

© Ад.А.Алиев, Т.М.Сарыджалинская, 2011

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛОГИИ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД – ВЫБРОСОВ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ АЗЕРБАЙДЖАНА

Ад.А.Алиев, Т.М.Сарыджалинская

*Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г. Джавида, 29A*

В статье рассмотрены стадии литогенеза твердых выбросов наземных и морских грязевых вулканов по данным изучения глинистых минералов и структурно-минералогических изменений пород, выделены парагенетические ряды совместного осаждения минералов и их превращений, характерных для процессов диа- и катагенеза. Определены две генетические разности смектита и три генерации кальцита. В составе пород грязевулканической брекции впервые установлены высокотемпературные минералы – санидин и адуляр из группы полевых шпатов и микролиты кварца.

Исследование пород грязевулканических брекций представляет научно-теоретический и практический интерес как с точки зрения нахождения их на больших глубинах, не вскрытых еще разведочным бурением, так и выяснения влияний постседиментационных процессов на вторичные преобразования пород, которые могут быть использованы для выявления перспектив нефтегазоносности глубокозалегающих отложений.

Вторичные процессы, развивающиеся в породах грязебрекций, сопровождаются регенерацией, гравитационной коррозией, кальцинизацией, выщелачиванием, перекристаллизацией, хлоритизацией, образованием аутигенных минералов и другими факторами. Происходящие в них изменения влекут за собой структурные преобразования. Если процессы регенерации приводят к образованию вторичных структур гравитационного уплотнения, то процессы распада отдельных минералов вызывают разуплотнение.

Катагенез пород и трансформация глинистых минералов – сложный процесс, протекающий в длительном геологическом времени под действием взаимосвязанных и взаимообусловленных природных факторов. Поэтому выявить влияние каждого из них, дать количественную оценку интенсивности того или иного фактора – задача сложная. Напи исследований сводились к тому, чтобы выяснить минеральный состав тонкопелитовой (<0,001 мм) и алевритовой (0,1-0,001 мм) фракций пород и характер их изменений в интервале времени палеоцен – миоцен. Исследованием охвачены твер-

дые продукты извержений около 50 наземных и морских грязевых вулканов, произошедших в период 1987-2007 гг. (рис.1) (Алиев и др., 2009).

Были изучены глинистые минералы, как глин, так и пород с доминирующим содержанием глинистого материала (мергели, аргиллиты, неотсортированные породы). Исследование проводилось методами рентгеновской дифрактометрии Хеировым М.Б., а также иммерсионного анализа.

Дифрактометрические кривые сняты на дифрактометре общего назначения (ДРОН-2) на отфильтрованном медном излучении (Cu K_α) при режиме трубки 35 кв, 12 mA. С каждого образца снято по 4 дифрактограммы:

1 – с ориентированного препарата всей массы образца; 2-4 – с ориентированных на стеклянных пластинках препаратов тонкопелитовой фракции (2 – в воздушно-сухом состоянии образца), 3 – после насыщения его глицерином, 4 – после нагрева образца при 580-600°C (рис.2-4).

Глинистые минералы определены в основном базальными рефлексами первого и более высокого порядка (001), характерными для них.

Для гидрослюды характерна регистрация рефлекса (001) при 0.98 – 1.00 нм, стабильного как при насыщении образца глицерином, так и при нагреве его до 580-600°C.

Для каолинита характерна регистрация базального рефлекса (001) при 0,712-0,714 нм, стабильного при насыщении глицерином и исчезающего при нагреве образца в температурном режиме 580-600°C в результате перехода его в рентгеноаморфное состояние.

Базальный рефлекс (001) смектита фиксируется на дифрактограмме воздушно-сухого образца внутри интервала 1,20-1,45 нм. Конкретное положение его зависит от содержания и состава межслоевых катионов (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Al^{3+} и др.). При этом указанный рефлекс смещается в сторону больших углов отражения с возрастанием содержания одновалентных ионов и, наоборот, в сторону меньших углов отражения с увеличением содержания двух и трехвалентных ионов. При

насыщении образца глицерином данный рефлекс смещается в сторону меньших углов отражения и после насыщения образца глицерином фиксируется при межплоскостном расстоянии 1,77-1,78 нм, далее сокращается до 0,96-0,98 нм после нагрева образца.

Базальный рефлекс (001) хлорита на дифрактограммах воздушно-сухих образцов покрывается рефлексом (001) смектита, и проявляется при межплоскостном расстоянии 1,39 нм после нагрева образца.

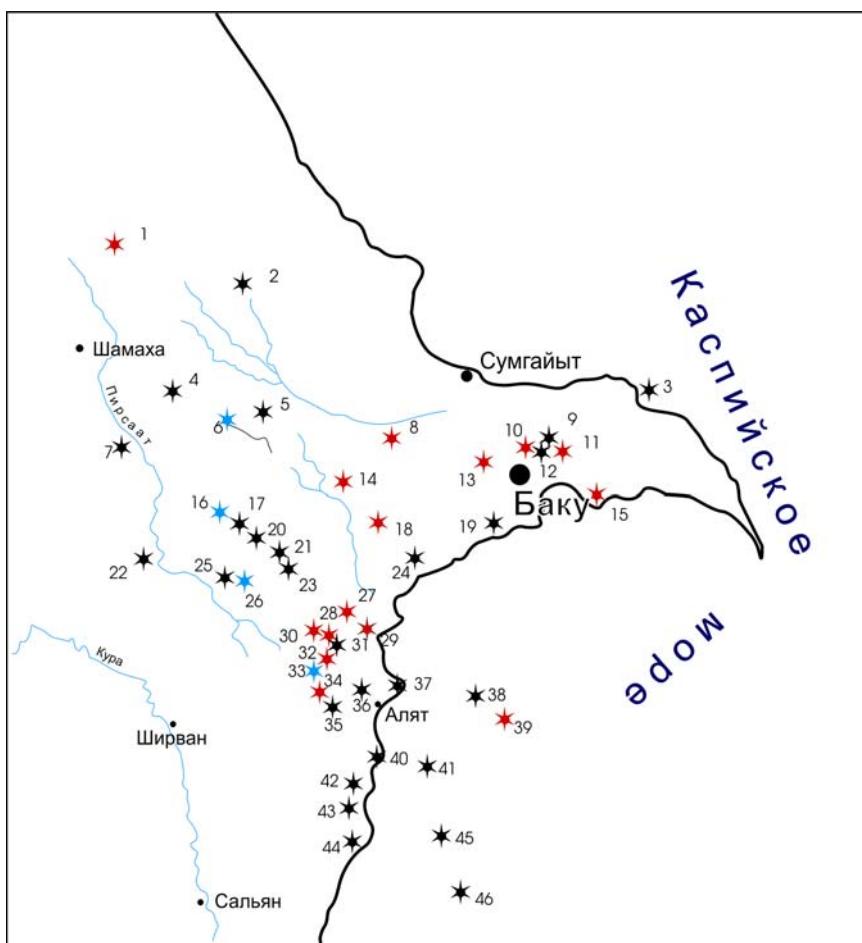


Рис. 1. Извержение грязевых вулканов Азербайджана (за период 1987-2007 гг.)

Усл.обозначения:

- 1 – Гызмейдан (2), 2 – Гасымкенд, 3 – Пильпилия Бузовнинская, 4 – Джейрли, 5 – Бозаахтарма, 6 – Шыхзарли (5), 7 – Гушчу, 8 – Учтепе (3), 9 – Кечалдаг, 10 – Боздаг-Гобу, (2), 11 – Кейреки (4), 12 – Боздаг-Гёкмалы, 13 – Боздаг-Гюздек (3), 14 – Гарыджа (3), 15 – Пильпилия Зыхская (2), 16 – Аязахтарма (5), 17 – Шейх Новруз, 18 – Чапылмыш (2), 19 – Локбатан, 20 – Нардаранахтарма, 21 – Сулейманахтарма, 22 – Ахтармарады, 23 – Чеилдаг, 24 – Отманбоздаг, 25 – Гарабуджак, 26 – Шеки-хан (7), 27 – Торагай (2), 28 – Готур (4), 29 – Беюк Кянизадаг, 30 – Дурандаг (2), 31 – Агтирме (4), 32 – Солахай (3), 33 – Оюг (2), 34 – Айрантекен (3), 35 – Готурдаг, 36 – Дашибиль, 37 – Бахар, 38 – о.Зенбил, 39 о.Хара-Зиря (3), 40 – Хамамдаг, 41 – о.Гарасу, 42 – Агзыбир, 43 – Довшандаг, 44 – Бяндован, 45 – Санги-Мугань, 46 – Чигил-дениз

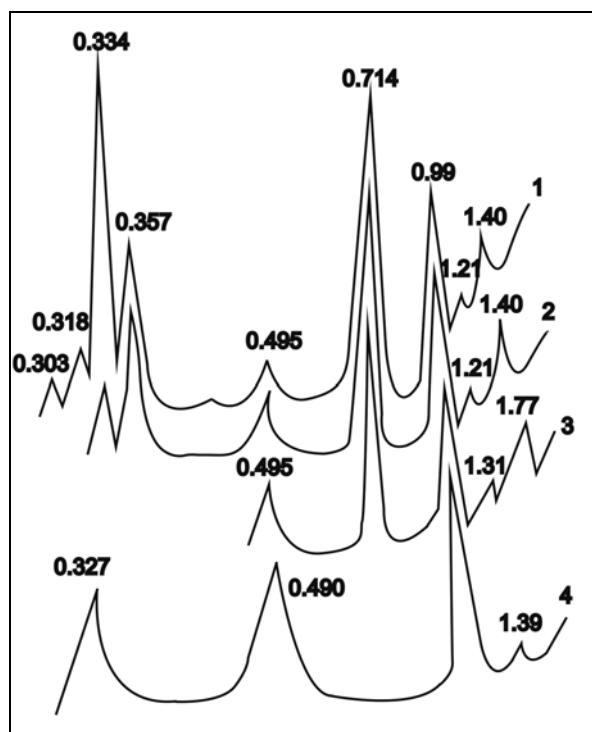


Рис. 2. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана о. Хара-Зиря

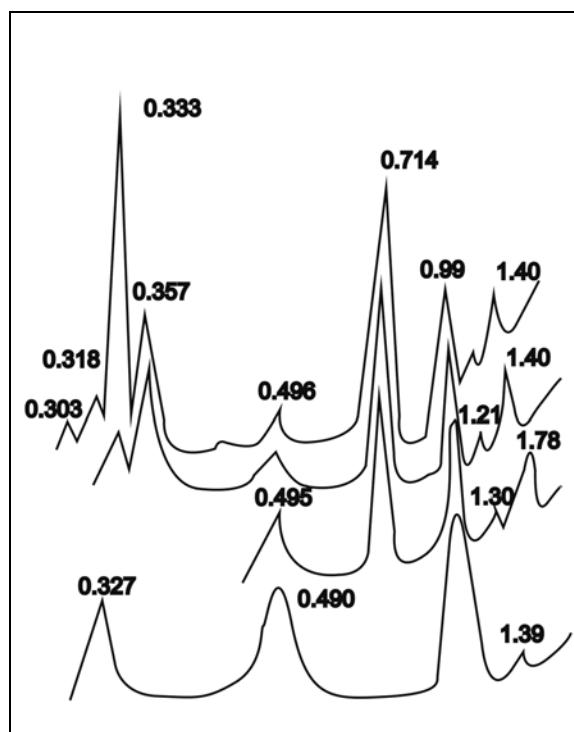


Рис. 3. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана о. Санги-Мугань

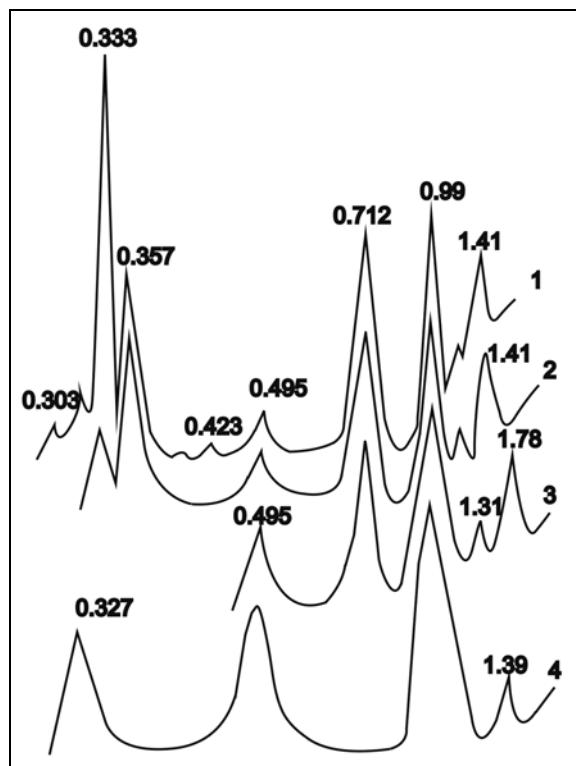


Рис. 4. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана Боздаг-Гюзде

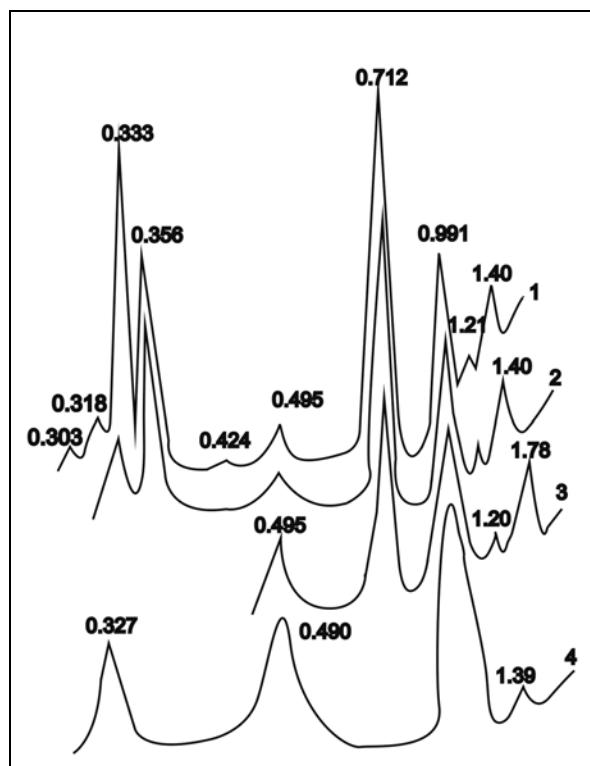


Рис. 5. Дифрактограммы глинистых фракций пород грязевого вулкана Бяндован

Смешаннослойные глинистые образования с неупорядоченным чередованием слоев смектита и гидрослюд определяются рефлексом, фиксированном на дифрактограмме воздушно-сухого образца при 1,11-1,30 нм. Рефлекс смещается в сторону меньших углов отражения после насыщения образца глицерином и после прогрева его совпадает с рефлексом (001) смектита и гидрослюд.

Количественная оценка глинистых минералов производилась сопоставлением площадей пиков базальных рефлексов первого порядка на дифрактограммах тонкопелитовой фракции с учетом способности отдельных минералов рассеивать рентгеновские лучи.

Анализ дифрактограмм позволяет отметить, что основными составляющими почти всех изученных пород являются гидрослюда, каолинит. Смектит отмечается в небольшом количестве, встречаются также примеси хлорита и смешаннослойных гидрослюдисто-смектитовых образований.

Как видно из таблицы 1, в количественном отношении в составе глинистых минералов по отдельным районам и структурным единицам определенной закономерности не наблюдается. Согласно средним содержаниям минералов, гидрослюды больше в породах Абшеронского полуострова, каолинита – Бакинского архипелага, смектита – ЮВ Ширвани (табл. 2).

Генетически гидрослюдистые глины близки к каолинитовым, отличаются от них повышенным содержанием щелочей. Известно, гидрослюда может образоваться в различных условиях среды, но преимущественно в нейтральной, слабощелочной и слабокислой, каолинит и лимонит – в кислой. Интересно, что повышенные значения (до 95%) лимонита в тяжелой алевритовой фракции коррелируются со значительными концентрациями (93%) гидрослюды в пелитовой части породы грязебрекчий вулкана Боздаг-Гюздек. Аналогичная картина наблюдается в изученных породах из вулканов Хара-Зиря и Санги-Мугань (Бакинский архипелаг). В первом случае тонкопелитовая фракция содержит каолинит в количестве – 55%, во втором – 45%, а тяжелая фракция лимонит – 90 % и 75% соответственно. Повышенное количество каолинита, вероятно, связано с наличием в этих отложениях

природных газов (углекислого, метана, сероводорода и др.).

Каолинита до 65% отмечено в образцах пород из брекчии вулкана Б. Кянизадаг. Можно считать, что каолинит здесь является не механической терригенной примесью, а представляет собой аутигенное образование. Он может быть продуктом деградации исходного силикатного материала. Этот процесс, по существу, приводит к образованию псевдоморфоз каолинита по гидрослюдам, калиевым полевым шпатам и основным плагиоклазам или они образуются в результате кристаллизации из растворов SiO_2 и Al_2O_3 . В образовании каолинита также принимают участие гумусовые вещества, входящие в состав пород рассмотренных брекчий.

Ниже приводятся данные о предельных и средних значениях глинистых минералов по грязевулканическим районам (табл. 1, 2).

Содержание смектита в выбросах вулкана Бяндован (ЮВ Ширвань) до 24% встречается одновременно с появлением в легкой фракции вулканического стекла (12%), цеолита (9%), и в тяжелой из моноклинных пироксенов – авгита (7%). Это можно объяснить тем, что формирование смектита связано с постседиментационной переработкой эксплозивного материала и продуктов разрушения пирокластических пород плиоценовых отложений горных сооружений Боздага, Дуздага, Караджи. То же самое наблюдается в изученных породах из вулкана Кечалдаг (Абшеронский полуостров), где тонкопелитовая фракция содержит до 25% смектита, легкая фракция – 8% вулканического стекла, 13%, цеолита, тяжелая – 5% авгита. Приведенные данные позволяют предположить не только изначальную пирокластическую природу смектита, но и образование его за счет осаждения коллоидных частиц соответствующих глинистых минералов или путем выщелачивания отдельных типов пород, в частности известняков.

Структурно-текстурные особенности рассматриваемых пород во многом тождественны стадиям ката- и метагенеза, которые характеризуются повышенной плотностью, отсутствием пластичности, способностью к расщеплению. Встречаются камнеподобные с острыми режущими краями обломки кремнистых пород, известняков, песчаников, мергелей.

лей, аргиллитов, а также аргиллитизированные сланцеватые глины, среди которых встречаются песчано-алевритовые глины неплотные, рассыпчатые, но сохранившие сланцеватость.

Признаки метаморфизации проявляют себя появлением тонкой трещиноватости на поверхностях пород и минералов, а также увеличением размеров минералов. Глинистые породы превращаются в зеленые сланцы, известняки – в мраморизованные известняки, сланцеватые аргиллиты. Биотит переходит в

пакеты мусковита, хлорита; лимонит в гётит; ильменит в лейкоксен. Смектит – это смешаннослоистая фаза гидрослюда – смектит – гидрослюда, т.е. здесь наблюдаются парагенетические ряды превращений минералов. Эти видоизменения в основном обузыны термодинамической неравновесности минералов, входящих в состав этих пород. Смектит и смешаннослоистые гидрослюдисто-смектитовые образования переходят в более стабильные гидрослюдистые фазы.

Таблица 1

Пределы колебаний и средние содержания минералов в глинистых породах грязебрекций

Стратиграфический возраст пород	Гидрослюда	Смектит	Каолинит	Хлорит	Смешанно-слойные образования
Гобустан					
Миоцен	24-55*	4-10	21-31	Сл. - 5	Сл. - 5
	32	6	24	3	2
Олигоцен	24-26	6-7	24-26	3-4	Сл. - 3
	25	6,5	25	3,5	2,0
Эоцен	20-36	5-26	14-24	5-5	1-3
	30	11	17	5	2
Палеоцен	20-36	6-10	24-45	Сл. - 5	Сл. - 5
	28	8	34	3	3
Абшеронский полуостров					
Миоцен	22-26	5-15	15-25	4-6	Сл. - 3
	24	10	20	5	2
Палеоцен	30-36	10-14	15-29	5-5	Сл. - 2
	33	12	22	5	1
Бакинский архипелаг					
Миоцен	21-22	8-14	30-42	3-5	Следы
	21,5	11	36	4	Следы
Палеоцен	28	12	28	4	-
Нижнекуринский НГР					
Эоцен	24	12	27	5	Следы

*в числителе – пределы колебаний, в знаменателе – средние содержания

Таблица 2

Средние значения глинистых минералов по районам

Районы	Средние значения глинистых минералов (%)		
	Гидрослюда	Каолинит	Смектит
Гобустан	31,43	25,5	6,75
Абшеронский п-ов	42,5	23,2	10,7
Юго-Восточная Ширвань	31,0	29,0	22,0
Бакинский архипелаг	32,5	48,6	13,7

Преобразование глинистых минералов в процессе метаморфизации отмечал и Н.М. Страхов (1960, 1973). Глинистые минералы, особенно их разбухающие разности, в частности смектит, у которого большая емкость поглощения и резко выраженные свойства расширения межслоевых промежутков на стадиях диа- и катагенеза, претерпевают существенную трансформацию. В процессе трансформации выделяется масса пленочной, порово-капиллярной, межслоевой воды, которая впоследствии приводит к возникновению аномально-высокого порового давления (АВПД), что способствует течению процессов катагенеза. По данным Б.К. Прошлякова и др. (1986), при погружении от поверхности до 6000-8000 м из каждого кубического километра осадочной породы отжимается до 350-400 млн.т. свободной воды. Помимо аномально высокого порового давления для трансформации смектита в ненабухающие минералы необходимо присутствие всех элементов, из которых построены кристаллические решетки минералов. Например, в богатой магнием щелочной среде смектит преобразуется в хлорит, а в насыщенной калием – в слюды.

Преобразование смектита в гидрослюду отмечалось А.Г. Коссовской и В.Д.Шутовым (1956). Повышенное количество гидрослюды в глинистых породах выбросов грязевых вулканов послужило основанием говорить о том, что под влиянием давлений, температуры, в присутствии щелочных растворов развивается процесс дегидратации смектита с переходом его в гидрослюду при соответствующем геохимическом режиме. В свою очередь, возможен и обратный процесс, т.е. переход гидрослюды в смектит при разуплотненности пород. Этому может способствовать отжимание из пород в свободное состояние как пленочной, порово-капиллярной, межслоевой, так и связанный воды, которая обладает повышенной растворяющей способностью. В результате в раствор переходят легко растворимые соли, находящиеся в твердом состоянии в порах пород. В качестве примера могут служить изученные породы грязевого вулкана К.Мараза, когда вследствие его извержения в 1986 г. было вынесено большое количество прослоев соли белого и желтого цвета.

Минералы: кварц, полевые шпаты, биотит, мусковит, роговая обманка обыкновен-

ная, хлорит, турмалин и др. в изученных образцах пород подвергнуты процессу выщелачивания. Следует отметить, что кварца в исследуемых породах в среднем содержится 2-4%, несколько больше его микролитов – до 11%. По Е.С.Кабановой (1960), содержание выщелоченного кварца при температуре 50⁰С в 1,7 раза выше, чем при 25⁰С. Согласно Б.К. Прошлякову и др. (1986), кварц корродирует на небольших глубинах – первых сотнях метров, и при погружении на 1200 м происходит его растворение и регенерация. На растворимость минералов большое влияние оказывают также кремнекислые растворы с высоким содержанием SiO₂, CO₂. Данные химического анализа показывают, что содержание SiO₂ в породах брекчии в 2-3 раза выше значений кларка для осадочных пород. В породах вулкана Сулейманахтарма оно составляет 64,56% а его кларк равен 26,1 (Иванова, 1994).

На неустойчивость минералов в зоне аномального разуплотнения влияет и фактор перекристаллизации пелитоморфного и тонкозернистого кальцита в более крупные зерна этого минерала, заполняющего поры, пустоты и трещины (фото 1,2). В результате процесса перекристаллизации на поверхностях вынесенных грязевыми вулканами обломков пород образуются жилы, корки (фото 3,4).

В разуплотнении пород немаловажное значение имеют процессы регенерации (дорастание, обрастание), которые влияют на их гранулометрический состав, обуславливая укрупнение и некоторую потерю плотности. В процессе дорастания вокруг исследуемых минералов образуются каемки того же состава, что и само зерно. Такие каемки фиксируются реже, обычно вокруг зерен полевых шпатов и кварца. Чаще встречаются каемки обрастания, отличающиеся по своему минеральному составу от обрастающего ими минерала. Они представлены кальцитом, лимонитом, хлоритом, кремнистыми и другими образованиями.

Следует также отметить, что в составе грязевулканической брекчии обычно грубообломочные породы преобладают над глинами и неотсортированными разностями. Кремнистые породы – мелкозернистые, пелитоморфные; известняки – микрокомковатые, органогенно-комковатые, оолитовые, пелитоморфные, состоящие из кальцита; песчаники – крупно-

среднезернистые. Находясь в тектонически активных зонах, многие из них поддаются трещинообразованию, часто трещины пересекаются между собой обуславливая брекчевидную структуру. Заполнителем трещин в основном служит кальцитовый материал, реже кремнистый. Микротрещины и поры (фото 4) оказывают положительное влияние на фильтрационные свойства пород. Положительное влияние на коллекторские свойства могут оказывать и вторичные процессы при трансформации пелитоморфных, мелкозернистых доломитов, известняков, песчаников и др. в крупнозернистые, в то же время вторичные процессы могут иметь локальный характер (фото 5).

Анализ фактического материала – выбросов грязевых вулканов Азербайджана, позволяет сделать следующие выводы:

Состав глинистых минералов в тонкопелитовой фракции пород брекчии отличается сравнительной простотой. Это гидрослюды, каолинит, смектит. В небольшом количестве содержатся хлорит и смешаннослойные фазы гидрослюдисто-смектитового ряда.

Глинистые минералы, особенно разбухающие их разности, претерпевают существенную трансформацию в связи с изменением термобарических параметров. Эти изменения

приводят к упрощению и выравниванию ассоциации глинистых минералов независимо от их литологического состава. Таким образом, сокращается роль разбухающих минералов и растет количество жестких – гидрослюды, каолинита.

Смектит присутствует в виде двух генетических разностей. Первая – продукт переработки туфогенного материала. Вторая – связана с процессом деградации или смектитизации гидрослюд. Смектит первой разновидности диагностируется по присутствию на дифрактометрических кривых рефлексов 1,24 нм (На-разновидность) и 1,54 нм (Са-разновидность). Смектит второй разновидности характеризуется на дифрактометрических кривых асимметрией рефлекса 1,0 нм в сторону уменьшения угла отражения.

На трансформацию глинистых минералов, в частности смектита в гидрослюд, и переход последней в смектит существенное влияние оказывает гидрохимическая обстановка в бассейне осадконакопления. Следовательно, в процессе преобразования глинистых минералов в зоне катагенеза следует учитывать как термобарические факторы, так и деятельность подземных вод, их взаимодействие с вмещающими породами.



Фото 1. Известняк. Трещины выполнены пелитоморфным кальцитом и крупными его наростами (5 мм и более). Вулкан Сулейманахтарма



Фото 2. Известняк с порами различных размеров. Вулкан Айрантекен



Фото 3. Песчаник с коркой кальцита 2 x 3 см. Вулкан Хамамдаг



Фото 4. Песчаник, покрытый мелкими друзами кальцита.
Вулкан Айрантекен



Фото 5. Песчаник, расколотый на 2 части с порами 1x2 см и заполненный минералом арагонит.
Вулкан Сулейманахтарма

Выявлены парагенетические типы совместного осаждения минералов и их превращений. У первых образование минералов происходит совместно: гидрослюдя – лимонит; каолинит – лимонит, что характерно для процесса диагенеза. В другом случае наблюдается превращение одних минералов в другие: вулканическое стекло – цеолиты – смектит; смектит – смешаннослюдовая фаза – гидрослюдя – смектит – гидрослюдя; биотит – мусковит – хлорит; лимонит – гётит; ильменит – лейкоксен. Такие изменения отмечаются в процессах ката- и метагенеза.

Стадии лито- и метагенеза пород грязевулканической брекции определены не только по данным изучения глинистых минералов, но и по структурно-минералогическим изменениям пород.

В составе пород грязевулканической брекции впервые установлены высокотемп-

ратурные минералы – санидин, адуляр из группы полевых шпатов и микролиты кварца.

ЛИТЕРАТУРА

- АЛИЕВ, АД.А., ГУЛИЕВ, И.С., РАХМАНОВ, Р.Р. 2009. Каталог извержений грязевых вулканов Азербайджана (1810-2007 гг.). Nafta-Press. Баку. 110.
- ИВАНОВА, В.В. 1994. Геохимия элементов. Книга 1. Недра. Москва.
- КАБАНОВА, Е.С. 1960. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах. В сб.: *Кора выветривания*. Изд. АН СССР, 3, 351-359.
- КОССОВСКАЯ, А.Г., ШУТОВ, В.Д. 1956. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья. *Тр. ГИН.АК СССР*, 5, 135-168.
- ПРОШЛЯКОВ, Б.К. и др. 1986. Катагенез пород в глубокопогруженных частях осадочных бассейнов. *Литология и полезные ископаемые*, 5, 127-130.
- СТРАХОВ, Н.М. 1960. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР. Москва. 200.
- СТРАХОВ, Н.М. 1973. *Литология и полезные ископаемые*, 6, 33.

Рецензенты: д.г.-м.н. М.Н.Мамедов, вед. науч. сотр. И.А.Алиев