

Л. Н. КОВА

ГИАЛОКЛАСТИТЫ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

(Представлено академиком А. В. Пейве 18 IV 1975)

В пределах Алайского хребта гиалокластиты основного и ультраосновного составов имеют широкое развитие. Они входят в состав офиолитовой ассоциации, слагающей Алайское звено Южно-Тянь-Шаньского офиолитового пояса. Девонская офиолитовая ассоциация выполняет ядро Ох-тинско-Талдыкской синклинали. В офиолитовой ассоциации, кроме гипербазитов, выделяется дайковый комплекс диабазов, эффузивный комплекс шаровых базальтоидов и ультрабазитов, обломочный комплекс гиалокластитов.

Гиалокластиты представляют собой обломочные породы от мелкозернистых до глыбовых. Внешне эти породы очень похожи на туфы и всеми исследователями именно так и определялись. Присутствие в разрезах офиолитовой ассоциации вулканических обломочных пород отмечалось уже давно ⁽¹⁾. Однако они рассматривались как обычные туфы, образованные вулканическими эксплозиями. По количественным соотношениям этих «туфов» и эффузивов определялся эксплозивный индекс вулканизма, в некоторых районах достигавший 40–60%.

Детальное литологическое изучение как самих обломочных пород, так и их взаимоотношений с эффузивами, с которыми они связаны теснейшим образом, позволило установить, что эти обломочные породы не являются туфами и что образованы они не вулканическими эксплозиями, а процессами автодробления раскаленной лавы при подводных излияниях.

В настоящее время установлено, что гиалокластиты являются достаточно широко распространенными породами и что время их формирования приурочено к ранним и переходным этапам развития геосинклиналей. На примере палеозойских гиалокластитов Урала и современных гиалокластитовых накоплений Тихого океана выделено три типа гиалокластитов и установлены процессы их формирования ⁽²⁾.

Среди гиалокластитов Алайского хребта тоже выделяются три разновидности: глобулярные и визиккулярные (амигдалоидные) и гиалокластитовые песчаники.

Глобулярные гиалокластиты имеют особенно широкое развитие. Они представляют собой плотные серые с зеленоватым или синеватым оттенком породы от мелкообломочных (псаммит-алевритовых) до средне-крупнообломочных (псефитовых).

Псаммит-алевритовые гиалокластиты состоят из обломков стекла, размер которых варьирует от 0,05 до 1–2, иногда до 5–10 мм. Форма обломков угловатая, неправильная, причудливая (рис. 1а). Стекло темное, коричневое, палаганитизированное. Местами по стеклу развивается глинистое вещество хлорит-монтмориллонитового состава. Характерной особенностью стекловатых фрагментов является отсутствие в них интрателлурических вкрапленников. Связующая масса представлена глинистым, глинисто-железистым, реже глинисто-опаловым веществом с небольшой примесью очень мелких витрических фрагментов.

Псефитовые гиалокластиты, в том числе и глыбовые, состоят из сферических и угловато-округлых фрагментов шаров базальтов и угловатых обломков стекловатых корок закалки. Связующая масса представлена мелкообломочным псаммит-алевритовым гиалокластитом, идентичным

описанному выше. Ее количественные соотношения с псефитовыми обломками варьируют в самых широких пределах. Например, встречаются покровы гиадокластитов, состоящие исключительно из центральных частей шаров или из стекловатых фрагментов корок закала, сложенных так компактно и плотно, что связующая масса в них практически отсутствует. И, напротив, довольно часто встречаются такие разновидности, которые состоят в основном из мелкообломочного гиадокластита с отдельными, рассеянными по пласту псефитовыми фрагментами шаров или корок закалки.

Глобулярные гиадокластиты слагают пласты мощностью от первых метров до 10–20, иногда до 30–40 м. Обычно они ассоциируют с шаровыми базальтоидами или пикрит-базальтами.

Подойти к генезису описываемых пород позволяет детальное литологическое изучение их. Для этого рассмотрим в псефитовых гиадокластитах взаимоотношение между шарами и связующей мелкообломочной массой. Обычно шары (и их фрагменты) имеют четкие границы и выглядят как обломки. Однако встречаются и такие случаи, когда эти границы либо нечеткие, либо практически отсутствуют, и тогда базальтоид центральной части подушки постепенно переходит в гиадокластит связующей массы. Для примера приведем обнажение по левому берегу р. Киргизата, напротив пос. Шаншалы, где выходят глыбовые гиадокластиты. Порода состоит из крупных (до 1 м) шаров, заключенных в мелкообломочную связующую массу псаммитовой размерности. Шары имеют зональное («скорлуповатое») строение: в них четко выделяется плотное ядро и более рыхлые оболочки. Ядро состоит из миндалекаменного базальтоида с гиалопилитовой структурой без вкрапленников (рис. 16). На расстоянии 25–30 см от центра шара внешний облик породы начинает постепенно меняться: базальтоид теряет свою монолитность и выглядит рыхловатым, хотя под микроскопом особых изменений в породе не устанавливается. Внешняя оболочка шара, мощностью 15–30 см, отделяется от центральной его части по достаточно четкой границе и состоит уже из обломочной породы, внешне похожей на туф (рис. 16). В шлифе видно, что она сложена фрагментами стекла размером от 0,05 до 1–2 мм. Форма фрагментов причудливая. Иногда встречаются витрические глобулы и черепки. Стекло паллагитизировано и частично замещено глинистыми минералами. Знаменательно, что порода, заполняющая межшаровое пространство (связующая масса), идентична гиадокластиту внешней оболочки шара и состоит из таких же стекловатых фрагментов, глобул и черепков (рис. 16). Поэтому граница между внешней оболочкой шара и связующей массой не всегда проявлена достаточно отчетливо. Отметим также, что залегающие выше и ниже пласты псаммитовых пород состоят из стекловатых фрагментов такого же состава и облика.

На приведенном примере хорошо восстанавливается процесс формирования этой породы. Итак, на морское дно излился покров крупношаровой лавы, по-видимому очень перегретой. Это предположение подтверждается тем, что в породе не обнаружено интрателлурических выделений. В момент соприкосновения с водой мгновенно переохлажденный расплав растрескивался и распадался на мелкие фрагменты. Внешняя корка шара рассыпалась, и во взаимодействии с водой вступали следующие внутренние оболочки шара. Образующиеся при этом оболочки гиадокластитов служили как бы теплоизоляционным слоем для внутренних частей подушек, в которых и сохранилась лава, раскристаллизовавшаяся при охлаждении с образованием гиалопилитовой структуры. Именно такой стадийный процесс и отражен в описанном выше обнажении. В тех случаях, когда процесс фрагментации расплава происходил до конца, на месте излившегося лавового потока (или покрова) образовывалась толща мелкообломочных гиадокластитов.

Везикулярные гиадокластиты представляют собой зеленоватые, иногда белесые или темно-серые обломочные породы, местами мо-

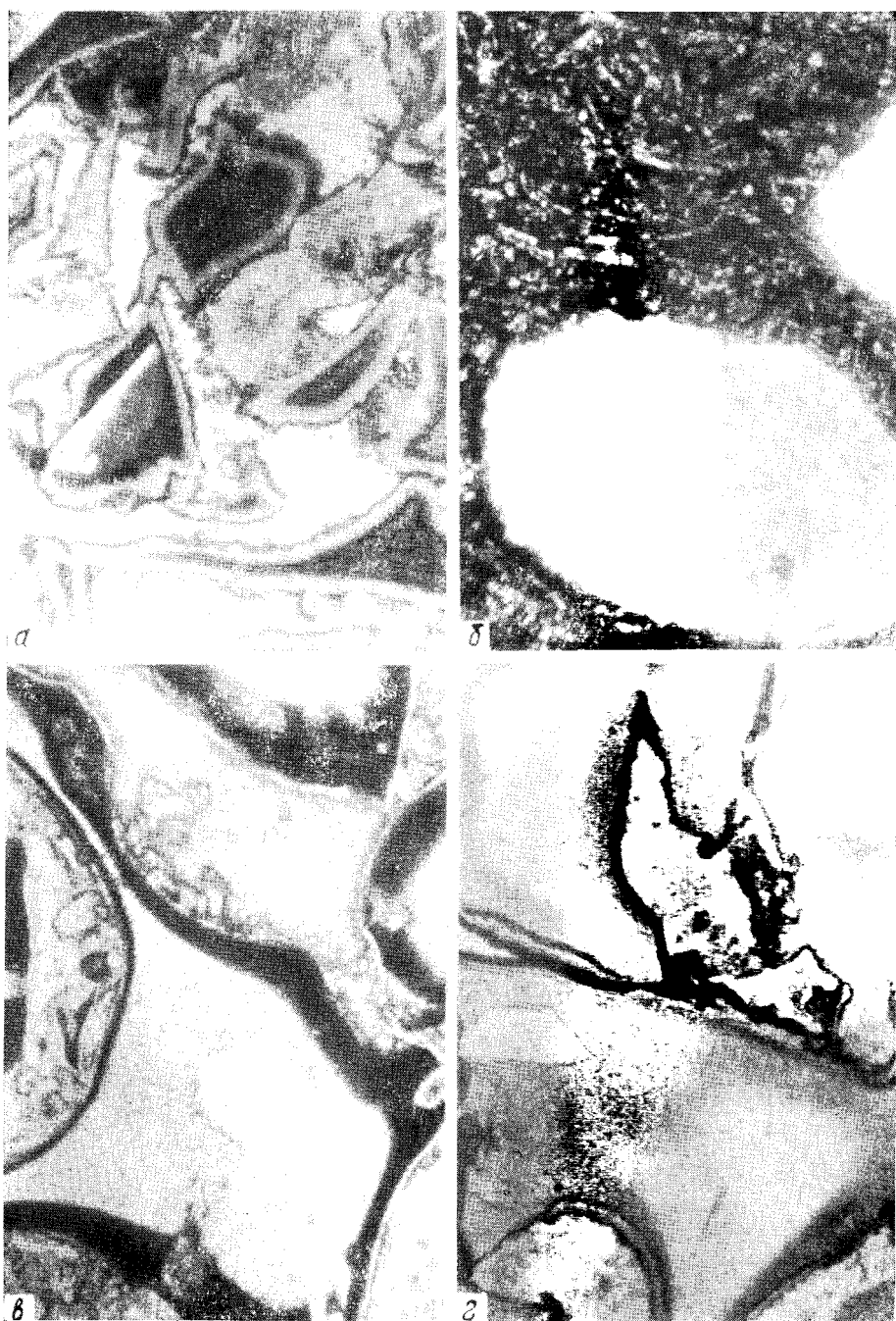


Рис. 1. *а* — мелкообломочный гиалокластит (60×, ник. ||); *б* — мшдалекаменный пикрит-базальт из ядра подушки (100×, ник.); *в* — гиалокластит из внешней оболочки подушки пикрит-базальта (100×, ник.); *г* — гиалокластит из связующей массы (100×, ник. ||)

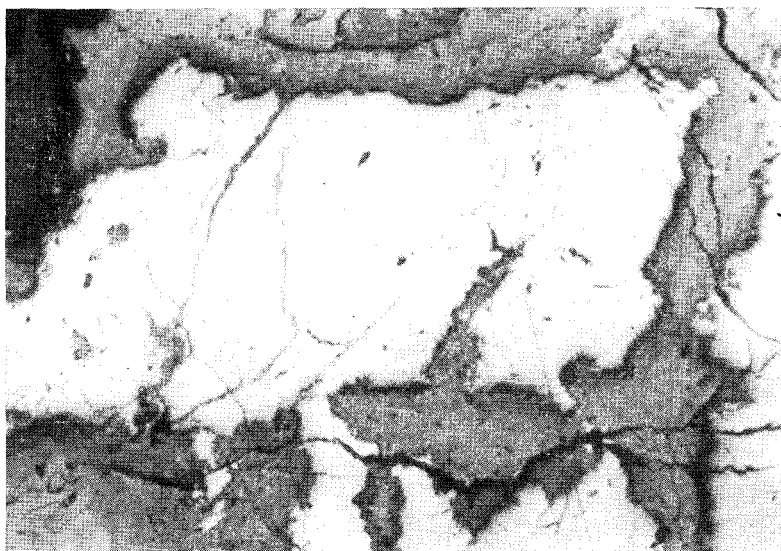


Рис. 1. Замещение каломелью (серое) зерен киповари (белое). Видны тонкие жилки каломели, отходящие от ее основной массы и проникающие в киповарь. Аншлиф. 50 $\times$. Без анализатора



Рис. 2. Коррозия и замещение эггестонита (белое) каломелью (серое). Черное в эггестоните и каломели — каверны, заполнявшиеся металлической ртутью. Аншлиф. 100 $\times$. Без анализатора

политные, а местами рыхловатые. Среди них выделяются разности от мелкообломочных псаммит-алевритовых, до крупнообломочных псефитовых. Псефитовые фрагменты разнообразны по форме: сферические (центральные части подушек), угловато-округлые и угловатые. Они представлены амигдалоидными разностями базальтовых порфиритов и более плотными, стекловатыми фрагментами корок закала. Характерно, что порфириты содержат интрателлурические окрашенники. Связующая масса состоит из мелких фрагментов измененного пузыристого стекла, черепков, глинисто-карбонатного, карбонатного или, реже, цеолитового вещества. Ее количество в гиалокластитах сильно меняется.

Гиалокластиты этого типа слагают пласты мощностью до 5—15 м; они ассоциируют с покровами шаровых миндалекаменных базальтовых порфиритов, с которыми бывают часто связаны взаимопереходами. В обнажениях иногда можно видеть, что шаровые миндалекаменные лавы вверх по разрезу постепенно сменяются подушечными гиалокластитами. Амигдалоидный характер фрагментов гиалокластитов и базальтовых порфиритов покровов, с которыми гиалокластиты теснейшим образом ассоциируют, свидетельствует о сравнительно невысоком гидростатическом давлении, в результате чего из расплава могла выделяться газовая составляющая. Формирование таких пород происходило, видимо, на относительно небольших глубинах. Последнее подтверждается также и тем, что везикулярные гиалокластиты переслаиваются с карбонатными породами. Кроме того, миндалины часто выполнены кальцитом, да и в самих вулканических породах среди вторичных процессов устанавливается карбонатизация. Формирование этих отложений происходило, видимо, выше уровня карбонатной компенсации.

Гиалокластитовые песчаники образуют небольшие по мощности горизонты слоистых мелкозернистых обломочных пород, генетически связанных с гиалокластитами. Они состоят из мелких обломков стекла, по морфологии и составу совсем не отличимых от стекловатых фрагментов описанных выше гиалокластитов. От настоящих гиалокластитов, для которых характерны массивные текстуры, как бы велик по мощности ни был слой, их отличают наличие тонкой или мелкой слоистости, следы градационной сортировки и, в ряде случаев, слабая механическая обработка фрагментов. Все это позволяет считать такие породы переотложенными аналогами гиалокластитов и называть их гиалокластитовыми песчаниками (или алевролитами). Обычно они слагают слоистые пачки небольшой мощности — от первых десятков сантиметров до первых метров. По составу своих фрагментов они, так же как описанные выше гиалокластиты, с которыми ассоциируют, делятся на две группы. В первой фрагменты представлены обломками плотного стекла, часто очень причудливой формы. Во второй группе гиалокластитовые песчаники состоят из витрических черепков, фрагментов пемзы, пузыристых базальтовых порфиритов и обломков плотного стекла корок закала. Характер вторичных изменений у них тот же, что и у гиалокластитов, с которыми они ассоциируют.

Гиалокластиты в офиолитовой ассоциации развиты достаточно широко. Характерно, что глобулярные и везикулярные гиалокластиты приурочены к различным частям разреза, который в самых общих чертах представляется в следующем виде ⁽³⁾:

1. На гипербазитовом основании залегает переходная толща, состоящая из основных и ультраосновных эффузивов, содержащих линзы яшмовидов. Глобулярные гиалокластиты приурочены к верхней части этой толщи, где иногда образуют накопления большой мощности, обычно выделяемые как яшская свита.

2. Завершается разрез офиолитовой ассоциации мощной толщей диабазов и шаровых базальтоидов, к верхней части которой приурочены уже везикулярные гиалокластиты.

В заключение отметим, что выяснение природы вулканогенно-обломочных пород имеет большое значение для правильного понимания геологии Алая. На самом деле, наличие в девонских разрезах мощных «туфовых» толщ, как считалось раньше, предполагало, естественно, и интенсивную эксплозивную деятельность наземных или близповерхностных вулканов. Таким образом, получалось, что в бассейне, в процессе его геосинклинального развития, неожиданно возник вулканический архипелаг (наземный или подводный), который затем также внезапно исчез. Чрезвычайно интересен также и тот факт, что в синхронных невулканических отложениях, развитых поблизости, примесь пирокластического материала отсутствует, хотя известно, что даже при подводных извержениях пирокластика разносится течениями на большие расстояния.

Установление гиалокластитовой природы обломочных накоплений в корне меняет характер палеогеографических и палеотектонических реконструкций. Присутствие глобулярных гиалокластитов в нижней части разреза позволяет говорить о больших (океанических) глубинах их формирования, что подтверждается также и отсутствием в разрезах карбонатных пород (т. е. ниже уровня карбонатной компенсации).

Таким образом, полученные новые данные о генезисе вулканогенно-обломочных пород Алайского хребта позволяет провести формационный анализ с совершенно других позиций.

Геологический институт
Академия наук СССР
Москва

Поступило
8 II 1975

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ Г. А. Каледа, В сб.: Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня, Львов, 1960.
² И. В. Хворова, Б. П. Градусов, М. Н. Ильинская, Литология и полезные ископаемые, № 3 (1973). ³ Т. С. Поршняков, Герциниды Алтая и смежных районов Южного Тянь-Шаня, Л., 1973.