединений в водяном паре.- В кн.: Термодинамика и строение растворов. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Тазиев Г. Механизм игнимбритовых извержений.- В кн.: Механизмы интрузивной магмы. М., "Мир", 1972, с. 134-141.

Умрихин П.В. Шлакообразование в основном мартеновском процессе. М., "Металлургиздат", 1958, 218 с.

Фаворская М.А. К вопросу о механизме образования некоторых туфолав.- "Труды Лаб. вулканологии АН СССР", 1954, № 14, с. 26-35.

Фаворская М.А. Шаровые лавы бассейна р. Малазы (Приморский край).- В кн.: Петрографические критерии ликвации в кислых лавах. М., Изд-во АН СССР, 1963а, с. 68-85. (Труды ИГЕМ, вып. 90).

Фаворская М.А. Шаровые лавы бассейна р. Кенцухе (Приморский край).- В кн.: Петрографические критерии ликвации в кис-

лых лавах. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 52-67. (Труды ИГЕМ, вып. 90).

Фридрихсберг Д.А. Курс коллоидной химии. Л., "Химия", 1974. 350 с.

Царев Д.И. Проявление магматического замещения в субвулканических условиях.- "Докл. АН СССР", 1974, т. 214, № 5, с. 1163-1166.

Царев Д.И. Новые данные о происхождении игнимбритов. - "Докл. АН СССР", 1975, т. 223, № 4, с. 972-975.

Царев Д.И. Метасоматоз и конвергенция в петро- и рудогенезе. М., "Наука", 1978. 230 с. (Труды Геол. ин-та БФ СО АН СССР, вып. 21).

Царев Д.И. О ликвационной дифференциации кислой магмы на примерах вулканических пород Батеневского кряжа.- В кн: Материалы конференции молодых научных сотрудников. Иркутск, 1967, с. 3-7.

Цветкова А.И., Котлова А.Г., Ершова З.П. Экспериментальное изучение расслоения в силикатных расплавах в связи с теорией магматической ликвации. М., 1960, с. 195-197. (Автореф. работ сотр. ИГЕМ АН СССР за 1958-1959 гг.).

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов. М., Госгеолтехиздат, 1956. 245 с.

Ширинян К.Г. Игнимбриды и туфолавы. (Принципы классификации и условия формирования на примере Армении).- В кн.: Туфолавы и игнимбриды. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 47-58. (Труды Лаб. вулканологии, вып. 20).

Штейнберг Д.С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964. 106 с. (Труды Ин-та геологии Уф АН СССР, вып. 72).

Явойский В.И. Теория процессов производства стали. М., "Металлургиздат", 1963.

Abich H. Über die Natur und den Zusammenhang der vulkanischen Bildung. I. Geologische Beobachtungen über vulkanischen Erscheinungen in Unter- und Mittel-Italien. Braunschweig, 1841; II. Geologie des Armenischen Hochlandes. Wien, 1882.

Buch L. Geognostische Beobachtungen aus Reisen durch Deutschland und Italien. II. Berlin, 1809.

Carmichael L.S.E. The pyroxenes and olivines from some Tertiary acid glasses. - "J. Petr.", 1960, v. 1, p. 309.

Covelli N. Memoria per servire di materiale alla costruzione geognostica della Campania. - "Atti Acad. Sci.", Napoli, 1839, vol. 4.

Daubeny C.G. Die nach tätigen und erloschenen Vulkane, nach deren Verbreitung und wichtigsten Verhältnissen. Stuttgart, 1851. 205S.

Enlows H.E. Welded Tuffs of Chiricahua National Monument, Arizona. - "Bull. Geol. Soc. Am.", 1955, vol. 66, p. 1215-1246.

Fenner C.N. The Katmai Region, Alaska, and the Great Eruption of 1912. - "J. Geol.", 1920, vol. 28, p. 569-606.

Fenner C.N. The Origin and Mode of Emplacement of the Great Tuff Deposit of the Valley of Ten Thousand Smokes. - "Tech. paper Nat. Geogr. Soc. Am., Katmai", 1923, Ser. 1, p. 3-27.

Kalkowsky E. Über den Piperno. - "Z. Dtsch. Geol. Ges.", 1878, Bd 30, N 4, p. 15-25.

Keller W.D., Pickett E.E. Hydroxyl and Water in Perlite from Superior, Arizona. - "Am. J. Sci.", 1954, vol. 252, p. 87-98.

Kennedy G.C. Some aspects of the role of water in rock melts. - "Geol. Soc. Amer. Spec. Paper", 1955, vol. 62, p. 489.

Oliver P.L. Welded Tuffs in the Borrowdale Volcanic Series, English Lake District, with a Note on Similar Rocks in Wales. - "Geol. Mag.", 1954, vol.91, p. 473-483.

MacGregor A.G. Nuees Ardentes and Ignimbrites. - "Nature", London, 1946, vol. 157. 305 p.

MacGregor A.G. Eruptive Mechanisms, Mount Pelee, the Soufriere of St.Vincent, and the Valley of Ten Thousand Smokes, - "Bull. Volcan.", 1952, ser.II, vol. 12, p. 49-74.

Marshall P. Notes on some volcanic rocks of the North Island of New Zealand. - "N.Z. J. Sci. and Technol.", 1932, vol. 13, p. 198-200.

Marshall P. Acid Rocks of the Taupo-Rotorua Volcanic District. - "Trans. Roy. Soc. N.Z.", 1935, vol. 64, p. 323-366.

McCall J. Froth-flow lavas resembling ignimbrites in the East African Rift valleys. - "Nature", 1962, 194/4826, p. 343-344.

Shepherd E.S. Gases in Rocks and Some Related Problems. - "Am. J. Sci.", 1938, 35A, p.311-351.

Tanton T.L. Evidence of liquid immiscibility in silicate magma, Agate Point, Ontario. - "J. Geol.", 1925, vol. 33, N 6.

Tuttl O., Fridmman J. Liquid immiscibility in the system $H_2O-Na_2O-SiO_2$. - "J. Am. Chem. Soc.", 1948, vol. 7, p. 919-926.

Williams H. The Geology of Crater Lake National Park, Oregon, Carnegie inst. Washington, 1942, N 540.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5
Происхождение игнимбритов	7
Петрография и вещественный состав игнимбритов	13
Камчатские игнимбриты	—
Кавказские игнимбриты	49
Петрохимические черты кайнозойских игнимбритов	24
Девонские игнимбриты рч. Большой Ербы (Батеневский кряж Кузнецкого Алатау)	29
Расслоение силикатных расплавов	44
Автоматагматические и автометасоматические процессы в игнимбритовых потоках. Окисление стекла и образование текстуры игнимбритов	76
Заключение	80
Литература	82

Дмитрий Иванович Царев

МЕТАМАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ФОРМИРОВАНИИ ИГНИМБРИТОВ

Ответственный редактор
Алексей Александрович Маракучев

Редакторы издательства *М. Б. Успенская, Н. Г. Рязанова*, художественный редактор *М. Ф. Глазырина*, художник *А. И. Смирнов*, технический редактор *Т. К. Овчинникова*, корректор *А. М. Картавин*

ИБ № 10479

Сдано в набор 29.04.78. Подписано к печати 21.01.80. МН-07003. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 5,5. Уч.-изд. л. 5,1. Плоская печать. Тираж 650 экз. Заказ № 54. Цена 80 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Стациславского, 25.

80 коп.

П 88
вып. 21



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ