

Н. В. ПАШАЛЫ, М. Б. ХЕЙРОВ, Т. М. САРАДЖАЛИНСКАЯ

## ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД ВЕРХНЕГО ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА АЗЕРБАЙДЖАНА

В отложениях верхнего плиоцена (акчагыльский и апшеронский ярусы) и плейстоцена (от бакинского до новокаспийского горизонтов включительно) Азербайджана довольно широким распространением пользуются пирокластические породы (Авдусин, 1935; Азизбеков, 1947; Пашалы и др., 1970). Они формировались в различных тектонических и фациальных условиях и связаны с неоднородными по составу продуктами эксплозивной деятельности вулканов. Эти факторы, как и их различное стратиграфическое положение обусловили неравнозначную степень вторичных изменений тефрогенного материала. Глубокая переработка последнего приводит к образованию различных полезных ископаемых (бентониты, цеолиты и др.), поэтому изучение постседиментационных процессов, затрагивающих пирокластику, имеет определенный практический интерес. Нами рассматриваются интенсивность и характер преобразования вулканогенно-осадочных пород, отложившихся в морских, озерных и субаэральных (фация вблизи вулканического пояса) условиях.

Пирокластические породы морской фации в Азербайджане имеют наибольшее площадное распространение и относятся как к прибрежным, так и относительно глубоководным образованиям.

Пирокластические породы акчагыльского возраста прибрежной фации рассмотрены в западной части межгорной впадины в пределах Кировабад-Казахской наклонной равнины (Нафталанский район). Они характеризуются градационной текстурой, обусловленной сменой снизу вверх грубозернистых псаммитовых туфов их алевритовыми и пелитовыми разновидностями. При этом меняется и окраска прослоев от буроватой в грубозернистых до желтовато-белесоватой и белесоватой в прослоях пелитоморфной структуры. Буряя окраска обусловлена интенсивной лимонитизацией псаммитовых туфов.

В псаммитовых туфах из цветных компонентов доминирует биотит (до 30%), а в пелитовых — обыкновенная роговая обманка (до 70%). Из других минералов тяжелой фракции в этих породах присутствуют авгит (до 5%), гиперстен (до 2%), магнетит — ильменит (до 14%), пирит (до 1%), циркон (до 2%). Содержание лимонита в лимонитизированных псаммитовых туфах возрастает до 25%. В легкой фракции преобладает вулканическое стекло (до 85%), кроме того присутствуют кварц (до 15%) и полевые шпаты (до 3%).

Указанные разности прибрежных туфов от псаммитовых до пелитовых затронуты вторичными процессами. Псаммитовые туфы кроме интенсивной лимонитизации в разной мере гидрослюдитизированы и монтмориллонитизированы. Причем монтмориллонит представлен глиноземистой разновидностью (бейделлитом). В незначительной степени развиты цеолиты. В алевритовых туфах увеличивается присутствие гидрослюды по сравнению с бейделлитом. Более интенсивной гидрослюдитизации подвержены пелитовые туфы, но здесь кроме бейделлита развивается и смешанослойный минерал бейделлит-гидрослюдистого состава, который в двух других разновидностях туфов зафиксирован не был.

Пирокластические породы относительно глубоководной фации исследованы на юго-восточном погружении Большого Кавказа в разрезах районов Уталыги (Кобыстан) и Ясамальская долина (Апшеронский п-ов), а также и в восточной части межгорной впадины (Бабазанан), включая и ее продолжение в акватории Каспия (Бакинский архипелаг). Это — то слабо уплотненные, то плотные (Бакинский архипелаг) породы светло-серые, серовато-бурые и серовато-желтые. Они представлены туфами и ортотуфитами (Дзоценидзе, 1969; Дзоценидзе, Хворова, 1970). По гранулометрическому составу как в первых, так и во вторых присутствуют различия от псаммитовых до пелитовых, причем количество последних увеличивается в направлении с запада на восток. По минералогическому составу как туфы, так и туффиты в нижней части акчагыла характеризуются преобладанием в тяжелой фракции пироксенов (авгит, диопсид) и обыкновенной роговой обманки. В верхних прослоях доминирует биотит, содержание которого иногда достигает 97% (Апшеронский п-ов). В легкой фракции туфов содержится вулканическое стекло до 95%, которое в ортотуфитах несколько разбавляется собственно осадочным материалом. В некоторых из них отмечается ориентированная текстура (Бакинский архипелаг).

Пеплы относительно глубоководной фации интенсивнее затронуты вторичными процессами. В их тонкопелитовой составляющей преобладающими минералами попеременно являются монтмориллонит и бейделлит и присутствует также заметная примесь гидрослюда и смешанослойные образования с беспорядочным чередованием бейделлитовых и гидрослюдистых межслоевых промежутков. Определенную роль при этом играет заметная примесь  $K_2O$  (до 3,0%) в тонкопелитовой фракции пеплов, что обычно способствует трансформации бейделлита, образующегося из вулканического стекла в начальную стадию его разложения, в гидрослюда по схеме:

вулканическое стекло → бейделлит → смешанослойные образования с чередованием бейделлитовых и гидрослюдистых межслоевых промежутков → гидрослюда.

Для выяснения этого вопроса нами исследована тонкопелитовая фракция пепла с площади Уталыги, обработанная трехнормальным раствором хлористого лития по методике Грин-Келли (Green-Kelly, 1957). Как видно на рис. 1, здесь помимо преобладающего глинистого минерала — бейделлита и небольшой примеси гидрослюда присутствуют смешанослойные глинистые образования с неупорядоченным чередованием бейделлитовых и гидрослюдистых межслоевых промежутков. Для бейделлита характерна регистрация рефлекса 001 при 17,6—17,7 Å после обработки образца  $3NLiCl$  по указанной методике (Green-Kelly, 1957; Ратеев, 1968). Эта же обработка обычно приводит к сокращению  $d$  (001) монтмориллонита до 9,50—9,60 Å. Но отсутствие при этом заметного усиления интенсивности рефлекса гидрослюда при 9,80—9,90 Å указывает на отсутствие монтмориллонита в данном образце. Сокращение  $d$  (001) бейделлита до 9,00 Å при обработке  $1NKOH$  является еще одним подтверждением преобладания бейделлита в изученном образце (рис. 1,  $\partial$ ). Смешанослойное образование бейделлит-гидрослюдистого ряда определено рефлексом (001) Б : (001) Г при 12,6 Å (рис. 1,  $\varepsilon$ ), что соответствует наличию в данном образовании около 30% гидрослюда и 70% бейделлитовых межслоевых промежутков. Как гидрослюдитизация, так и монтмориллонитизация в породах этой фации протекает интенсивнее, чем в прибрежной. Кроме того они хлоритизированы, цеолитизированы и эпидотизированы. Монтмориллонит развивается в виде псевдопорфиробластов зернисто-волоконистого сложения. Хлорит в виде нитевидных образований фиксируется по периферии кристаллокластов (био-

тит, полевые шпаты) или в их массе. Полевые шпаты изредка затронуты эпидотизацией. Цеолиты образуют скопления из 2-3 индивидуумов, выполняющих пустоты или мелкие участки. Цветные минералы (биотит) в результате вторичных изменений имеют волнистое угасание.

Пирокластические породы апшеронского возраста, формирующиеся в морских условиях, также приурочены к прибрежным и относительно глубоководным фациям.

Прибрежные пирокластические породы рассмотрены нами в центральной части межгорной впадины, где они образуют прослой в апшеронских отложениях, принимающих участие в строении Дуздагской антиклинальной складки. Это светло-серые тонкозернистые псаммитовые туфы биотито-роговообманковые, почти не затронуты вторичными процессами.

Пирокластические породы относительно глубоководной фации исследовались нами в разрезах апшеронских отложений Бакинского архипелага. Это плотные белесоватые пелитовые туфы (средний апшерон) и ортотуффиты (верхний апшерон). В первых из них преобладающий цветной компонент — авгит, а во вторых — авгит и энстатит (преобладает над авгитом). Эти породы в отличие от тех, что отлагались в прибрежных условиях, монтмориллонитизированы. Кроме того, в них развиваются смешанослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда. Монтмориллонит обычно плохо окристаллизован. В плоскопараллельных шлифах этот минерал фиксируется в виде спорадически развивающихся сплошных масс или псевдопорфиробластов с заливообразными очертаниями. Местами пирокластическая пигментируется хлоритом (клинохлор и пеннин). Цеолит, замещающий вулканическое стекло, не нарушает морфологию последнего. При цеолитизации стекло с волокнистым строением последнее несколько сглаживается. Есть случаи совместного замещения пирокластического цеолитом и хлоритом. Первый развивается в массе эксплозивных минералов, а второй — по их периферии или как бы зажат между волокнами вулканического стекла и является более поздним образованием, чем цеолит.

Пирокластические породы четвертичного возраста прибрежной фации исследовались, как и апшеронские, в западной части Куринской депрессии в разрезе антиклинальной складки горы Дуздаг. По возрасту они — верхнебакинские и нижнехазарские. И те и другие — массивные, первые из них — белесоватые алевроитовые, вторые — розовые неотсор-

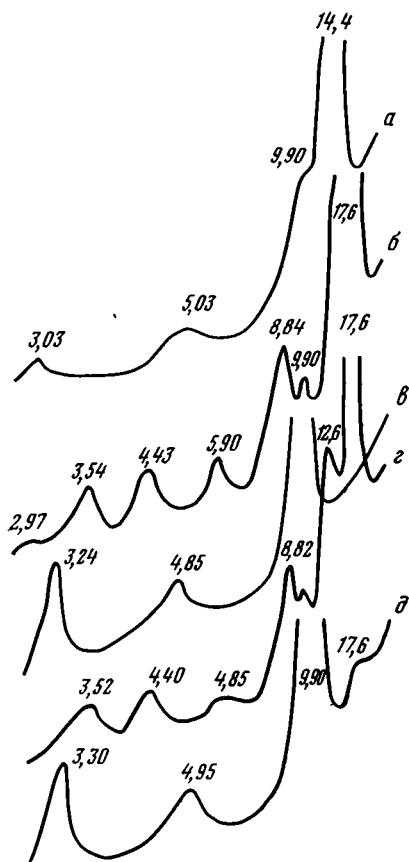


Рис. 1. Дифрактограммы тонкопелитовой фракции пепла акчагыльского возраста разреза площади Утаьги (обр. 14)

- а — воздушно-сухого образца;
- б — насыщенного глицерином;
- в — нагретого при 550—580° С;
- г — обработанного трехнормальным раствором хлористого лития по методике Грин-Келли;
- д — обработанного однонормальным раствором едкого калия

тированные туфы. По преобладающему цветному компоненту алевритовые туфы энстатитовые, а неотсортированные — роговообманково-пироксеновые (авгит и диопсид). В отличие от апшеронских прибрежных туфов этого разреза, четвертичные туфы имеют более мелкозернистую структуру, более основной состав, несколько бейделлитизированы и очень слабо (следы) гидрослюдитизированы. Окристаллизованность вторичных минералов очень плохая.

В относительно глубоководной фации (Бакинский архипелаг) нижнехазарские пирокластические породы содержат более 50% примеси собственно осадочного материала, и относятся к паратуффитам. Это — светло-серые тонкозернистые слоистые породы, по гранулометрическому составу — алевриты, в которых присутствуют до 23% каждая пелитовая и псаммитовая разности. Преобладающим цветным пирокластическим минералом в них является обыкновенная роговая обманка (до 40% тяжелой фракции) и авгит (до 15% тяжелой фракции). Собственно осадочный компонент представлен мусковитом, эпидотом, различными акцессорными минералами. В легкой фракции кроме тефрового материала присутствуют обломки кремнистых, глинистых и эффузивных пород, глауконит. В отличие от прибрежных туфов они интенсивнее изменены гидрослюдитизацией и монтмориллонитизацией. Количество гидрослюда в них достигает 40%, а монтмориллонита — 20%. Кроме того, в них развивается хлорит (до 5%) и смешанослойные минералы гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда (до 10%). Отмеченный на дифрактограммах каолинит (до 15%), видимо, является собственно осадочным минералом. В шлифах гидрослюда фиксируется в виде лейст, оконтуривающих минералы псаммито-алевритовой размерности, а хлорит — пигментирующим тонкопелитовую пепловую связующую массу. Кроме того, он развивается по роговой обманке и волокнам вулканического стекла. Некоторые зерна хлорита глауконитизированы. Монтмориллонит фиксируется в анализаторе в виде сплошных масс светло-коричневой окраски и по волнистому угасанию. Цеолиты встречаются редко в виде мелких скоплений, выполняющих пустоты пузырчатого стекла.

Пирокластические породы, отложившиеся в озерной фации, наиболее развиты в Араксинской наложенной мульде (юго-восточное погружение Малого Кавказа). По возрасту они относятся к акчагылу и апшерону (Шихалибеги, 1967; Пашалы, Сулейманов, 1973). В последнем наибольшее количество прослоев этих пород в нижнем и верхнем горизонтах. Они представлены туфами в акчагыле от псаммитовой до пелитовой размерности. В нижнем апшероне нередки и гравийные разности этих пород. Неменьшим распространением, особенно в нижнем апшероне, пользуются ортотуффиты, также от гравийной (акчагыл, нижний и средний апшерон) до пелитовой (нижний и верхний апшерон) размерности. Паратуффиты в акчагыле отмечены в виде единичных прослоев туфопесчаников, а в нижнем апшероне — неотсортированных и пелитовых разностей. Окраска этих пород — белесоватая, с оттенками сероватых, зеленоватых и буроватых тонов. Текстура их горизонтальнослоистая, микрослоистая, реже — косослоистая. Слоистость обусловлена гранулометрической дифференциацией и изменением состава. Отмечаются петьчатая и крапчатая текстуры. Разбавляющий компонент в орто- и паратуффитах в основном терригенный, реже хемогенный (кальцит, гипс, целестин). Из органических остатков присутствуют спикули губок, угнетенные фораминиферы, диатомеи.

В породах этой фации широко развиты вторичные изменения — монтмориллонитизация, гидрослюдитизация, цеолитизация, кальцитизация, слабая хлоритизация, вермикулитизация, глауконитизация. Развиваются смешанослойные глинистые минералы хлорит-гидрослюдистого

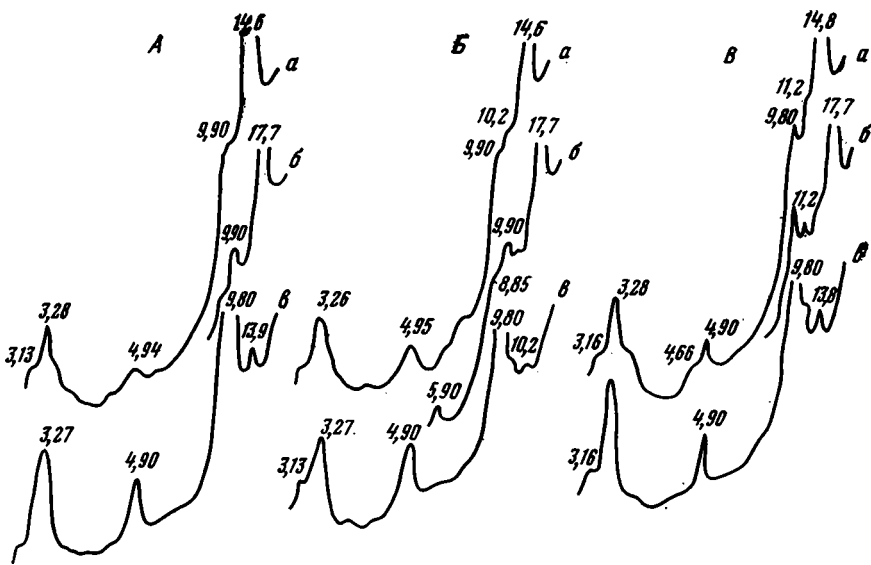


Рис. 2. Дифрактограммы Махмудлы-153 (А); Акера-45 (Б); Баласолтанлы-137 (В)  
а, б — то же, что и на рис. 1.

состава, а также палыгорскит. Следует отметить, что степень интенсивности вторичных процессов ослабевает от паратуффитов к ортотуффитам и туфам и в каждом случае от тонких к грубым разностям пород. Так, например, в паратуффитах наибольшее количество вторичных минералов отмечено в туфопелитах и неотсортированных разностях, в которых преобладает глинистая фракция, а в ортотуффитах — это пелитотуффиты и также неотсортированные разности, с преобладанием тонких фракций. Интенсивнее всего в породах озерных фаций развивается монтмориллонит вплоть до образования монтмориллонитизированных орто- и паратуффитов (монтмориллонитизированные пелитотуффиты и туфопелиты).

Монтмориллонит под микроскопом фиксируется то в виде сплошной светло-коричневой массы, поляризующей в этих же тонах, то в виде как бы перистых образований, индивидуализирующихся только в поляризованном свете. Нередко монтмориллонит развивается в виде нитевидных образований вокруг пирокластичности псаммитовой и алевритовой размерности. Кроме того, монтмориллонит выполняет стенки ячеек вулканического стекла, имеющего пемзовидную структуру, или развивается вдоль волокон, подчеркивая волокнистое строение замещаемого шлакового материала. Присутствие доминирующего количества монтмориллонита в рассматриваемых породах подтверждается регистрацией на дифрактограммах исходных образцов базального рефлекса первого порядка при  $\sim 14,6$  А, который смещается до  $17,7$  А при насыщении глицерином и сокращается до  $9,80$  А после обработки  $3\text{NLiCl}$  и прокаливании образца при  $550\text{--}580^\circ\text{C}$  (рис. 2), что соответствует наличию в обменных положениях ионов  $\text{Ca}^{2+}$ . Развитие монтмориллонита по вулканическому стеклу видно и на электронных микрофотографиях (рис. 3, А).

Гидрослюда количественно уступает монтмориллониту, но как и последний она присутствует во всех отмеченных выше породах. В плоскопараллельных шлифах этот минерал фиксируется или в глинистой массе, замещающей тонкий туфовый материал, или по периферии алевритовой составляющей породы. И в том и другом случаях гидрослюда

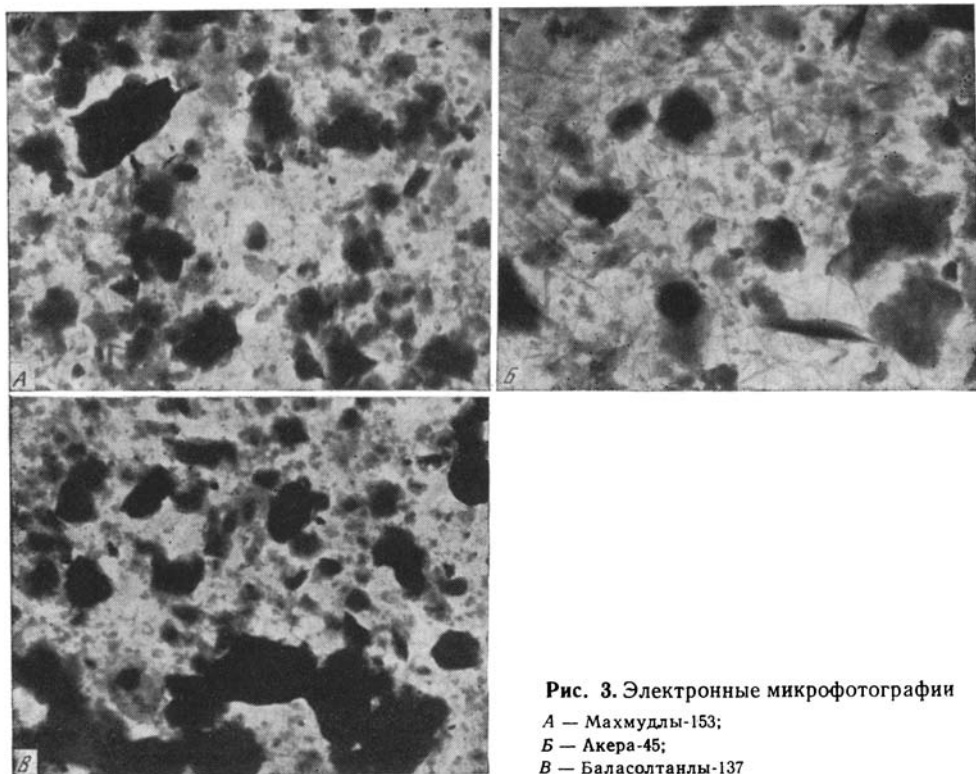


Рис. 3. Электронные микрофотографии

А — Махмудлы-153;

Б — Акера-45;

В — Баласолтанлы-137

развивается в виде лейстовидных образований. Рентгенографически она определяется регистрацией на дифрактограммах базального рефлекса первого порядка (и его высоких порядков) при 9,80—10,0 Å, стабильных как при насыщении глицерином, так и при нагреве (см. рис. 2).

Хлорит, распространенный здесь, как и указанные выше минералы, количественно уступает двум предыдущим. Что касается его распределения по типам пород, то он развивается не только в орто- и паратуффи-тах, но нередко и в туфах. В последнем случае он отмечается по нитевидным трещинкам вулканического стекла и по периферии его зерен, обуславливая петельчатую текстуру, хорошо наблюдаемую в поляризованном свете. В плоскопараллельных шлифах он отмечается так же в виде сплошных масс по пепловому материалу и является продуктом девитрификации вулканического стекла. На дифрактограммах этот минерал фиксируется характерным для него базальным рефлексом при  $d(001) = 13,9—14,1$  Å (и его высокими порядками), стабильным при насыщении глицерином и прокаливании при 550—580° С (см. рис. 2, А, В).

Вермикулит отмечен только в плоскопараллельных шлифах неотсортированных туфов и туфосуглинков и имеет две формы нахождения. Первая из них — результат замещения биотита, который расслаивается и приобретает червеобразную форму или форму растянутой «гармошки». При этом одни пакеты биотита сохраняют свою интерференцию и окраску, а другие становятся бесцветными. На дифрактограммах рефлексы этого минерала не зафиксированы. Правда, Норин (Norin, 1953) показал, что в осадках Тирренского моря минералы, образованные по биотиту, на этой стадии изменения обнаруживают рефлексы иллита и хлорита. Вторая форма нахождения описываемого минерала по дан-

ным плоскопараллельных шлифов — «гармошкоподобные» образования в сплошной массе монтмориллонитовых участков некоторых туфопелитов. Возможно, это смешанослойный минерал монтмориллонит-вермикулитового состава.

Магнезиальные минералы сепиолит-пальгорскитового типа в заметных количествах присутствуют в известковом туфопелите ачкагыльского возраста, что легко определяется по электронным микрофотографиям (см. рис. 3, Б), хотя с трудом они улавливаются на дифрактограммах (см. рис. 2, Б). В значительно меньшем количестве минералы этой группы отмечены только электронной микроскопией в пелито-туффитах верхнего апшерона (Акера-45).

Широко распространены в пирокластических породах озерной фации смешанослойные образования гидрослюдисто-хлоритового ряда. В возрастном отношении они присутствуют, начиная от ачкагыла до верхнего апшерона включительно. В этих образованиях слюдистые и хлоритовые межслоевые промежутки чередуются в основном неупорядоченно. Они определены регистрацией на дифрактограммах при насыщении и нагревании при температуре 550—580°С рефлекса внутри интервала 10,2—13,6 А. Конкретное положение этого рефлекса зависит от количественного соотношения между межслоевыми промежутками указанных типов. В образце из Баласолтанлы-137 он фиксирован при 11,2 А, что соответствует содержанию в этих образованиях 33% слюдистых и 67% хлоритовых межслоевых промежутков (см. рис. 2, В).

Интенсивное вторичное изменение в рассматриваемых породах обусловлено рядом причин. Прежде всего оно связано с аридностью климата, в котором происходило накопление отложений верхнего плиоцена и постплиоцена. Об этом свидетельствует не только присутствие в отдельных породах большого количества магнезиальных минералов, но также значительная карбонатность пород и нередко присутствие гипса.

Развитию монтмориллонита, а также магнезиальных минералов в озерных условиях способствовала обогащенность последних магнием. Большое количество магния могло поступать в водоем за счет денудации на водосборах основных (габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты среднего эоцена) и ультраосновных (серпентиниты, перидотиты, дуниты и пироксиниты сантона и кампана) пород, широко развитых в пределах центральной части Малого Кавказа и его южного склона. Продукты их дезинтеграции поставлялись палеореками (палео-Акера, палео-Козлучай, палео-Кенделанчай и др.) в водоем, в котором формировались описываемые отложения.

Выше мы отмечали, что в паратуффитах аутигенное глинообразование интенсивнее, чем в ортотуффитах и в туфах. Здесь, видимо, скорость накопления туфов и ортотуффитов была причиной их слабой диагенетической переработки. В то же время паратуффиты, содержащие в преобладающем количестве осадочный материал, имели более замедленную седиментацию, способствующую более глубокой диагенетической переработке пирокластике. Наряду с этим, мы предполагаем, что поступающий собственно осадочный глинистый компонент в зоне аккумуляции выполнял роль стимулятора, ускоряющего процесс вторичного преобразования тефрового материала.

Пирокластические породы фации лав и туфов околвулканического пояса исследованы на юго-восточном склоне Малого Кавказа в Кельбаджарской наложенной мульде в разрезе района Садунлар. В этом разрезе в основании залегает туфобрекчия темно-серая с фиолетовым оттенком верхнеапшеронского возраста (Сихалибейли, 1967; Пашалы, Сулейманов, 1973). Мощность туфобрекчии до 15 м. Выше следует поток андезита мощностью 12 м, относящийся к нижнему плейстоцену. На

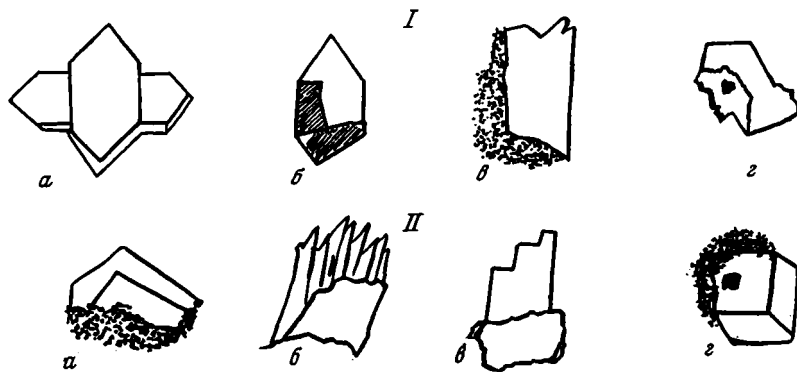


Рис. 4. Форма нахождения альбита и цеолитов в пирокластических породах фации лав и туфов околонульканического пояса

*I* — альбит: *a* — сростки, *b* — неравномерное угасание, *в* — выросты из вулканического стекла, *г* — с включением рудного минерала; *II* — цеолиты: *a, б, в* — выросты из вулканического стекла, *г* — с включением рудного минерала

последнем залегает туфобрекчия (мощность 30 м) серовато-фиолетовая, чередующаяся с кирпично-красной разновидностью. Заполнителем туфобрекчии являются туфы. Стратиграфически выше следуют туфы белые с розоватым оттенком, мощностью до 0,1 м, которые перекрываются белыми неотсортированными туфами мощностью 12 м. Они перекрыты паратуффитами (мощность 6 м), а эти в свою очередь ортотуффитами (альбитизированные суглинистые туффиты розовой и коричневой окраски) мощностью 8 м. Преобладающий минерал тяжелой фракции всех отмеченных пород — авгит, которому подчинена обыкновенная роговая обманка. В этом разрезе все породы, залегающие выше андезитового потока, затронуты вторичными процессами. Туфобрекчия, залегающая непосредственно на андезитовом потоке, интенсивно альбитизирована. Белые туфы с розоватым оттенком сильно цеолитизированы и слабее альбитизированы. Последним процессом интенсивно затронуты белые туфы, залегающие на тех, которые имеют розоватый оттенок. В них наряду с альбитом развивается и цеолит, количество которого в легкой фракции составляет 40%. Залегающие выше паратуффиты слабо альбитизированы, в то время как ортотуффиты в верхней части разреза альбитизированы интенсивно (содержание альбита в легкой фракции 70—80%) и несколько цеолитизированы. Присутствие цеолитов уменьшается от 10 до 5% в туффитах, залегающих в кровле разреза.

Альбит (рис. 4, *Ia—г*) в указанных породах часто присутствует в виде хорошо образованных призм и таблиц с пирамидальными концевыми гранями. Водянопрозрачен, редко полисинтетически сдвойникован, иногда с нерезко выраженной зональностью. Угасание в последнем случае волнистое, расходящееся от центра к периферии. Есть случаи как бы пятнистого угасания минерала, что, видимо, связано с деформацией его внутреннего строения. Нередки сростки из 2-3 индивидуумов альбита. Наблюдаются случаи, когда альбит, развиваясь по стеклу, оконтуривается по периферии зернистой массой последнего (рис. 4, *Iв*), сохранившегося от замещения. Отмечаются в альбите включения рудного минерала. На дифрактограммах альбит фиксируется по рефлексам с межплоскостными расстояниями 4,05—4,08; 3,73—3,76; 3,20—3,21 Å и др.

Цеолиты — от мелкоалевритовой до псаммитовой размерности, чаще — неправильной, реже — хорошо образованной кубической формы



(рис. 4, *IIa—z*), изотропные или слабо поляризуют. Нередки случаи, когда, замещая стекло, грани цеолита образуют выросты из массы последнего. При этом цеолит иногда сохраняет оскольчатую, зернистую и шлаковую (пемзовидную) структуру замещающей пирокластики. Встречаются друзы из мелких кристаллов цеолита.

На дифрактограммах цеолиты фиксируются по рефлексам 3,45; 2,97; 1,78; 1,40 и др., что свидетельствует о принадлежности их главным образом к анализируемому.

Вторичные изменения описываемых пород следует объяснить процессами эксгаляции, которые действуют после излияния андезитового потока и сопровождают эксплозивную деятельность вулканов Армянского нагорья. Различный состав пород, подвергшихся вторичным изменениям, обусловил различный характер последних и их интенсивность. В тяжелой фракции интенсивно цеолитизированного туфа белой окраски с розоватым оттенком преобладает биотит, являющийся производным более кислой магмы. По данным химических анализов содержание в нем  $\text{SiO}_2$  составляет 69,32% (табл. 1). Во всех других породах преобладающим цветным компонентом тяжелой фракции являются пироксены, в частности авгит, иногда в ассоциации с энстатитом. В них содержание  $\text{SiO}_2$  не превышает 58,5%, т. е. они являются производными более основной магмы. Слабую альбитизацию паратуфитов мы склонны объяснить значительной примесью в них собственно осадочного материала.

Таблица 1

**Химический состав пирокластических пород фации лав и туфов околонулканического пояса**

Компоненты химического состава	Цеолитизированный туф	Туфит неотсортированный	Компоненты химического состава	Цеолитизированный туф	Туфит неотсортированный
	обр. 349	обр. 347		обр. 349	обр. 347
$\text{SiO}_2$	69,32	58,54	$\text{SO}_3$	<0,01	0,03
$\text{Al}_2\text{O}_3$	16,62	16,03	CaO	0,71	3,00
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,62	5,46	MgO	—	1,90
FeO	0,07	0,72	$\text{K}_2\text{O}$	5,20	3,40
$\text{TiO}_2$	0,25	0,52	$\text{Na}_2\text{O}$	5,40	4,00
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,24	0,16	п/пр	0,12	5,80
MnO	0,03	0,08	$\Sigma$	100,58	99,64
			$\text{H}_2\text{O}$	0,11	2,25

Резюмируя изложенное выше на примере пирокластических пород верхнеплиоцен-плейстоценовых отложений Азербайджана, можно прийти к следующим выводам.

1. Наиболее интенсивной переработке по масштабности и характеру вторичных изменений подвержен тефрогенный материал фации лав и туфов околонулканического пояса (табл. 2), где значительное влияние оказывают гидротермальные процессы, сопутствующие поствулканической деятельности вулканов.

2. В морской прибрежной фации на степень изменения пирокластики кроме условий седиментации и возраста оказывает влияние гранулометрический состав пирокластики, ее химизм и примесь собственно осадочного материала. Примером могут служить туфы апшеронских и четвертичных отложений этой фации. Первые из них, несмотря на более древний возраст, остались почти не затронутыми вторичными процес-

## Вторичные изменения пирокластических пород различных фаций верхнего плиоцена и плейстоцена Азербайджана

Возраст	Фация	Породы	Мощность, м	Окраска	Преобладающие минералы тяжелой фракции	Вторичные процессы		
Верхний плиоцен	Ачкагыл	Морская	Прибрежная	Псаммитовые туфы	до 0,3	Бурая	Биотит	Лимонитизация, гидрослюдитизация, монтмориллонитизация (бейделлит), незначительная цеолитизация Интенсивнее гидрослюдитизация, кроме бейделлита развиваются см-сл минералы бейделлит-гидрослюдистого состава Интенсивнее, чем в прибрежных гидрослюдитизация, монтмориллонитизация, больше см-сл бейделлит-гидрослюдистых образований, хлоритизация, эпидотизация. Биотит гаснет волнисто. Указанные процессы протекают более интенсивно Монтмориллонитизация, гидрослюдитизация, цеолитизация, кальцитизация, слабая вермикулитизация, глауконитизация, см-сл хлорит-гидрослюдистого ряда, палыгорскитизация. (В пелитовых туфах эти процессы интенсивнее). Указанные процессы проявляются интенсивнее Не изменены Монтмориллонитизация см-сл гидрослюдисто-монтмориллонитового ряда, хлоритизация, цеолитизация То же
			Относительно глубоководная	Туфы Ортотуффиты	} От псаммитовых до пелитовых	0,2	Желтовато-белесоватая и белесоватая	
		Озерная	Туфы от псаммитовых до пелитовых	0,3		Светло-серая, серовато-бурая, серовато-желтая		
			Морская	Туфопесчаники	1	Белесоватая сероватых, зеленоватых и буроватых оттенков	Роговая обманка	
Прибрежная	Псаммитовые туфы	0,2	Светло-серая	Роговая обманка, меньше биотит				
Относительно глубоководная	Пелитовые ортотуффиты	0,1	Белесоватая	Авгит и энстатит (преобладает)				
Верхний плиоцен	Ачкагыл	Морская	То же	Пелитовые туфы	0,15	То же	Авгит	

Плейстоцен	Бакинский горизонт	Апшерон					
			верхний				
			нижний	Озерная			
				Лав и туфов около-вулканического пояса			
				Пелитовые ортотуффиты (пелитотуффиты)	1,5	Белесоватая с буроватым оттенком	Монтмориллонитизация пелитотуффитов. В меньшей мере гидрослюдитизация, цеолитизация, кальцитизация, слабая хлоритизация, вермикулитизация, глауконитизация, см-сл хлорит-гидрослюдистого ряда, палыгорскитизация То же, но с меньшей интенсивностью
				Псаммитовые ортотуффиты	до 1	Белесоватая с зеленоватым оттенком	
				Псаммитовые туфы	7	Синевато-серая	
				Пелитовые паратуффиты (туфопелиты)	2,5	Белесоватая с буроватым оттенком	Роговая обманка
				Туфобрекчия	30	Серовато-фиолетовая и кирпично-красноватая, белая с розоватым оттенком	Авгит, подчинена роговая обманка
				Туфы	0,1		
				Несортированный туф	12	Белая	Интенсивная альбитизация, меньше цеолитизация
				Паратуффиты	6	Серовато-белесоватая	Слабая альбитизация
				Ортотуффиты	8	Розовая и коричневая	Интенсивная альбитизация, слабая цеолитизация

сами, так как являются дериватами более кислой магмы. Вторые, т. е. четвертичные, как более основные, несколько изменены.

3. Между степенью изменения туфов и туффитов относительно глубоководной морской фации и их гранулометрическим классом существует обратная, а между степенью изменения и возрастом, а также количественным содержанием собственно осадочного пелитового материала — прямая зависимость. Собственно осадочный материал, как было сказано выше, в зоне аккумуляции оказывает стимулирующее действие на вторичные изменения пирокластике. Кроме того, степень переработки пирокластике зависит от геохимических особенностей бассейна седиментации и климатических условий. Аридный климат, благоприятствуя испарению, повышает солевой режим бассейна, способствуя таким образом более активной переработке пирокластике. К аналогичным выводам можно прийти и в отношении вторичных изменений пирокластике озерной фации, правда глубина этих изменений по сравнению с морскими фациями (относительно глубоководными) несколько ограничена.

4. Наиболее благоприятные фации для интенсивной переработки пирокластических пород, вплоть до возможного формирования полезных ископаемых — фации лав и туфов околвулканического пояса и относительно глубоководные морские фации.

5. В начальных стадиях изменения пирокластического материала из глинистых минералов возникает бейделлит, который в дальнейшем трансформируется в зависимости от физико-химических условий среды в гидрослюду или в монтмориллонит. При этом богатая калием морская среда способствует преобразованию бейделлита в гидрослюду через смешанослойные глинистые образования бейделлит-гидрослюдистого ряда, а магний благоприятствует трансформации бейделлита в монтмориллонит через смешанослойные образования бейделлит-монтмориллонитового ряда.

6. Немаловажную роль в процессе преобразования вулканического материала в морской среде играет проницаемость пирокластических пород, с возрастанием которой идет более глубокая и быстрая переработка тефрогенного компонента.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Авдусин П. П.* Пирокластические осадки в третичном комплексе пород северо-восточного Азербайджана.— Нефт. хоз-во, 1935, № 10.
- Азизбеков Ш. А.* Вулканические пеплы Азербайджана.— Тр. Ин-та геологии АН Азерб.ССР, т. 13. Баку, 1947.
- Дзоценидзе Г. С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Дзоценидзе Г. С., Хворова И. В.* Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. Тбилиси, 1970.
- Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М., Сандлер Г. Д.* Пирокластические породы морской и континентальной фации антропогена Азербайджана.— В сб.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород, Тбилиси, 1970.
- Пашалы Н. В., Сулейманов Д. М.* Литологические особенности и возраст акеринской, сисианской и герюсинской свит юго-восточного склона Малого Кавказа.— ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5.
- Ратеев М. А.* Аутигенное глинообразование при вулканогенно-осадочном литогенезе.— В кн.: Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого, т. I. М., «Наука», 1968.
- Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. III (История тектонического развития). Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1967.
- Green-Kelly K.* Identification of montmorillonoids.— Journ. Soil. Sci., 1957, 4, 233—237.
- Norin E.* Occurrence of authigenic illitic mica in sediments of the Central Tyrrhenian sea.— Bull. Geol. Inst. Uppsala, 1953, 34.