

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ ПОРОДЫ БУХТАРМИНСКОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Т. В. КИРОВА

Рудный Алтай — один из крупных районов размещения полиметаллических месторождений Советского Союза. В его геологическом строении большую роль играют палеозойские вулканогенные породы. Большая часть промышленных месторождений приурочена именно к вулканогенным и вулканогенно-осадочным толщам. Независимо от того, связано ли образование этих месторождений с вулканической деятельностью или вулканогенные породы являются только вмещающими рудные залежи, геолого-петрографическое изучение этих пород имеет научное и практическое значение. Оно дает возможность выяснить характер и историю вулканизма и, следовательно, более полно представить геологическую историю района.

Девонские вулканогенные породы на Алтае ранее изучались попутно с исследованием геологии отдельных рудных месторождений. Несмотря на то, что эти петрографические исследования не были систематическими и почти не обобщались, они все же дали некоторое представление о девонском вулканизме. Вулканогенные же породы нижнего карбона оставались почти не изученными и с развитием геологоразведочных работ необходимость их изучения становится все более очевидной. В настоящей статье представлена часть результатов геолого-петрографических исследований вулканогенных пород одного из районов Рудного Алтая. Исследования производились автором в 1950—1956 гг.

Нижнекаменноугольные вулканогенные породы развиты в южной половине прииртышской части рудного Алтая, но наиболее широко распространены в Бухтарминском районе. Возраст толщи относится к нижнетурнейскому [5]. Толщу составляют следующие горные породы: 1) кварцевые альбитофиры и их туфы; 2) альбитофиры и их туфы; 3) порфириты и различные пирокластические породы порфиритового состава; 4) пирокластические породы смешанного состава; 5) игнимбритовые порфиры; 6) различные туффиты. Особое место занимают горные породы нижнетурнейских субвулканических интрузивных тел, но большая часть небольших даек и, возможно, некков, сложена горными породами, петрографически мало отличающимися от эффузивных.

Мощность вулканогенной толщи в северо — северо-западном направлении уменьшается и породы постепенно сменяются нормально осадочными отложениями того же возраста. По мере распространения свиты на юго-восток мощность ее увеличивается. Максимальная мощность толщи (около 3000 м) установлена в районе правобережья нижнего те-

чения р. Бухтармы. Одновременно с изменением мощности толщи меняется и характер составляющих ее вулканогенных пород. Увеличение мощности сопровождается увеличением размера обломков в туфобрекчиях, появлением или большим развитием эффузивных пород и исчезновением туффитов.

Мощность отдельных слоев тоже непостоянна. Характерна частая смена фаций и различное распределение пирокластических и эффузивных пород в вертикальных разрезах свиты. В пределах одного горизонта грубообломочные туфы и туфобрекчии сменяются то туффитами, то эффузивными породами. Петрографический состав слоев также различен. Сложность строения вулканогенной толщи, возможно, обусловлена наложением различных этапов извержений из нескольких вулканических очагов.

Вулканогенные породы турнейского яруса в Бухтарминском районе разнообразны и не столько по составу, сколько по способу образования, условиям залегания и степени измененности в результате различных процессов метаморфизма.

В составе вулканогенной толщи пирокластические породы — туфы и туфобрекчии порфиритов и туфобрекчии смешанного состава, резко преобладают, но в распределении вулканогенных пород в вертикальном разрезе всей толщи нижнего турне все же намечаются следующие закономерности.

1. Нижняя часть толщи состоит из эффузивных и пирокластических пород кислого состава. В подчиненном количестве встречаются плагиоклазовые порфириты и смешанные туфы.

2. В средней части преобладают туфобрекчии порфиритов и туфы смешанного состава с прослоями различных пепловых туфов, плагиоклазовых порфиритов, кварцевых альбитофинов и их туфов.

3. Верхняя часть толщи богата эффузивными породами кислого состава, но и здесь встречаются порфириты и их туфы. Самые верхние горизонты содержат прослой туффитов, кремнистых и глинистых сланцев, иногда линзы известняков.

Все горные породы нижнего турне богаты рассеянным гематитом и мелкокристаллическим, окисленным у поверхности пиритом. Это придает характерный красноватый или буроватый оттенок их окраске. В сочетании с зеленоватым оттенком, обусловленным такими вторичными минералами как хлорит и эпидот, получается характерный фиолетовый, зеленовато- и буровато-фиолетовый цвет. Он настолько типичен для пород этой толщи, что позволяет легко отличать их в поле от пород других свит. Исключение составляют лишь сильно метаморфизованные разновидности, которые в результате полной перекристаллизации приобретают иной внешний облик.

Вулканогенная толща нижнего турне собрана в сравнительно пологие брахискладки. Слои падают под углом не более 20—40°. Вблизи Иртышской зоны смятия падение слоев более крутое — до 50—60°, а иногда и до 75°. Северо-западное простирание слоев здесь преобладает.

Петрографическая характеристика вулканогенных пород

Кварцевые альбитофиры — порфировые породы, у которых в светлой зеленовато-серой или розовато-белой афанитовой основной массе выделяются мелкие фенокристаллы серого прозрачного кварца и белого полевого шпата. В некоторых разновидностях вкрапленники кварца обнаруживаются только под микроскопом. Полевой шпат во

вкрапленниках всегда альбит, пелитизированный, с редкими включениями серицита, хлорита и эпидота. Альбит устанавливается вполне определенно благодаря полисинтетическому двойникованию и показателю преломления меньшему, чем у канадского бальзама. Оптическая ориентировка и углы погасания также соответствуют альбиту, почти не содержащему анортитовой молекулы. Фенокристаллы альбита короткопризматические, 1—2 мм в поперечнике. Фенокристаллы кварца изометрические, оплавленные, размером от 0,5 до 1 мм. Характерны гломеропорфировые сростки вкрапленников кварца и альбита, очень похожие на микропегматитовые образования. Основная масса кварцевых альбитофиров микрофельзитовая, микропойкилитовая и реже сферолитовая. Состоит она из альбита и кварца с небольшим количеством серицита, хлорита, лейкоксена и пирита. Текстура массивная, реже флюидальная. Кварцевые альбитофиры слагают потоки или покровы мощностью до 10—30 м, протягивающиеся на 100—200 м.

Туфы кварцевых альбитофиров встречаются чаще, чем сами кварцевые альбитофиры. Слои их имеют мощность до 50 м и прослеживаются на сотни метров.

По характеру обломочного материала эти туфы делятся на кристаллокластические, кристаллолитокластические, литокристаллокластические, литокристалловитрокластические и витрокластические. Вулканическое стекло, находящееся в обломках, всегда превращено в микрофельзитовый агрегат. Цемент всех туфов состоит из тех же, но очень мелких частиц, которые находятся и в более крупных обломках. Цемент в значительной мере замещен хлоритом, вторичным кварцем и серицитом. Цемент составляет от 6 до 20—30% всей массы породы.

Альбитофиры отличаются от рассмотренных выше пород не только отсутствием вкрапленников кварца. Порфировая структура у них вообще не всегда заметна. Встречаются афирозые разности. В других случаях вкрапленников меньше, чем у кварцевых альбитофиров (до 30%), но они крупнее (до 5 мм). Вкрапленники представлены исключительно альбитом. Цветные минералы во вкрапленниках отсутствуют, но иногда встречаются псевдоморфозы по ним из хлорита. Структура основной массы альбитофиров микролитовая, сферолитовая или микропойкилитовая.

Туфы альбитофиров представлены только двумя разновидностями: литокристаллокластическими и кристаллолитокластическими. Обломки фенокристаллов альбита размером от 0,5 до 3 мм, угловатые, изометричные или несколько удлиненные. Встречаются и хорошо ограненные фенокристаллы альбита. Обломки основной массы размером до 3 мм, неправильные, угловатые, более или менее изометричные. Некоторые из них содержат вкрапленники альбита. Встречаются мелкие (0,5—1 мм) обломки основной массы, очень богатой пылевидными зернами рудного минерала. Встречаются обломки основной массы порфиритов, форма которых более неправильная. Цемент описываемых туфов состоит из более мелких частиц того же материала, что и обломки. Кроме того, в цементе много чешуек хлорита, зернышек кварца, эпидота и иногда карбоната.

Порфириты — темно-серые, темно-зеленые, буровато-зеленые и темно-фиолетовые порфировые или афировые. В порфировых разновидностях различимы зеленовато-белые фенокристаллы полевого шпата и иногда кристаллы темно-зеленого пироксена. Для самых распространенных, афировых, характерна миндалекаменная текстура. Миндалины выполнены топочешуйчатым хлоритом, иногда кварцем, кальцитом и эпидотом. Порфириты в той или иной степени импрегнированы пири-

том в виде мелчайших кристаллов. Встречаются и отдельные крупные (до 1—2 мм) кристаллы пирита.

Как видно под микроскопом, порфириды утратили первоначальный минералогический состав, но сохранили общий вид микроструктуры, характерный для эффузивных пород среднего состава. Микролитовая или пилотакситовая основная масса, кроме микролитов альбита, содержит эпидот, хлорит, карбонат и гематит. Эти минералы расположены в промежутках между микролитами в разных количественных соотношениях. Вкрапленники полевого шпата в порфировых разновидностях представлены только альбитом, т. е. нацело альбитизированным плагиоклазом. Альбит легко устанавливается по показателю преломления. В альбите фенокристаллов много включений хлорита, серицита, эпидота и кальцита. Форма фенокристаллов таблитчатая, размер от 0,8 до 2 мм. Количество их не превышает 20% всей массы породы.

В пироксено-плагиоклазовых порфиридах, кроме фенокристаллов альбитизированного плагиоклаза, встречаются еще короткостолбчатые или изометрические фенокристаллы авгита ($2V = +59^\circ$; $CNg = 46^\circ$; $Ng = 1,709 (\pm 0,002)$; $Nm = 1,690 (\pm 0,002)$; $Np = 1,683 (\pm 0,002)$; $Ng - Np = 0,025 - 0,027$; отчетливая дисперсия оптических осей, зеленая окраска без заметного плеохроизма), который иногда частично замещен хлоритом. Порфириды образуют покровы мощностью 5—10 м, но чаще встречаются только в обломках туфобрекчий.

Пирокластические породы порфиритового состава слагают мощные слои (5—150 м), прослеживающиеся на сотни метров. Обломочное сложение хорошо видно без микроскопа. Большая часть их относится к лапиллевым туфам с размером обломков от 5 до 30 мм, но есть и собственно туфы с обломками 0,5—5 мм, а также туфобрекчий с обломками от 30 мм и более. Под микроскопом среди них различаются литокластические и кристаллокластические разновидности. В литокластических туфах чаще находятся обломки афировых пород порфиритового состава и реже плагиоклазовых и пироксено-плагиоклазовых порфиридов. Нередки обломки непрозрачных в шлифе вулканических шлаков, а в наименее метаморфизованных туфах попадаются обломки слабо измененного стекла — слабо двупреломляющей массы светло-коричневого цвета. В кристаллолитокластических туфах находятся также обломки фенокристаллов альбита и пироксена.

Форма обломков разнообразная: линзовидная, угловато-округлая или округлая. Обломки составляют 70—80% всей массы породы.

Цемент более темный, чем обломки, так как содержит больше вторичных минералов и рудной пыли. Обычно он перекристаллизован и представляет агрегат эпидота, хлорита, кварца, иногда с пумпелитом и пренитом.

Пирокластические породы смешанного состава состоят из сцементированного пирокластического материала разного состава и различной крупности обломков. Принимая во внимание размер преобладающих (более 75%) обломков, эти породы можно разделить на следующие разновидности: 1) пепловые (пелитовые и алевритовые) туфы с обломками мельче 0,1 мм; 2) туфы (псаммитовые) с обломками 0,1—5 мм; 3) лапиллевыe туфы с обломками 5—30 мм; 4) туфобрекчий с обломками более 30 мм.

Пепловые туфы — плотные, тонкозернистые породы. Кроме преобладающих обломков размером 0,01—0,1 мм, они содержат отдельные обломки до 0,3—0,5 и даже 0,8—1 мм. Различные частицы представлены угловатыми обломками альбита, кварца и основной массы эффузивных пород. Тонкообломочная масса преобразована обычно в агрегат вторич-

ных минералов и рудной пыли. Слабая сортированность обломков по величине, отсутствие нормально кластического материала и ясно выраженной слоистости отличают пепловые туфы от алевропелитовых туффитов.

Туфы — тоже плотные, массивные породы, внешне похожие на песчаники. Слагают они слои мощностью от 1 до 5 м. Структура их литокристаллокластическая, так как состоят они не только из обломков фенокристаллов альбита и кварца, но и из кусочков основной массы порфиритов и альбитофиров. Обломков больше, чем цемента (от 60 до 80%). Форма обломков угловатая и только некоторые обломки основной массы несколько оплавленные. Цементом в большинстве случаев является более мелкообломочный материал того же состава, в различной степени перекристаллизованный с образованием хлорита, серицита и эпидота.

Лапиллевые туфы тесно связаны с рассматриваемыми ниже туфо-брекчиями. Они образуют в них прослойки мощностью от 5 до 10 м. Это прочно сцементированные породы. Только иногда в цементе есть пустотки или «миндалины», выполненные вторичными минералами. Цемент составляет около половины массы породы или меньше. Наблюдались разновидности лапиллевых туфов, лишенные цемента, но плотные. Обломки в лапиллевых туфах округлоугловатые, угловатые и линзовидные. Среди них можно встретить различные порфириты, вулканический шлак, кварцевые альбитофиры, кристаллически зернистые породы и мелкообломочные туфы. Зависимость формы обломков от состава образующих их пород показана на рис. 1. Состав цемента неодинаков. В наименее измененных разновидностях это псаммитовая или пепловая масса; в метаморфизованных породах — агрегат хлорита, эпидота, серицита.

Туфобрекчии — самые разнообразные и широко распространенные породы. Термин «туфобрекчии» требует некоторых пояснений, хотя в литературе употребляется постоянно. Вулканологи избегают пользоваться этим неопределенным термином.

Главная масса грубообломочного материала, выбрасываемого при вулканических извержениях, как правило, имеет различное происхождение. Во-первых, при раздроблении во время вулканических взрывов изверженных и пирокластических пород, закупоривших после предыдущего извержения подводящий канал, образуются обломки, называемые вулканологами вулканическими глыбами. Во-вторых, при раздроблении или «разбрызгивании» лавы, извергающейся при данном извержении, образуются застывшие куски лавы, называемые вулканическими бомбами. После накопления и цементации в первом случае получаются «вулканические брекчии», а во втором — «вулканические агломераты» или, если бомбы спеклись еще в раскаленном состоянии, — «вулканические агглютинаты». Образование вулканической брекчии и вулканического агломерата несколько разделено во времени. Массовый выброс вулканических глыб обычно предшествует выбросу бомб и только в некоторый период извержения возможен выброс и тех и других. Зная продукты предыдущего извержения и весь ход данного извержения, нетрудно отличить вулканические глыбы от бомб. Поэтому указанное разделение грубообломочного материала в современной вулканологии

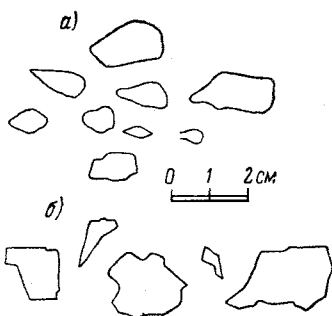


Рис. 1. Очертания обломков в лапиллевых туфах:
а — порфиритов, б — кварцевых альбитофиров

вполне оправдано. Иное дело в петрографии древних пирокластических пород. Изучая состав и характер обломков в древних толщах, обычно нельзя решить, являются ли они вулканическими глыбами или вулканическими бомбами. Нередко вулканогенная толща состоит из обломков, выброшенных одновременно из различных вулканических аппаратов. Бомбы и глыбы могут смешиваться в разных количествах. Поэтому разделять древние грубо пирокластические породы на вулканические брекчии и вулканические агломераты всегда трудно. Более широким термином, обобщающим оба понятия, и может быть термин «туфобрекчия». Неопределенность этого термина позволяет не рассматривать в каждом случае вопрос о происхождении обломков. Важно лишь то, что они получились в результате вулканических взрывов и достаточно крупные (более 5—10 см). Присутствие в туфобрекчиях случайных обломков, оторванных от стенок вулканического жерла, и нормально кластического материала допустимо в известных пределах. Только при большом количестве тех и других необходимо отказываться от термина «туфобрекчия».

Обломки в туфобрекчиях прочно сцементированы и породы имеют массивную, плотную текстуру. Цементом является обычно лапиллевый и более мелкий пирокластический материал, количество которого иногда достигает 50—75% всей массы брекчии. В крупных (более 5 см) обломках находятся (в порядке распространенности): порфиры, их туфы, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, вулканические шлаки, гранофиры и сильно окварцованные породы (вторичные кварциты). Встречаются настоящие вулканические бомбы эллипсоидальной или грушевидной формы сильно пористых порфиритов. Форма крупных обломков в туфобрекчиях так же, как и в лапиллевых туфах, зависит от состава породы: для обломков порфиритов характерны округло угловатые или округлые формы, а для обломков альбитофиров, кварцевых альбитофиров и туфов — более угловатые.

Туфобрекчии, переслаиваясь с лапиллевыми туфами смешанного состава, составляют самые мощные слои вулканогенной толщи. Мощность отдельных слоев достигает десятков и сотен метров и прослеживаются они на десятки километров. Разделить слои туфобрекчий и лапиллевых туфов не всегда удается, так как между ними существует постепенный переход.

Игнимбристые порфиры образованы из пирокластического материала, отложенного в раскаленном состоянии. Описание таких особых вулканических пород имеется в ряде статей. «Песчаный поток» Катман, описанный К. Феннером [8], представляет собой яркий пример подобных образований. Он возник в результате спекания тонкообломочного материала, полученного при извержении «раскаленной тучи». Аналогичные образования известны также на северном острове Новой Зеландии, в Армении и во многих других местах. Термин «игнимбриты», предложенный П. Маршаллом [9], использовался А. Н. Заварицким [2], который подробно рассмотрел геологические и петрографические признаки, отличающие игнимбриты от лав, и С. П. Соловьевым [6] при описании вулканических пород Южного Сихотэ-Алиня.

При изучении вулканогенных пород нижнекаменноугольного возраста, естественно, нельзя в полной мере проводить аналогию с молодыми вулканическими образованиями, так как древние породы не имеют первоначальных форм залегания и значительно метаморфизованы. Однако некоторые особенности строения отдельных слоев допускают предположение о их сложении игнимбристыми порфирами. В одном из обнажений среди лапиллевых туфов и туфобрекчий встречены, напри-

мер, горные породы, почти полностью утратившие пирокластическую структуру. Они составляют слой мощностью около 9 м. Внешне порода этого слоя очень похожа на эффузивные кварцевые альбитофиры. В них также среди светлой афанитовой массы выделяются хорошо ограненные кристаллы белого полевого шпата и округлые зерна прозрачного серого кварца. Размер кристаллов 1—2 мм. Текстура плотная, массивная. Окраска в нижней части слоя серовато-зеленая, а в верхней — красноватая. Граница между этими частями слоя неровная, но четкая. Под микроскопом иногда заметны признаки пирокластической природы этих пород. При скрещенных николях видно только, что кристаллы альбита и кварца находятся как бы в микрофельзитовой основной массе (рис. 2, а). Однако в этой «основной массе» без анализатора заметны реликты пепловых частиц своеобразной формы («черепки», «рогульки» и т. п.). Частицы плотно прилегают друг к другу и вытянуты в одном направлении (рис. 2, б). Первоначально пепловые частицы были, очевидно, кусочками вулканического стекла, претерпевшими еще в раскаленном состоянии пластические деформации. Эти породы подстилаются литокристаллокластическими туфами кварцевых альбитофиров. Переход между ними и игнимбристыми порфирами постепенный. Сверху игнимбристые порфиры перекрыты лапиллевыми туфами смешанного состава и граница между ними резкая. Залегание в основании слоя игнимбритов отложений, близких к ним по составу, но с явно обломочной структурой, отмечается многими исследователями в различных местах развития игнимбритов. Это объясняется либо тем, что извержению раскаленных туч предшествовало выпадение остывших в воздухе обломков, либо охлаждающим действием поверхности почвы на нижние части «раскаленных туч».

Выделение игнимбристых порфиров очень важно для определения условий и характера вулканизма, поэтому при дальнейшем более детальном изучении вулканогенных пород необходимо уделять этому особое внимание.

Туффиты — обломочные горные породы, занимающие промежуточное положение между пирокластическими и нормально осадочными. Уточняя содержание термина «туффиты», отметим, что выброшенный при вулканических извержениях рыхлый материал тем или иным способом может смешиваться с нормально осадочным. Кроме того, в условиях переноса вулканического материала водой, отложения или переотложения его в водной среде из него в конечном счете образуются осадочные породы, существенно отличные от пирокластических и имеющие общие черты с нормально осадочными.

Можно различным образом представить себе образование туффитов и соответственно расширять или сужать понятие об этих породах. Смешивание пирокластического и нормально осадочного материала может происходить, например, в том случае, когда выброшенный при извержении рыхлый материал, не осаждаясь, переносится ветром или морскими течениями (при подводных взрывах) и попадает в большом количестве в бассейны, где происходит накопление нормально осадочного материала. Даже если вулканический материал и оседает на земную поверхность, он может сразу же смываться водными потоками и переноситься вместе с кластическим материалом в области нормального осадконакопления. Смыв и переотложение рыхлых продуктов вулканических извержений может происходить и после некоторого их накопления, т. е. в период затишья вулканической деятельности. Во всех этих случаях образуются туффиты. Только в том случае, когда размыв сопровождается дезинтеграцией пирокластической породы, возникают нормально

осадочные полимиктовые песчаники или алевролиты. Отличить их от туфов и тем более от туффитов бывает трудно.

Как известно, туффиты от туфов отличаются слоистостью, сортированностью обломков по размеру и примесью нормально осадочного материала, а иногда и органических остатков. Эти признаки отмечены и в наших породах.

Существенный перенос водой наиболее вероятен для мелких и средних обломков и поэтому туффиты обычно мелко- и среднеобломочные породы. Иногда термин «туффит» употребляется только для алевроитовых и пелитовых пород, но такое ограничение ничем не оправдано. Иногда избегают этого термина, предпочитая названия «туфосланец» и «туфопесчаник». Последние термины часто стали появляться в литературе, но с различным смыслом. Одни, например, называют туфопесчаником туффит с псаммитовой структурой, другие же называют так полимиктовый песчаник, состоящий из обломков, полученных при разрушении пирокластических и эффузивных пород.

Употребление терминов «туфосланец» и «туфопесчаник» нецелесообразно. «Туффит» же, определенный и укоренившийся в петрографии термин, но надо применять его с дополнительными определениями — алевроитовый туффит, псаммитовый туффит и т. п.

В рассматриваемой вулканогенной толще туффиты находятся в нижней части и, главным образом, в верхних ее горизонтах. По величине обломков различаются псаммитовые и алевроитовые туффиты.

Алевроитовые туффиты — плотные, серо-зеленые или темно-серые слоистые породы, иногда сланцеватые. Под микроскопом среди алевроитовых частиц размером от 0,03 до 0,07 мм различаются угловатые зерна кварца, полевого шпата (альбита) и пылевидные непрозрачные зерна рудного минерала. Обломки погружены в пелитовый цемент, содержащий нередко значительное количество хлорита, серицита, эпидота, кальцита и кварца. Чешуйки серицита и хлорита располагаются субпараллельно, подчеркивая сланцеватость породы. Пелитовый цемент составляет примерно половину объема всей породы, лишь в некоторых тонких прослойках он преобладает над алевроитовыми частицами. Слоистость туффита создается, главным образом, благодаря перемежаемости алевроитового и пелитового материала. Мощность отдельных прослоев около 1 см. Иногда слоистость обнаруживается из-за различного количества в цементе рудных зерен, обильное присутствие которых придает более темную окраску соответствующим слоям. Для некоторых алевроитовых туффитов характерно большое количество эпидота в цементе.

Псаммитовые туффиты представляют собой тоже зеленовато-серые, но уже равномерно-зернистые породы, массивные или слабо сланцеватые, плотные, нередко слоистые. Под микроскопом видно, что обломочный материал разного состава, довольно хорошо разделен по размеру обломков. Некоторые обломки слабо окатаны. В определенном слое породы величина обломков кварца, альбита и основной массы эффузивных пород примерно одинаковая. Слоистость может быть тонкой, заметной даже в шлифе. В одних туффитах величина преобладающих обломков 1,5—2 мм, в других 0,3—0,5 мм. Мелкозернистые псаммитовые туффиты иногда переслаиваются с алевроитовыми туффитами.

Обломочный материал преимущественно вулканогенный (в порядке распространенности): обломки полевого шпата, основной массы порфиритов, основной массы альбитофиров и кварцевых альбитофиров, кварца, микрокварцита и кремнистых сланцев. Обломки составляют 70—80 % всей массы породы.

a



b



Рис. 2. Игнимбритовый порфир:
a — структура основной массы, близка к фельзитовой, так как обломки вулканического
стекла раскристаллизованы. Никели $(d=4 \text{ мм})$; *b* — деталь строения цемента, где хорошо
видно обломочное строение. Без анализатора $(d=1 \text{ мм})$



Рис. 3. Кристаллокластический туф порфира, в котором преобладают обломки фенокристаллов альбита. Цемент заполняет лишь промежутки между ними. Николь +. Увеличение 15

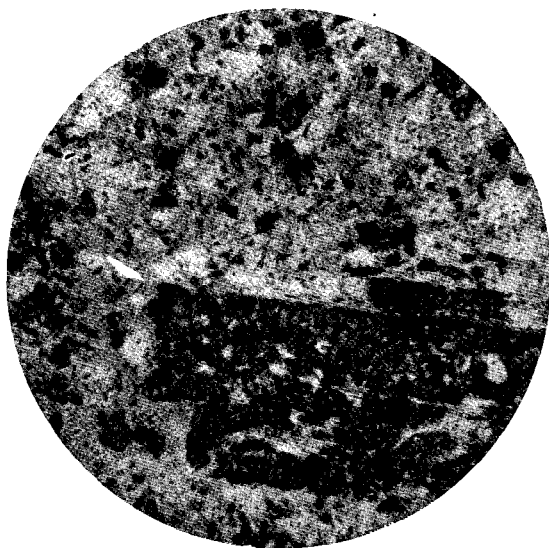


Рис. 4. Измененный диоритовый порфирит из краевой части субвулканической интрузии. Без анализатора. Увеличение 30

В мелкообломочном (алевропелитовом) цементе иногда присутствует кальцит в виде сростков неправильных зерен, заполняющих большую часть промежутков между обломками. В отдельных случаях отмечается интенсивная эпидотизация породы. Замещению эпидотом подвергается как цемент, так и обломки полевого шпата и основной массы эффузивных пород.

Субвулканические интрузии нижнего карбона

Некоторые мелкие интрузивные тела, находящиеся среди пород нижнекаменноугольной толщи, отнесены нами к субвулканическим. Основанием для этого послужили следующие их особенности.

1. Разнообразие структур горных пород в различных участках данных интрузивных тел. Наряду с порфировидными и мелкозернистыми структурами интрузивные породы имеют порфировые структуры, особенно характерные для горных пород, слагающих краевые части данных интрузивных тел.

2. Сходство петрографического состава интрузивных пород с составом вмещающих их эффузивных пород.

3. Положение интрузий в районе наиболее мощного развития вулканических пород, среди которых встречается много лавовых образований и грубообломочных туфобрекчий.

4. Развитие вторичных кварцитов как во вмещающих вулканических породах, так и в самих интрузивных телах, что может быть связано с сольфатарно-фумарольной деятельностью вблизи субвулканических интрузий.

В районе исследований удалось выделить таким образом два более или менее крупных субвулканических интрузивных тела. Одно из них находится в районе горы Большой Кременюхи. По минералогическому составу и структуре слагающая его порода является диоритовым порфиритом. В центральных частях интрузии структура породы мелкокристаллически-зернистая, порфировидная. В выделениях находятся альбит и псевдоморфозы из хлорита по цветному минералу. Основная масса состоит, главным образом, из беспорядочно расположенных лейст альбита величиной 0,2—0,5 мм по длинной оси и небольшого количества (меньше 5%) мелких зерен кварца в промежутках между ними. Альбит порфировидных выделений и основной массы сильно замутнен, так как переполнен включениями эпидота, хлорита и серицита.

Горная порода, слагающая краевые части субвулканического тела имеет порфировую структуру. Основная масса такой породы афанитовая. Среди нее выделяются светлые кристаллы полевого шпата величиной до 5—6 мм. Под микроскопом видно, что полевой шпат во вкраплениях, альбит с включениями мелкозернистого эпидота, а структура основной массы микролитовая. Переход порфировидной структуры в порфировую постепенный.

В непосредственном контакте субвулканической интрузии с вмещающими породами обычно встречаются кристаллокластические туфы порфирита, внешне очень похожие на порфириты благодаря тому, что отдельные более крупные обломки полевого шпата имеют вид вкрапленников, хотя и лишены правильных кристаллографических форм. Они распределены неравномерно и часто образуют скопления (рис. 3). Среди обломков в этих туфах встречаются главным образом обломки кристаллов альбита, реже микропегматитовые сростки альбита с кварцем и еще реже кусочки порфирита таких же размеров, что и обломки кристаллов. Цемент кристаллокластического туфа тонкообломочный,

сильно хлоритизированный и эпидотизированный, но его очень немного. Образование таких своеобразных кристаллокластических туфов, состоящих из плотно спрессованных крупных обломков, а также положенных в виде ореола вокруг небольшого интрузивного тела необычно и может быть, является характерной особенностью вулканических жерл.

Вмещающие интрузию породы, представленные преимущественно плагиоклазовыми порфиритами, туфами этих порфиритов и туфобрекчиями, в основном интенсивно окварцованы и участками превращены во вторичные кварциты. Такому же преобразованию подвергнуты местами и породы самой интрузии.

Вторая субвулканическая интрузия находится в 4 км северо-восточнее горы Малая Кременюха. Залегают она согласно с вмещающими ее слоями вулканических пород нижнего карбона. По минералогическому составу и структуре горная порода, слагающая интрузивное тело, относится к кварцевому микродиориту. Она состоит из нацело альбитизированного плагиоклаза (55—60%), кварца (30—35%) и вторичных минералов — эпидота, хлорита, лейкоксена (5—10%). Первичные цветные минералы полностью разложены. Структура горной породы, слагающей это субвулканическое тело, неодинакова, но в основном остается микрогипидиоморфнозернистой. В краевых частях интрузии горная порода имеет порфировидную структуру, где кристаллы плагиоклаза выделяются среди микрогипидиоморфно-зернистой основной массы. У западного и южного контактов, в лежащем боку интрузивного тела наблюдается постепенный переход порфировидных кварцевых диоритов в порфириты. Но как те, так и другие непосредственно у контакта сильно эпидотизированы и хлоритизированы. Порфировидные выделения плагиоклаза обычно полностью замещены агрегатом, состоящим из эпидота, поизита и хлорита. Основная масса тоже содержит большое количество этих вторичных минералов (рис. 4).

У северного и восточного контактов висячем боку субвулканической интрузии отмечается интенсивное окварцевание как пород самой интрузии, так и вмещающих ее кварцевых альбитофиров. Кварц замещает не только минералы мелкозернистой основной массы в диоритовом порфирите, но и порфировидные выделения плагиоклаза. Последние приобретают неправильные изъеденные очертания, а кварцевые альбитофиры местами преобразованы во вторичные кварциты.

Петрохимическая характеристика вулканических пород

Данных о валовом химическом составе вулканических пород из Бухтарминского района в настоящее время немного. Только в работе М. В. Ташининой приведено 13 химических анализов некоторых пород из района горы Облакетной [7]. К сожалению, не все эти данные могли быть использованы, так как, во-первых, не известно, какие породы анализировались, поскольку петрографические определения М. В. Ташининой не всегда соответствуют определениям, которые можно сделать из ее же данных о химическом составе пород. Например, при описании ортофира М. В. Ташинина приводит химический анализ образца 613, где содержание Na_2O 0,74% и K_2O 9,00%. Как известно, такого соотношения щелочей не бывает ни у ортофиров, ни у каких-либо других близких к ним по составу изверженных пород. Во-вторых, все анализы, приведенные в статье М. В. Ташининой, необычайно обеднены щелочами, особенно Na_2O , что могло быть систематической ошибкой аналитика,

либо связано с тем, что анализировались метаморфизованные породы.

При наших исследованиях полному химическому анализу подвергались образцы менее всего измененных вулканогенных пород (см. таблицу). Для удобства сравнения и выявления петрохимических особен-

Т а б л и ц а

Окислы	Номер химического анализа							
	1	2	5	10	12	14	15	21
SiO ₂	74,05	71,56	70,65	57,21	66,21	64,76	62,56	63,28
TiO ₂	0,27	0,55	0,51	0,83	0,18	0,78	0,80	0,84
Al ₂ O ₃	12,84	13,81	13,30	16,57	12,02	15,22	16,41	15,72
Fe ₂ O ₃	1,22	2,29	2,19	0,79	5,89	3,67	2,74	4,13
FeO	2,67	2,58	2,52	6,29	1,86	2,20	3,02	2,47
MnO	—	—	—	0,09	0,11	0,08	0,14	0,16
MgO	0,09	0,78	1,32	7,88	5,77	2,12	2,12	2,57
CaO	1,44	1,70	1,85	2,08	1,93	3,88	3,48	3,92
Na ₂ O	5,25	5,20	4,75	4,88	1,92	4,15	4,94	5,06
K ₂ O	1,26	0,91	1,23	0,18	1,25	1,11	1,08	н. о.
N ₂ O _{+110°}	0,22	0,32	0,26	0,38	0,56	0,20	0,14	0,26
п.п.п.	0,47	0,67	1,05	0,38	2,75	1,95	2,15	2,08
S	0,01	Следы	0,01	—	—	—	—	—
CO ₂	0,59	0,19	0,47	—	—	—	—	—
Сумма	100,16	100,24	100,06	100,33	100,42	100,12	99,58	100,49

Числовые характеристики и дополнительные параметры

<i>a</i>	12,8	12,4	11,9	10,5	5,4	10,9	12,8	11,2
<i>c</i>	1,7	2,0	2,2	2,4	2,2	4,8	4,3	4,8
<i>b</i>	3,8	6,9	7,5	24,8	24,6	9,0	10,1	10,9
<i>s</i>	81,7	78,7	79,4	62,3	67,8	75,0	72,8	73,1
<i>f'</i>	88	61	56	23	25	60	55	56
<i>m'</i>	5	18	30	51	36	40	36	40
<i>a'</i>	7	21	14	26	39	—	9	4
<i>c'</i>	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>n'</i>	87	89	85	98	70	84	83	100

ностей пород вычислены дополнительные параметры и числовые характеристики, а также построена векториальная диаграмма (рис. 5) по способу А. Н. Заварицкого [3]. На диаграмму дополнительно нанесены фигуративные точки средних составов риолита, кварцевого порфира, дацита и андезита по Р. А. Дэли [1].

Состав альбитофиров и кварцевых альбитофиров, как видно из диаграммы, достаточно определенный и близок к составам дацита, кварцевого порфира и риолита. Сравнение этих составов выявляет следующие особенности альбитофиров, помогающие понять происхождение этих горных пород.

Отличие состава типичного альбитофира (см. таблицу, анализ 5) от среднего состава дацита аналитически выражается

$$d = \sqrt{(a_5 - a_{\text{дац}})^2 + (b_5 - b_{\text{дац}})^2 + (c_5 - c_{\text{дац}})^2} = \\ = \sqrt{(11,9 - 12,8)^2 + (7,5 - 7,0)^2 + (2,2 - 4,3)^2} = 2,35.$$

Направление, в котором состав альбитофира отличается от среднего состава дацита, определяется отношением

$$(a_b - a_{\text{дац}}) : (c_b - c_{\text{дац}}) : (b_b - b_{\text{дац}}) = \\ = (11,9 - 12,8) : (2,2 - 4,3) : (7,5 - 7,0) = \overline{0,9} : \overline{2,1} : 0,5,$$

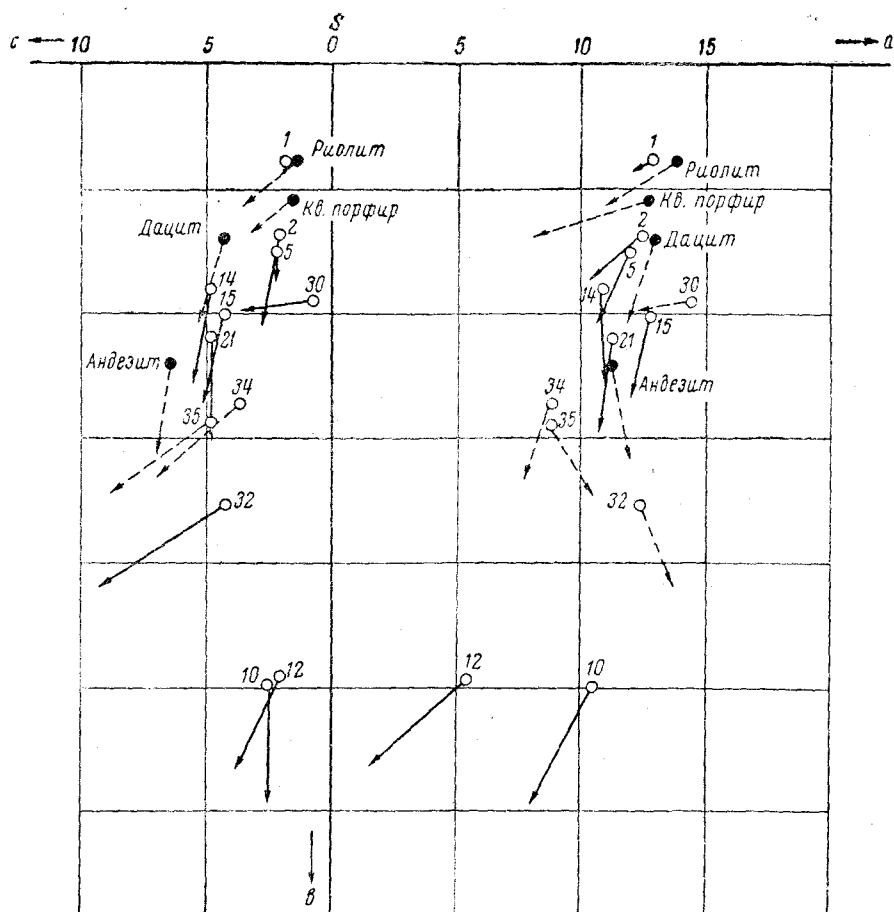


Рис. 5. Диаграмма химических составов вулканогенных пород Бухтарминского района (по методу А. Н. Заварицкого [3]):

1, 2, 5 — альбитофиры; 14 — порфирит; 10, 12 и 21 — туфы порфиритов; 15 — туф смешанного состава; 30, 32, 34 и 35 — анализы М. В. Ташининой [7]. Стрелки с черными кружками — состав пород по Р. А. Дэли [1]

т. е. у альбитофира числовая характеристика c , выражающая количество «полевошпатовой извести», примерно в два раза меньше, чем у дацита.

Отличие состава альбитофира (анализ 5) от среднего состава кварцевого порфира соответственно

$$d = \sqrt{(11,9 - 12,6)^2 + (7,5 - 5,7)^2 + (2,2 - 1,6)^2} = 2,02.$$

У альбитофира больше числовая характеристика b и меньше характеристика a , так как

$$(11,9 - 12,6) : (2,2 - 1,6) : (7,5 - 5,7) = \overline{0,7} : 0,6 : 1,8.$$

Таким образом, состав альбитофира немного ближе к составу кварцевого порфира ($d=2,02$), чем к составу дацита ($d=2,35$). Чтобы альбитофир образовался из дацита, нужен вынос кальция и алюминия (только в этом случае уменьшается характеристика c), а чтобы альбитофир образовался из кварцевого порфира (или риолита), достаточен вынос одних щелочей (K или Na), так как в этом случае уменьшится a и увеличится b (за счет освободившегося Al).

Поскольку Al при низкотемпературных метаморфических процессах наименее подвижный компонент, то мало вероятно образование альбитофиров из дацитов. Это, по-видимому, продукты изменения кварцевых порфиров или риолитов. В связи с этим интересно отметить, что отличие среднего состава кварцевого порфира от среднего состава риолита по направлению приблизительно такое же, как отличие альбитофира от кварцевого порфира.

Альбитофиры, порфириты и другие частично уже зеленокаменные породы вообще характеризуются пониженным содержанием щелочей (меньшей характеристикой a) по сравнению с нормальным рядом кайпотипных эффузивных пород. Это было уже замечено В. А. Заварицким при сравнении большого числа анализов уральских альбитофиров [4].

Небольшое число химических анализов не позволяет считать, что все альбитофиры и кварцевые альбитофиры образовались из кварцевых порфиров. Исходными породами для них могли быть иногда и другие менее кислые эффузивы.

Характер извержений и история формирования вулканогенной толщи нижнего карбона

Так как в составе вулканогенной толщи нижнего турне значительно преобладают пирокластические породы, можно считать, что вулканические извержения того времени представляли преимущественно интенсивные взрывы.

Характерной является и пространственная приуроченность области нижнекаменноугольного вулканизма к Иртышскому разлому. По ряду особенностей строения вулканогенной толщи устанавливается несколько крупных вулканических центров, которые существовали, по-видимому, в течение всего периода вулканизма. Одним из таких центров является, например, район горы Большой Кременюхи в юго-восточной части Бухтарминского района. О том, что именно здесь был центр вулканической деятельности, указывают следующие факты.

1. Мощность вулканогенных отложений здесь наибольшая (2800—3000 м) и по мере удаления от этих гор она уменьшается.

2. В разрезе вулканогенной толщи в этом месте чаще, чем в других, встречаются слои лавовых образований. Здесь же находятся вулканические агломераты, т. е. отложения, которые в областях современного вулканизма встречаются в непосредственной близости к центрам вулканических извержений.

3. С приближением к горе Большая Кременюха увеличивается размер обломков в туфобрекчиях. Они достигают 20—40 см в поперечнике, на расстоянии же 30 км к западу обломки менее 10 см, а еще далее на северо-запад туфобрекчии вообще исчезают, сменяясь псаммитовыми туфами. Характерно, что укрупнение пирокластического материала с приближением к этому вулканическому центру наблюдается почти во всех горизонтах толщи.

4. Здесь находятся выходы субвулканических интрузивных тел и некоторые из них могут быть на месте бывших вулканических жерл.

5. Наконец, в данном месте вулканогенные породы более всего изменены гидротермальными процессами в связи с сольфатарно-фумарольной деятельностью, что в областях современного вулканизма тоже имеет место вблизи вулканических центров. Гидротермальное изменение приводит здесь к образованию вторичных кварцитов.

Район горы Большой Кременюхи не является единственным крупным центром вулканической деятельности в Бухтарминском районе. Северо-западнее этого участка М. В. Ташининой (севернее горы Облакетной) и Л. Н. Бельковой (Средние горы) предположительно устанавливаются и другие центры. Почти все указанные выше признаки вулканических центров наблюдаются и там, но нам не удалось исследовать эти места с той же степенью детальности. Ближайший предполагаемый центр извержений находится всего в 5 км к северо-западу от Большой Кременюхи. Мощность вулканогенной толщи там тоже значительно увеличивается и достигает 2500 м. Отмечается увеличение слоев лав и массивы вторичных кварцитов. Далее на северо-запад крупный вулканический центр находится, по-видимому, вблизи горы Облакетной или, по данным М. В. Ташининой [7], несколько севернее ее. Наблюдается также укрупнение обломков, увеличение слоев эффузивных пород и массивы вторичных кварцитов.

В пространственном расположении уже этих центров существует определенная закономерность. Все они находятся примерно на одной линии северо-западного направления, т. е. почти параллельной главному Иртышскому разлому. Вероятно, в свое время тектонический разлом, или серия разломов служили путями движения магмы из глубин к поверхности.

Вулканическая деятельность в нижнем карбоне, очевидно, не ограничивалась этими крупными центрами извержений. Могли существовать и второстепенные, мелкие очаги, но о их расположении и деятельности в период вулканизма пока трудно что-либо сказать.

Состав толщ в целом и характер пирокластического материала дают некоторое основание предполагать, что вулканические извержения в нижнетурнейское время происходили в наземных условиях. Вулканические центры представляли, по-видимому, целую серию вулканов и в целом составляли вулканический архипелаг, окруженный мелководным морем. Изученные пирокластические образования (вулканические бомбы, игнимбриты и т. д.) похожи на выбросы из современных наземных вулканов; в то же время вулканогенная толща содержит, хотя и в незначительном количестве, прослой нормально-осадочных пород, чередующихся с пирокластическими образованиями в районах между вулканическими центрами.

В связи с этим необходимо отметить и широкое развитие окисленных красно-бурых вулканогенных пород, появление которых считается признаком перемещения вулканической деятельности из подводных в наземные условия и связывается с периодом закрытия геосинклинали.

Несмотря на то, что область вулканической деятельности в нижнем турне являлась уже областью некоторого поднятия, непосредственно примыкающей к Зайсанской геосинклинали, ее не следует рассматривать как область ареальных излияний лав. Как известно, в таких областях вулканические центры существуют непродолжительное время и часть новых извержений происходит в других центрах, возникающих на зонах разлома или в месте их пересечения. Рассматриваемая же область развития вулканизма характеризуется достаточным постоянством центров извержения в течение всего периода вулканической деятельности. Это типичная область извержений центрального типа и в этом

отношении она может сравниваться с такими современными вулканическими областями, как островные дуги Алеутских и Курильских островов.

Во времени развитие вулканизма протекало, вероятно, следующим образом. Уже с самого начала извержения происходили выбросы обломочного вулканогенного материала. Это объясняется, возможно, тем, что вулканические аппараты сохранились еще с фаменского времени или обломки кислых пород отрывались от верхнедевонских вулканогенных толщ, служивших основанием вновь возникающих вулканических аппаратов. Выбросы обломочного материала в это время сопровождалось излияниями кислых лав, состав которых постепенно становился средним.

В период наибольшей активности вулканической деятельности происходили длительные и обильные выбросы рыхлых продуктов извержения, главным образом среднего состава, более или менее одинакового в течение всего периода. Излияние лав как среднего, так и кислого состава происходило спорадически. Вулканические извержения не носили катастрофического характера. Лишь иногда особенно сильные взрывы могли выбрасывать тучи раскаленных обломков, что, возможно, и приводило к образованию игнимбритов. Такие извержения пелейского типа происходили все же редко; чаще могли быть извержения байдансанского типа, когда сильные взрывы не сопровождалось ни образованием раскаленных туч, ни излиянием лавовых потоков.

После продолжительного периода выброса рыхлых продуктов среднего состава происходило некоторое изменение характера извержений, состава лав и ослабление взрывной деятельности. Все чаще появлялись отдельные порции лав кислого состава и все реже и реже выбрасывался обломочный материал. Кислые лавы образовывали, главным образом, куполообразные экструзии, мелкие дайки и другие субвулканические тела.

Завершение вулканической деятельности началось в северных частях области развития вулканизма, так как в районе к северо-западу от долины р. Бухтармы раньше, чем в других местах, наступил частичный разрыв и переотложение вулканогенных пород.

В конце нижнего турне вулканическая деятельность закончилась. Верхнее турне и нижнее визе характеризуются уже нормальными морскими осадками, которые согласно покрывают отдельные участки вулканогенной свиты нижнего турне.

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Дэли Р. А. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
2. Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Изв. АН СССР, серия геологич., 1947, № 3.
3. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
4. Заварицкий В. А. Метаморфизм зеленокаменных пород, вмещающих колчеданные месторождения им. III Интернационала (бывший Сан-Донато) на Среднем Урале. Сб. «Колчеданные месторождения Урала». Изд. АН СССР, 1950.
5. Клейман Г. П. К вопросу о границе верхнего девона и нижнего карбона в юго-западной части Рудного Алтая. Сб. «Материалы по геологии полезных ископаемых Алтая и Казахстана», Госгеолтехиздат, 1956.
6. Соловьев С. П. Главные черты комплекса молодых кислых эффузивов и игнимбритов Южного Сихотэ-Алиня и его петрохимические особенности. Зап. Всесоюзного минералогич. об-ва, 1950, № 3.
7. Ташинина М. В. Геолого-петрографическое описание эффузивной толщи Бухтарминского района Алтая. Изв. АН Каз. ССР, серия геологич., 1954, вып. 18.
8. Fenner C. N. The Journ. of Geol., 1920, v. XXVIII, № 7.
9. Marshall P. Rog. Soc. N. Z. Trans, 1935, v. 64.
10. Wentworth K. a. Williams H. Bull. Nat. Research Council., 1932, № 89.