

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 551.217.2 (470.67)

ПРОЯВЛЕНИЕ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА

В. У. Мацапулин, Е. В. Тулышева, С. И. Исаков, А. Р. Юсупов

Институт геологии ДНЦ РАН

В результате проведенных исследований на территории северной части альпийского орогена Восточного Кавказа, его сочленения с Терско-Каспийским передовым прогибом (Дагестан) установлены проявления вулканических пеплов с признаками их местного образования, в отличие от предшествующих исследований, в результате которых вулканические пеплы, установленные в Южном Дагестане были отнесены к перенесенным со смежных территорий на расстояние до 200–300 км. Выделены процессы, сопровождающие становление вулканических пеплов.

Researches in the northern part of the Alpine orogen of the Eastern Caucasus and its junction with the Terek-Caspian foredeep (Daghestan) resulted in finding the displays of volcanic ash with the signs of their local origin in contrast to the previous studies in which those, found in the southern Dagestan, were attributed to adjacent areas at the distance of 200–300 km. Processes accompanying formation of volcanic ash were detected.

Ключевые слова: эндогенные проявления; вулканические пеплы; пласты нагнетания; карбонатизация; окремнение; ожелезнение; межпластовые контакты; флюиды; тектонические полости.

Keywords: endogenous displays; volcanic ash; layers of injection; carbonation; silicification; iron accumulation; interstratal contacts; fluids; tectonic cavity.

Введение. Кайнозойский вулканизм Восточного Кавказа, включая Дагестан, слабо изучен, и его проявления в виде пластов вулканических пеплов до настоящего времени были известны только в южной части республики. Изучение этого процесса в регионе осталось в «тени» геологических исследований. Вулканическая деятельность и магматизм имеют огромное значение для геологии того или иного региона в связи с геодинамикой, минералогией и рудообразованием, а современные процессы – и для экологии окружающей среды [1]. Одна из характерных форм проявления вулканизма – извержение пеплов.

На Северном Кавказе проявления новейшего вулканизма выделяются в двух провинциях [1–4] Большого Кавказа и Предкавказья в виде изолированных районов. В Терско-Сулакском краевом прогибе выделено грозненское проявление вулканизма с плейстоценовым извержением андезитов [5, 6]. В центральном сегменте Большого Кавказа выделяются Эльбрусская и Казбековская вулканические области с проявлением липарит-андезит-дацитовой магмы различных фаций вплоть до туфов, туфолав и пеплов плейстоценового возраста. К Эльбрусской области отнесены Минераловодский, Чегемский, Эльбрус-Кюнгенский районы. К Казбековской области – Казбекский, Джавский, Кельский районы с проявлениями кислого вулканизма от позднего плиоцена, плейстоцена и до голоцена.

На Восточном и Юго-Восточном секторах Большого Кавказа авторы отмеченных выше работ новейшего вулканизма не выделяют. В последнем (секторе) кайнозойский вулканизм в виде широко развитых проявлений вулканических пеплов выделяет автор [7]. На территории Дагестана вулканические пеплы отмечаются в работах [6–13]. В Дагестане Л.И. Горбунова [13] выделяет на границе нижнего и верхнего мела в районе селений Акуша, Мурада, Цудахар слой (0.1–0.15 м) бледно-зеленой глины монтмориллонитового состава и относит ее образование за счет

вулканического пепла. Г.К. Керимов и др. [10, 11] отмечают находки вулканических пеплов в отложениях позднего плиоцена-плейстоцена в Южном Дагестане. Ими же отмечаются монтмориллонитовые глины в четвертичных отложениях, формирование которых связывают с преобразованием вулканических пеплов.

Отмеченные выше авторы, занимавшиеся пеплами, не находят признаков местного проявления вулканического материала (они не рассматривали имеющиеся у них данные в этом аспекте), а следовательно, и вулканических процессов на территории (сочленения альпийского орогена Восточного Кавказа с Терско-Каспийским передовым прогибом), и считают, что вулканические пеплы привнесены с территории Юго-Восточного Кавказа и Южного склона Восточного Кавказа. Это явилось основанием считать территорию, расположенную севернее диабазовых поясов (Качетинского и Казбекского, в пределах Главного и Бокового хребтов), амагматической.

Площади с проявлениями вулканических пеплов. При проведении полевых работ (2006–2007 гг.) мы впервые установили проявления пеплов в Буйнакском и Левашином районах (Центральный Дагестан) [14–16]. В геологическом отношении район установления – структура Дагестанского клина, северные склоны Гимринского и Кулимеэрского хребтов, сложенные ниже- и верхнемеловыми карбонатными отложениями, перекрывающимися к северу терригенными песчано-глинистыми породами, и, в частности, в местах находок вулканических пеплов – чокракскими кварцевыми, слабощементированными песчаниками.

В последующее время (2008 г.) нами были установлены проявления пеплов и продуктов, связанных с ними, и в других районах Дагестана и более детально изучены ранее выявленные находки вулканических пеплов [16, 17]. То, что мы установили проявления тефры в других (ранее не известных) районах Дагестана (центральном, западном), конечно, представляет большой интерес для геологии региона, но еще больший интерес представляют впервые установленные признаки местного образования этих продуктов вулканизма в местах их находок. Это уже позволяет говорить о наличии вулканизма на территории, считавшейся амагматической. Установлено несколько площадей с проявлениями пеплов и сопровождающих их процессов. Ниже мы их описываем.

Буйнакская площадь. Северо-западная окраина г. Буйнакск, территория, прилегающая к юго-восточной стороне дороги Буйнакск – Гимры. В придорожном небольшом карьере вскрыт пласт пеплов видимой мощностью до 1.5 м, прослеженный на протяжении 30–40 м. Залегает он на аллювиально-делювиальных отложениях – мелкая плоская галька и слабоокатанные обломки известняков с песчано-глинистым наполнителем. Пепел белого и желтоватого цвета перекрыт почвенно-растительным слоем. Местами верхняя кромка пласта пеплов доходит до растительного слоя и в виде своеобразных окон просматривается на поверхности. Для пеплов (даже визуально) характерно наличие тяжелой темноцветной фракции, для которой отмечается определенная сортированность в виде прослоев.

В придонной части тефрового слоя, реже в самой толще пласта, устанавливаются образования литифицированных пород причудливой уплощенной формы. Они представляют собой «желваки», комки со сглаженной поверхностью, на которой выделяются мелкие наросты, пузырьчатые пустотелые образования.

В разрезе (сколе) этих пород отмечены пустотелые трещины. Большинство желваков залегают на подстилающем пепел зернистом (землистом) грунте. Нижняя сторона у них представлена ноздреватыми, пемзообразным материалом в виде маломощной корочки (рис. 1).

Некоторая часть желваков отмечена внутри пласта тефры. В этом случае вся их



поверхность гладкая, пемзовидного материала в них нет. Эти морфологические особенности мы относим за счет их происхождения – среды, в которой они сформировывались. Они образовались совместно с пеплом в виде комков, первоначально кашеобразный состав которых, например, мог выплескиваться при функционировании фумарол. При соприкосновении с поверхностью

Рис. 1. Нижняя сторона мелкозернистого карбонатного стяжения из пласта вулканического

подстилающего грунта происходило проникновение его в жидкий, еще не затвердевший материал, а последний проникал между комочками грунта. Таким способом могла образоваться пемзовидная корочка. Желваки, захоронившиеся в пепловом материале благодаря его тонкозернистости, приобрели гладкую поверхность. Макроскопически описываемые образования представлены мелкозернистыми породами светло-серого цвета, в которых отмечаются тонкие скопления вкрапленников тяжелой фракции черного цвета. Порода бурно вскипает при воздействии на нее соляной кислотой. При изучении ее под микроскопом установлено, что это тонкозернистая карбонатная порода, которая цементирует частицы пепла, это хорошо видно даже макроскопически, на примере тяжелой темноцветной фракции.

Под микроскопом эта карбонатная порода выглядит как пелитоморфный известняк, участками имеющий неправильную жилкообразную, извилистую, петельчатую и другие формы, раскристаллизован до тонкокристаллического состояния. Около 35–40% площади шлифов занимает вулканомиктовый материал, представленный гиало- и кристаллокластами (рис. 2).

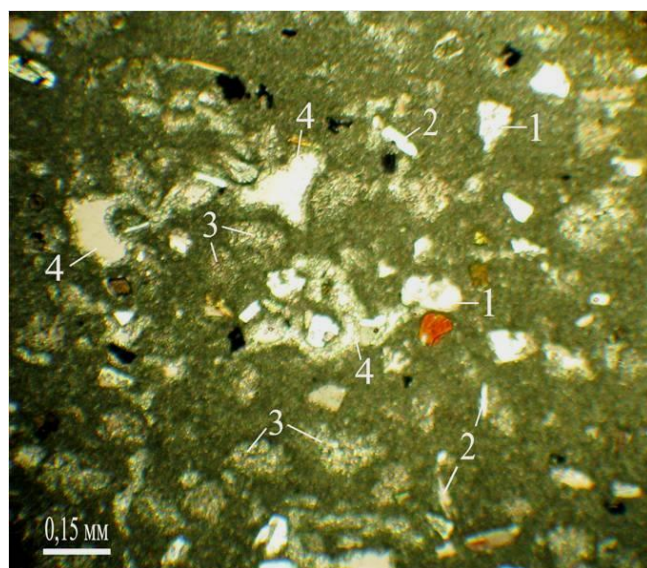


Рис. 2. Карбонатная порода из пласта пеплов. Основная масса – мелкозернистый карбонат. Вкрапленники: 1 – кварц; 2 – плагиоклаз; 3 – округлые ступки – вулканическое стекло с карбонатом; 4 – образования неправильной формы – вулканическое стекло; черные вкрапленники –

скрещенных николях данные участки обнаруживают отчетливо выраженное неоднородное строение. Это проявляется в том, что их поля, в которых отсутствует кальцит, в скрещенных николях ведут себя как изотропное вещество.

Участки кристаллического кальцита вида А. В шлифе они образуют разветвленную неправильной формы сеть свилеватых прожилков кальцита, обрамляющих изометричные и неправильной формы реликтовые участки пелитоморфного кальцита. Очень часто в центральной части таких образований отмечаются пустоты (дырочки в шлифе), заполненные канадским бальзамом. Происхождение последних не совсем понятно. Они могли возникнуть в результате выкалывания кальцита при изготовлении шлифа или имеют сингенетичную природу. В пользу последней может свидетельствовать то, что в отдельных случаях даже довольно крупные поры оказываются инкрустированы по всему периметру кристаллическим кальцитом. В то же время отдельные поры явно техногенного характера возникли при изготовлении шлифа.

Участки кристаллического кальцита вида Б. Данные участки, как правило, изолированы друг от друга и имеют субпризматические, удлиненно-призматические или неправильной формы очертания. Кальцит в них занимает не всю площадь, поэтому, особенно в скрещенных николях, отчетливо видно, что данные участки

Карбонатная порода в основе своей пелитоморфная, но примерно 40% по площади шлифа подвержена раскристаллизации. Форма участков тонкокристаллического известняка, как отмечено выше, разнообразная. По микроструктурному признаку они отчетливо подразделяются на два вида. Одни из них, имеющие неправильную в основе своей свилеватую и редко изометричную форму, сложены тонкокристаллическим кальцитом (размеры зерен около 0.03–0.05 мм по удлинению). Назовем их видом А. В шлифах участки данного вида перекристаллизации занимают обособленное положение или ассоциируют с кристалло- и витрокластами.

Участки кристаллического кальцита второго вида (назовем его видом Б) обнаруживают отчетливо выраженную микрополосчатую, иногда свилеватую или комковатую структуру. Они включают «пузырчатые» образования, обычно имеющие эллиптическое сечение, и содержат рассеянные пылеватые выделения рудного минерала. В

представляют собой сочетание агрегатов кальцита и изотропно гаснущего вещества. Выделяются образования неправильной, субизометричной формы, комковатой и полосчатой структуры.

Отмечены следующие разновидности участков кристаллического кальцита вида В:

- субпризматические участки комковатой структуры с газовыми пузырями и пылеватым рудным минералом, отмечаются кристаллокласты плагиоклаза и роговой обманки;

- участки скопления неправильной, субизометричной формы образований и неправильной формы кристаллокласты плагиоклаза, удлинённо-призматической роговой обманки и шестоватого биотита;

- удлинённо-призматический слабоизогнутый участок с полосчатой структурой, с кристаллокластами биотита и ортопироксена идиоморфных очертаний;

- расщепляющиеся (по типу фьямме) полосчато-свилеватое образование с кристаллокластами плагиоклаза, ортопироксена и биотита.

Некоторые соображения по выделенным участкам перекристаллизации. Участки перекристаллизации (или раскристаллизации) вида А представляют собой, вероятнее всего, эпигенетические образования, не имеющие непосредственной связи с пирокластикой, так как они морфологически и пространственно не связаны с ней.

Представление по участкам типа В вначале было неопределённым. По мере накопления информации стало понятно, что это в различной степени замещённые кристаллическим кальцитом гиалокласты. Поэтому эти участки перекристаллизации можно назвать гиалокластами, или витрокластами. Из всей пирокластики в шлифах они преобладают. На них приходится не менее 60-65% ее объема.

Другие (классические) виды гиалокластов, не подвергшихся замещению кальцитом:

- рогульки и их фрагменты с близрасположенным ортопироксеном и рудным минералом;

- изогнутая рогулька и рядом кристаллокласты роговой обманки и ортопироксена, рудный минерал;

- W-образной формы гиалокласты на фоне карбонатизированных плагиоклазов, ортопироксена и роговой обманки;

- сложной формы гиалокласты, по периферии гиалокласты типа В и фрагменты ортопироксена;

- сферогиалокласт (пизолит) с порой в центре, здесь же в поле зрения кристаллокласты роговой обманки, ортопироксена, плагиоклаза и рудного минерала.

Кристаллокластическая составляющая пирокластики, наблюдаемой в шлифах, занимает до 35-40% от ее общего объема. Представлена она плагиоклазом, состав которого определен методом симметричного погасания, но только в одном зерне определен андезит № 40. На плагиоклаз из всей кристаллокластики приходится около 40%, ортопироксен - 20%, биотит - 20%, роговую обманку - 15%, рудный минерал - 5%, в качестве единичных зерен отмечаются кристаллики аксессуариев, представленных апатитом и цирконом.

Плагиоклаз представлен чаще всего неправильной и удлинённо-призматической формы кристаллокластами, достигающими 0.2 мм в поперечном сечении и 0.3 мм по удлинению, отмечаются оскольчатые формы. Плагиоклаз, как правило, сдвойникован по альбитовому закону, но редко зонален. В отдельных его кристаллах наблюдается неоднородное строение, которое, возможно, обусловлено включениями стекла и в связи с этим наблюдаемым пятнистым погасанием. Иногда наблюдаются реакционные взаимоотношения с кальцитом породы, что проявляется в резорбции его кристаллокластов и включениях в нем редких кристалликов кальцита.

Роговая обманка представлена в шлифе кристаллокластами зеленовато-бурого цвета, отчетливо плеохроирующими, удлинённо-призматического и ромбоидального сечения. Иногда наблюдаются простые двойники с $N_g=19^\circ$. Схема плеохроизма следующая: N_g - зеленовато-бурая, N_p - серовато-желтая. Иногда наблюдаются идиоморфные ее сечения по 3 пинакоиду с характерной спайностью под углом 56-57°.

Биотит представлен призматическими, игольчато-призматическими и неправильной формы (в сечениях по 3 пинакоиду) кристаллокластами бурого и зеленовато-бурого цвета с весьма совершенной спайностью, отчетливым плеохроизмом и прямым погасанием. По удлинению его кристаллокласты достигают 0.5 мм, а в попе-

речном сечении 0.3 мм. Коноскопические исследования показывают, что угол $2 \angle$ биотита близок к 0° .

Ромбический пироксен (гиперстен) представлен преимущественно удлиненно-призма-тическим, но часто и призматического сечения бесцветными или со слабым желтовато-буроватым оттенком кристаллокластами с характерным плеохроизмом. Кроме этого, крайне важно, что это в основе своей оптически отрицательный минерал.

Клинопироксен в шлифах отсутствует. Лишь в одном зерне гиперстена наблюдалось включение параллельное спайности с высокими цветами интерференции и косым погасанием, представляющее собой, вероятно, проросток клинопироксена в ортопироксене.

Рудный минерал. По составу в отраженном свете (серые цвета) вероятнее всего отвечает магнетиту. В шлифах он представлен преимущественно изометричного сечения кристаллокластами как неправильной формы, так и прямоугольных сечений. Наиболее крупные из них достигают в поперечном сечении 0.1 мм. Рудный минерал часто образует сростания с клинопироксеном, биотитом и образует включения в карбонатизированном стекле.

Акцессорные минералы. Среди них в шлифах уверенно диагностированы апатит и циркон. Последний представлен очень мелкими единичными зернами. Апатит представлен несколько идиоморфными, удлиненно-призматическими очертаниями кристаллами, достигающими по удлинению 0.17 мм. Отмечаются кристаллокласты апатита субтаблитчатого сечения в тонкой оболочке стекла, кристаллы зонального строения, находящиеся в сростании с плагиоклазом комковой структуры.

Отмеченные особенности при петрографическом описании породы – процессы корродирования вкрапленников основной карбонатной массой, коррозионные формы вкрапленников, пироксенов и амфиболов с вулканическим стеклом (пустоты) – это признаки магматической породы, не прошедшей магматический или эффузивный цикл. Предполагается, что это была расплавленная карбонатная магма. На фоне снижения температуры и давления в ней начали кристаллизоваться вкрапленники плагиоклазов, темноцветных рудных минералов и происходило смешивание с пеплом. На этом процесс был прерван выходом ее на поверхность и затвердеванием.

На основании изучения петрографии породы следует вывод, что вулканические пеплы (гиало-, витрокласты) связаны с гиперстен-роговообманково-биотитовыми андезитами. Изотопный состав углерода и кислорода CO_2 описанной карбонатной породы отличается от верхне-нижнемеловых известняков и близок жильным эндогенным кальцитам Аркаского и Талгинского проявлений, локализованных в сходных геологических условиях с рассматриваемыми пеплами [17].

Мы провели детальное петрографическое описание этой криптозернистой карбонатной породы исходя из того, что подобная порода нами отмечена впервые на Восточном Кавказе, она тесно связана с образованием пласта вулканического пепла и, следовательно, является ключевым моментом в вопросе происхождения пеплов этого участка.

Комки, желваки этой породы свидетельствуют о том, что пепел переносился на незначительные расстояния. Не могут же обломки пород весом до 1 кг переноситься на расстояния в сотни километров. Наличие этой карбонатной породы свидетельствует в пользу местного образования пеплов.

Следуя далее в сторону с. Гимры, в 2–3 км от предыдущей точки наблюдения в левой балке, впадающей в речку Эрпели-Озень, почти в ее приустьевой части, устанавливается обнажение красноцветов. В разрезе это обнажение имеет мощность до 3–5 м в виде западины на аллювиально-делювиальных отложениях. По простиранию оно прослеживается на 30–40 м, постепенно выклиниваясь от точки максимальной мощности. В разрезе видно, что рыхлый материал – карбонатная галька мелких, средних размеров с песчано-гравийным наполнителем цементируется сургучно-красным глинистым материалом, почти до почвенно-растительного слоя. Прилегающие к обнажению пахотные земли (до 10 га) имеют красноватый цвет. В нижней части красноцветов отмечается интенсивное загипсование, выделяются крупные (до 3–4 см) кристаллы гипса, ориентированные вертикально по длинной оси. Отмечаются обломочные формы измененных пород, известняков желто-

ватого цвета, которые легко крошатся в руках, гальки, покрытые черным налетом окислов марганца, выделяется самородная сера, аллювиально-делювиальный материал, не измененный, не затронутый красноцветами, залегает на глинах светло-серого цвета (Pg_3Mk_2), в которых отмечается сингенетичный гипс в виде тонких пластинок, по морфологии отличающийся от кристаллов гипса в красноцветах. Изотопный состав серы гипса из глин ($\delta^{34}S - 23\%$) не отличается от изотопного состава серы кристаллов гипса из красноцветов (23.3–22.2%, среднее по трем образцам – 23%). По-видимому, сера в красноцветы привнесена из вмещающих толщ.

Предварительно можно сказать, что проявление красноцветов образовано за счет эндогенных растворов, выходящих на дневную поверхность и пропитавших рыхлые отложения речной террасы. Очевидно, что это проявление генетически одинаково, и, видимо, синхронно с образованием вулканических пеплов окраины г. Буйнакск. Эти красноцветы и пеплы представляют одну площадь, обязанную своим происхождением вулканизму, вероятно, нижнечетвертичного времени.

В юго-восточном направлении от г. Буйнакск, по дороге в с. Леваша, в карьере (близ с. Буглен), заложенном в чокракских кварцевых слабосцементированных песчаниках, установлена вторая площадь с вулканическими пеплами. Они залегают на поверхности массивных чокракских песчаников в виде пластов, прослеженных в разрезе по простиранию до 8–10 м. Пласты не четкие, в них отмечаются участки типа западин, карманов, в которых мощность слоя пеплов увеличивается до 1–1.5 м. Под этими формами в пластах песчаников отмечаются трещины мощностью до 3–4 см, выполненные пеплом. В отдельных случаях пепел в трещинах оторачивается красно-бурыми песчаниками. Эти оторочки образовались, по-видимому, за счет отжига песчаников высокотемпературными пепло-газо-паровыми флюидами, не исключается вероятность окрашивания красно-бурым цветом околотрещинных песчаников за счет проникновения гематитового материала из флюидов. В других случаях отмечаются сомкнутые трещины, в обе стороны от четко выраженной их центральной части песчаники на 1–2 см окрашены в красно-бурый цвет, обусловленный выше названными причинами. Таким образом, на проявлении отмечаются жильные (трещинные) пеплы, которые сопровождают их более мощные пластовые образования, выходящие на дневную поверхность пластов чокракских песчаников.

Формирование этих пепловых скоплений представляется следующим образом. Происходили вулканические процессы – извержение пеплов, возможно и пород. При тектонической подготовке этих процессов на земной поверхности породы подверглись дроблению, образованию трещиноватости. По создаваемым при этом полостям устремилась к поверхности под большим давлением высокотемпературная газопаро-пепловая смесь (флюиды). Из нее на земную поверхность в атмосфере происходило осаждение тефры на месте и на некотором удалении. Это создавало определенные пласты, трещинные (жильные) и другие формы. Спад давления приводил к тому, что пепел отлагался в трещинах, не выходя полностью на дневную поверхность.

Так формировались жильные пеплы и происходил отжиг вмещающих трещины пород. Ярким примером сказанного является трещина в крайней западной части проявления в южной стенке карьера в массивных песчаниках, здесь проходит тектоническая полость (0.1–0.15 м), пересекающая песчаники вкост простирания на протяжении 4 м, выполненная вулканическим пеплом белого цвета.

Далее в юго-восточном направлении, рядом с указанным карьером, начал отработываться новый карьер. В нем отмечаются пеплы пластовой, трещинной форм, а также пласты нагнетания глины и железистого материала ($Fe_2O_3 > 50\%$). Участок сложен массивными чокракскими песчаниками. В крайней западной части выше массивных песчаников залегают косослоистые, малой мощности песчаники, по составу аналогичные массивным. При проявлении вулканических процессов здесь сформировался следующий разрез (рис. 3). На поверхности массивных чокракских песчаников залегают тонкослоистые песчаники интенсивно трещиноватые, трещины заполнены белым рыхлым кварцевым материалом – песком, проработанным флюидами (0.4 м). Он сменяется слоем ожелезненных песчаных пород (0.2 м). Выше залегает слой глин зеленоватого цвета (0.3 м), он сменяется пластом светлых глинистых

пород. Далее по разрезу отмечаются песчанистые породы (0.4 м), сменяющиеся светлыми преимущественно глинистыми породами (0.2 м). Затем идет слой рыхлых песчаных пород, пропитанных гидроокислами железа (0.6 м). Завершается разрез почвенно-растительным слоем. В верхней части отмечаются одиночные изометричные сгустки пепла. Описанный разрез и выделенные слои по простиранию быстро выклиниваются; уже через 10–15 м совершенно другие слои по морфологии, хотя материал их слагающий идентичен с описанным выше. В нижней части почвенного горизонта выделяется обилие комочков вулканического пепла вместо его пласта. Таким образом, на этом обнажении мы фиксируем пластовые, прожилковые формы пепла и в виде рассеянных комочков (лапилли?).



Рис. 3. Буглен, новый песчаный карьер, стенка карьера: 1 – почвенно-растительный слой; 2 – песчанистые рыхлые отложения, пропитанные гидроокислами Fe; 3 – светлые глинистые породы; 4 – песчанистые породы; 5 – светлые глинистые породы; 6 – глины зеленоватого цвета; 7 – ожелезненные песчанистые породы; 8 – тонкослоистые песчаники интенсивно трещиноватые, трещины заполнены белым рыхлым кварцевым материалом – песком

В свалах обнажений встречаются единичные гематитовые формы в виде трубообразных выделений диаметром до 0.25 м, толщина трубчатой корочки до 2–3 см; сердцевина выполнена неокрашенным песком, аналогичным вмещающим породам. Стенка трубчатого тела представляет собой песок, сцементированный гематитом темно-бурого, красного цвета. Подобные трубчатые образования отмечены в литературе. Так, Г.Н. Черкасов [18] указывает, что в бассейне р. Тюнга Сибирской платформы «среди светло-серых песчаников встречаются субвертикальные трубы диаметром 10–15 см, с толщиной стенок 0.5–3 см, образованные кроваво-красным гематитом. Они считаются каналами разгрузки глубинных термальных растворов, поднимавшихся по разлому под большим давлением». В обнажении, рассматриваемом нами, отмечаются и иные формы в виде уголка, желваков и др.

В одной из секущих трещин отмечено отложение гематито-глинистого материала, который дифференцировался в следующем виде: к стенкам трещин отлагался гематит темно-бурого цвета, по направлению к середине трещины происходит уменьшение гематита, материал осветляется, переходя в оранжевый, охристый цвета, и сердцевина трещины выполнена чистой глиной темно-серого цвета. Мощность трещины составляет до 10 см.

Пласты с глиной и железистым (гематитовым) материалом имеют явный характер нагнетания: с вмещающими песчаниками они литологически не согласны. Их окончания иногда раздваиваются, они секут зоны с трещинными пеплами, что свидетельствует об их позднем образовании относительно пеплов.

На восточной окраине нового карьера отмечается сокращение всей мощности продуктов эндогенных процессов, они подтягиваются к дневной поверхности. Верхняя часть почвенно-растительного слоя становится более сургучно-красного

цвета (в ней, видимо, увеличивается содержание гематита) и мощнее. По протяжению продукты вулканизма прослежены на 80–100 м.

Таким образом, на Бугленской площади отмечаются вулканические пеплы, сопровождаемые образованиями глин и железистых пород. По последнему признаку обнаруживается сходство с грязевыми вулканами. Грязевые извержения красных и черных «глин» отмечаются в долине Гейзеров на Камчатке [19].

Третьей площадью, на которой отмечены вулканические процессы, является с. Нижнее Казанище. Здесь на южной окраине, в 2–3 км от селения, в придорожном обрыве обнажается тектоническая зона, по которой прошли эндогенные процессы, извергался материал аналогичный Бугленской площади – пепел, белые пески, глины, железистый материал. Тектоническая зона прослежена на протяжении порядка 80 м, по высоте обрыва до 30–40 м, представлена в центре наиболее мощными тектоническими полостями (0.20–0.25 м), взаимопересекающимися вкрест. Одна ветвь проходит согласно напластованию песчаников, другая сечет и песчаники, и тектоническую зону. В образовавшихся секторах этих зон также отмечаются менее мощные тектонические трещины. Возникшие при этом блоки имеют незначительное смещение относительно друг друга. По тектоническим полостям происходит нагнетание пеплов, глинистых и железистых пород. Полости имели выходы на дневную поверхность, и вулканогенный материал, видимо, там отлагался. По предварительным материалам, это изометричное или слегка овальное тектоническое поднятие, соответствующее малому диапировому образованию.

Далее к востоку, на Урминском прогибе (синклинали) мы выделяем четвертую площадь с вулканическими процессами. Здесь устанавливаются вулканические пеплы поверхностного залегания на рыхлых аллювиально-делювиальных галечно-песчано-глинистых отложениях и на палеогеновых коренных известняках. Первые отмечены в долине р. Халагорк при спуске дороги Буйнакск – Леваша в долину реки, вторые – в карьере у дороги Губден – Леваша в северном борту Урминской синклинали. Мощность пластов пепла на рыхлых отложениях в западинах, карманах достигает 1–1.5 м, на известняках пласт пеплов составляет до 0.1–0.15 м.

С поверхности в карьерах отмечаются пеплы (морские) среди известняков мощностью 0.2–0.8 м, литифицированные пласты в скважинах, пробуренных на Урминской площади. С ними обычно ассоциируют пласты бентонитов. По скважинам и с поверхности отмечаются различные окремненные породы – спонголиты, окремненные известняки, диатомиты, трепела, опоки. На площади отмечены гидротермальное, эпигенетическое проявления сердолика ($n \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot \text{SiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3$, халцедон + гематит).

Породы площади интенсивно окремнены, содержание опал-кristобалит-тридимит (ОКТ) составляет по скважинам до 30–40%. Предварительная оценка показывает, что суммарный объем кремнезема на площади составляет миллиарды кубометров. Такое количество кремнезема могло выноситься при вулканических, поствулканических процессах. Этому, видимо, способствовал фреатический характер вулканической деятельности (извержение в подводных условиях). Вынос огромного количества материала при вулканизме мог обуславливать образование кальдер обрушения и способствовать формированию Урминского прогиба, который мы относим к вулканотектоническим структурам. С вулканическим процессом (пеплами) здесь связано образование полезных ископаемых: цеолитов, бентонитов, окремненных карбонатов, спонголитов, которые могут иметь промышленное значение.

На простирающемся к юго-востоку от Урминской площади Акушинском плато, по предварительным данным, могут быть прослежены вулканогенные процессы. При продвижении по этому же направлению третичной полосы Дагестана, от рассмотренных площадей, отметим находки вулканических пеплов на пятой площади месторождения бентонитовых глин Джинаби (Кайтагский район).

На западной окраине г. Дербента, вдоль трассы Ростов – Баку, в придорожной обрывистой бровке нами установлены два пласта вулканических пеплов (*шестая площадь*) в четвертичных отложениях. Верхний пласт (0.4–0.6 м) залегает под почвенно-растительным слоем мощностью до 0.6–0.8 м, он же является и культурным слоем, в котором установлены следы жизнедеятельности человека – черепки глиняной посуды с глазурью и без нее, угольные остатки костра, изделия (светильник) из обожженной глины. В верхней части пласта пеплов обнаружен череп человека. По определению специалиста, это культурный слой XII – XIV вв. Можно

полагать, что этот слой пепла голоценовый. Второй пласт пеплов, более мощный (до 1-1.5 м), залегает под пластом новокаспийско-хвалынских детритусовых известняков.

Наиболее масштабное проявление карбонатов в виде травертиновых залежей, связанных с пеплами, установлено в долине р. Рубасчай (Южный Дагестан) (седьмая площадь). Здесь в левом борту долины, близ с. Марага, отмечена толща травертина мощностью до 4-5 м, в верхней половине которой прослеживается пласт вулканических пеплов мощностью до 0.4-0.5 м. Ниже по течению реки в 200 м от отмеченной точки залежь травертина выклинивается, а пласт пеплов с перерывом продолжается и за пределами натечных карбонатов. Представляется, что это один и тот же пласт, но первая его часть тесно связана с образованием травертина, а вторая – образовалась уже за пределами карбонатной залежи. В образцах пеплов второй половины пласта минералогическим анализом также установлен карбонат в повышенных количествах (до 20-30%).

Ниже по течению р. Рубасчай от рассмотренных точек с пеплами установлено незначительное проявление вулканических пеплов, тесно ассоциирующееся с волокнистым гипсом (селенитом). Здесь отмечена полигональная трещиноватость ачкагыл-апшеронских отложений, залеченная волокнистым гипсом. С этой минерализацией по трещине связана просечка вулканических пеплов размером 1.5×0.2 м, контактирующая с селенитом.

Восьмая площадь. На границе северного склона орогена Восточного Кавказа с Терско-Каспийским передовым прогибом в пределах хребта Нарат-Тюбе, сложенного чокрак-караганскими кварцевыми песчаниками, установлены два проявления вулканических пеплов.

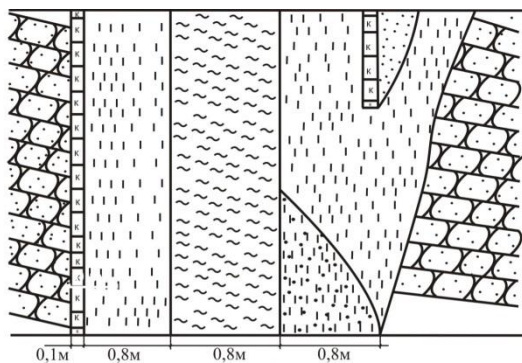


Рис.4 Вертикальная проекция проявления вулканических пеплов в долине р. Истисув

- | | | | |
|------------|----------------------------|------------|---------|
| 1 [Symbol] | Песчаники | 4 [Symbol] | Глины |
| 2 [Symbol] | Ожелезненный участок | 5 [Symbol] | Кремень |
| 3 [Symbol] | Кварцево-пепловый материал | | |

Рис. 4. Вертикальная проекция проявления вулканических пеплов в долине р. Истисув

Первое проявление обнаружено в долине р. Истисув примерно в одном километре от выхода долины на приморскую низменность, во второй гряде песчаников, составляющей хребет.

Здесь выделяются два типа проявлений. Одно (более южное) представлено двумя выходами кварц-пепловых образований, секущих песчаники почти вкрест простирания. Вертикальная проекция первого показана на рис. 4. Здесь выделяются кварц-пепловые породы, кварцево-гематитовые (ожеженные), глины, кремнистые прослои. Второй выход – зона менее мощная (до 0.2-0.3 м), чем первая, прослежена в 40 м севернее от нее. Здесь видны на поверхности только белые кварц-пепловые породы. Северо-восточнее от указанных проявлений, на окончании упомянутой выше гряды песчаников, отмечается второй тип проявлений вулканических пеплов и сопровождающих его гидротермальных процессов. Он отличается от

первого субсогласными элементами залегания с песчаной толщей. Мощность зоны второго типа порядка 30-40 м, в ней выделяются пять эпигенетических (по отношению к песчаникам), наложенных прослоев мощностью до 0.5-1.5 м, которые представлены вулканическими пеплами, измененными (окремнение, ожелезнение) породами. В верхней (стратиграфически) зоне устанавливаются в виде обособленных ступков самородная сера и образования оранжевого цвета – вероятно, алунит.

Сама долина реки Истисув, выше по течению от проявления вулканогенных процессов, представлена V-образным врезом (оврагом) без рыхлого аллювиального материала. На уровне проявления вулканических пеплов долина заполнена рыхлым материалом, который пропилен водотоком до коренных пород (плотика). Рыхлый

материал стратифицирован в виде отдельных прослоев мощностью до 5–10 см, залегающих строго горизонтально. Мощность террас с правой и левой стороны водотока достигает 10 м. Рыхлые отложения сверху в разрезе и на поверхности покрыты плотной, твердой корочкой (видимо, карбонатной), предохраняющей отложения от дальнейшего размывания. Материал плохо сортирован. Среди мелкозернистых разностей отмечаются редкие крупные неокатанные обломки песчаников, железненных и окремненных пород, обломки глиняной посуды, костные останки животных. Последние две разновидности позволяют определить возраст довольно мощной террасы как голоценовый. Под микроскопом среди рыхлого песчанистого материала устанавливаются мелкие пепловые частицы. Подобные террасы среди голоценовых по составу, мощности, морфологии нами в Дагестане отмечены впервые. Обычно голоценовые террасы – пойменные, надпойменные, имеют небольшую мощность (1–2 м), а здесь мощность террасы этого возраста достигает 10 м. Это может быть только при кратковременном, аномальном (обильном) поступлении рыхлого обломочного материала. Мы полагаем, что это связано с вулканическими процессами. На поверхности террас выделяются своеобразные промоины в виде воронок, в верхней части имеющих диаметр до 1.5–2 м, они пересекают всю рыхлую толщу до коренных пород. Вероятно, промоины образовались под воздействием термальных вод. Ведь р. Истисув была раньше действующим термальным сероводородным бальнеологическим источником.

На прилегающей к устью водотока поверхности приморской низменности (поверхность хазарской террасы) отмечаются скопления обломочного материала ожелезненных и без ожелезнения песчаников с размерами до 20–30 см. Обломки совершенно не окатаны, т.е. они слабо подверглись обработке водной средой. Единственное правдоподобное объяснение наличия этих обломков мы видим в том, что они возникли при образовании вулканических пепловых проявлений.

Второе проявление пеплов установлено нами в долине р. Шура-Озень, рядом с кутаном, расположенным в долине недалеко от селения Капчугай. Здесь в левом борту речки прослеживаются караганские песчаники, разбитые тектоническими трещинами. Мощность отдельных из них достигает 10–15 см. Они выполнены различным материалом. Изучение последнего показало, что он представлен пеплом, глинами, отмечается окварцевание в виде корочек стенок трещин; ожелезнение – в отдельных случаях образование жильного гематита мощностью до 3–4 см; в редких случаях в трещинах устанавливается в виде примеси самородная сера. То есть по составу слагающего материала проявление аналогично первому (в долине р. Истисув). Но, конечно, оно меньше по масштабам и проявлено в тектонических трещинах. Это показывает, насколько важно изучение материала, слагающего трещины.

Установленные проявления располагаются исключительно в тектонических полостях коренных пород – песчаниках и являются, без всякого сомнения, местным проявлением пеплов и процессов, связанных с ними. По составу они аналогичны проявлениям Буйнакской, Бугленской и Урминской площади. Хотя форма образований ожелезненных и окремненных пород отличается от них. Наличие аплитовидных пород кварц-полевошпатового состава может объяснить почти чисто силикатный состав пеплов Бугленского карьера (старого). Интересно отметить, что проявления нарат-тюбинских пеплов находятся в одной тектонической структуре с близрасположенным эпицентром (с. Кумторкала) Дагестанского землетрясения 1970 г.

На поверхности описанные проявления в долине р. Истисув не связаны между собой. Но, судя по близости расположения и идентичности состава, они, вероятнее всего, имеют единый очаг. Не исключено, что проявления Шура-Озень и Истисув также имеют единый источник и проявились синхронно. Подобный вулкано-генный очаг мог сработать и при Дагестанском землетрясении 1970 г.

На Буйнакском перевале в слабосцементированных песчаниках отмечена тектоническая зона, представленная межпластовыми контактами и эпигенетическими трещинами. Здесь, как и в предыдущих проявлениях, отмечены белые песчаники, самородная сера, незначительное ожелезнение и окремненные вулканические пеплы с вулканическим стеклом.

Далее к юго-востоку, в бассейне р. Гюльгерычай вулканические пеплы описывались в акчагыл-апшеронских и четвертичных отложениях [9–12] – две площади. На западе республики следует отметить месторождение бентонитовых глин в Новолакском районе, в долине р. Ярык-Су. Оно также может быть связано с вулканическими пеплами. Тем более, что здесь в боковых притоках р. Ярык-су в тяжелой фракции шлихов установлено преобладание магнетита и пироксена – минералов, характерных для вулканических пеплов и отсутствующих в песчаниках региона.

Гранулометрическая характеристика вулканических пеплов. Макроскопически это белые, желтоватые, с бежевым оттенком, тонкозернистые, рыхлые порошковидные образования, сложенные угловатым, угловато-сглаженным материалом, его размерность приведена в табл. 1. Определенную характеристику вулканических извержений рассматриваемых проявлений пеплов дают материалы по современным извержениям вулкана Безымянный (Камчатка), приведенные в [20]. Так, для фракции 0.5, 0.2, 0.1 мм отмечаются максимумы содержаний через 10–15 км от очага извержения. В непосредственной близости от вулкана основная масса выпадающего пепла представлена материалом крупных фракций (до 0.5 мм). На расстоянии 30–40 км от вулкана наблюдается максимум выпадения пепла размером 0.1 мм. Отмечается минеральная дифференциация пеплов по мере их удаления от очага извержения. А в нашем случае удельный вес минералов, слагающих тяжелую и легкую фракции пеплов, изменяется от 2 до 5 г/см³, что, несомненно, свидетельствует о возможности процессов дифференциации их в период выброса и переноса в атмосфере.

Таблица 1. Гранулометрический состав вулканических пеплов, %

№ п/п	Место отбора	Фракции, мм				
		+0.5	-0.5+0.2	-0.2+0.1	-0.1+0.05	-0.05
1.	Буйнакск	1.5	33.4	19.7	22.7	22.6
2.	Буглен	1.1	24.2	20.7	36.8	17.2
3.	Урма	10.44	9.9	10.76	28.2	40.7
4.	Дербент (пласт 2)	5.2	9.5	13.5	22.6	49.2
5.	Дербент (пласт 1)	6.8	6.35	0.43	8.18	78.18

По размеру пепловых частиц в нашем случае можно сказать, что очаги образования пеплов были расположены на близком расстоянии от современного местоположения пеплов. Дербентские пеплы характеризуются высоким процентом содержания фракции 0.05 мм, особенно первый пласт. И если говорить о перенесенных пеплах, то это, скорее всего, можно отнести к Дербентской площади. Перенесенные (200–300 км) пеплы характеризуются преобладанием (до 80%) тонкой (0.03–0.08 мм) фракции [4]. Для этих же пеплов отмечается почти полное отсутствие тяжелой фракции, что менее характерно для изученных нами пеплов.

Минеральный состав пеплов. В табл. 2 приведены определения минерального состава вулканических пеплов (обр. 1, 2) и для сопоставления – минеральный состав шлихов из бентонитовых глин, кварцевых песчаников чокрака, на которых залегают вулканические пеплы, пляжевых отложений Каспия и аллювиальных отложений речной долины Андийского Койсу.

В пеплах установлен 21 минерал; из них 15 минералов тяжелой фракции и 6 минералов легкой фракции. Первая представлена: 1 – магнетитом, 2 – пироксен + магнетит, 3 – магнетит + вулканическое стекло, 4 – сфеном, 5 – ильменитом, 6 – цирконом, 7 – рутилом, 8 – силлиманитом, 9 – кианитом, 10 – пироксеном, 11 – амфиболом, 12 – пироксен + вулканическое стекло, 13 – андалузитом, 14 – гранатом, 15 – апатитом. Основу тяжелой фракции составляют 1, 2, 3, 13, 14, 15, остальные минералы (сфен, ильменит, циркон, рутил, силлиманит, кианит, андалузит, гранат, апатит) содержатся в малых количествах (0.01–0.05%) и являются примесными из вмещающих миоценовых песчаников. Они представительны и характерны для тяжелой фракции кварцевых песчаников и современных пляжевых отложений Каспия (табл. 2). Тяжелая фракция минералов в пеплах составляет 1.42–3.98%, в пляжевых отложениях – 5.32%, в песчаниках по многочисленным

определениям тяжелая фракция составляет 0.5–2.5%, в среднем около 1%; в шлихе из бентонитовых глин тяжелая фракция составила 2.68%. В целом же в глинах ее содержание будет гораздо меньше, порядка десятых долей процента.

Легкая фракция пеплов составляет 98.58–96.02%, представлена шестью минералами:

1 – кварцем, 2 – полевым шпатом, 3 – пеплом вулканическим, 4 – вулканическим стеклом,

5 – карбонатом, 6 – биотитом. Минералы 1–5 составляют основу фракции, при этом на вулканическое стекло и пепел вулканический приходится более 85%. Все минералы имеют вулканическую природу.

Характеристика минералов, составляющих вулканические пеплы. Среди минералов отмечаются сростки вулканического стекла (10–20%) с магнетитом (80–90%); с пироксеном (90–95%) – стекло (5–10%); с карбонатом. Выделяются сростки пироксена (85–90%) с магнетитом (10–15%).

Минералы тяжелой фракции. Магнетит – в виде мелких зерен в магнитной фракции и небольших включениях в пироксене в электромагнитной фракции. Размер зерен до 0.02 мм, черного цвета, в основном неправильной формы. Поверхность гладкая блестящая, редко с включениями лейкоксена. Цвет темно-коричневый, черный, размер зерен – 0.04–0.05 мм. Рутил – удлиненные шестоватые зерна неправильной формы, красновато-коричневого цвета, размером до 0.04 мм.

Таблица 2. Минеральный состав вулканических пеплов, %

№ п/п	Минералы	1	2	3	4	5	6
1.	Магнетит	0.15	–	0.16	2	1	0.035
2.	Пироксен + магнетит	0.18	–	0.61	–	–	
3.	Магнетит + вулканическое стекло	0.67	0.62	0.63		–	
4.	Оксиды железа	–	0.08	–	<1.0	49	2.45
5.	Пирит	–	–	–	–	–	0.003
6.	Сфен	–	0.02	0.01	<1	–	–
7.	Ильменит	0.04	0.06	–	73	28	0.025
8.	Циркон	–	0.02	0.03	1.0		0.002
9.	Рутил	–	0.02	0.03	0.7	1.0	0.01
10.	Лейкоксен	–	0.02	–	0.3	<1	–
11.	Силлиманит	–	–	0.02	–	–	0.035
12.	Кианит	0.01	0.07	0.05	–	–	–
13.	Пироксен	0.26	1.21	–	–	–	–
14.	Амфибол	0.1	–	0.3	–	<1	–
15.	Пироксен + вулканическое стекло	–	–	2.14	–		
16.	Эпидот + цонзит	–	0.53	–	–	<1	0,003
17.	Турмалин	–	0.01	–	–	–	–
18.	Андалузит	–	–	0.01	1.0	<1	–
19.	Ставролит	–	–	–	7.0	7.0	–
20.	Биотит	–	–	–	7.0	7.0	–
21.	Мусковит	–	–	–	–	–	0.92
22.	Лимонит	–	–	–	–	–	1.83
23.	Гранат	0.01	0.01	–	13.0	12.0	0.008
24.	Апатит	–	0.01	0.02	–	–	0.008
		1.42	2.68	3.98	100	100	5.32
25.	Кварц	4.5	4.53	0.86			11.0
26.	Полевой шпат	2.70	5.44	1.73			6.41
27.	Вулканическое стекло + пироксен	4.5	–	–			–
28.	Пепел вулканический	11.24	2.83	4.49			–
29.	Вулканическое стекло	74.63	–	88.94			–
30.	Карбонат + вулканическое стекло	–	72.41	–			–
31.	Карбонат	–	10.15	–			5.23
32.	Биотит	1.01	–				

33.	Цеолит	-	1.96	-		
		98.58	97.32	96.02		93.64
		100	100	100		97.96

Примечание: 1 - дербентское проявление, нижний пласт; 2 - урминское проявление, шлик из бентонитовых глин; 3 - буйнакское проявление вулканических пеплов; 4 - шлихи чогракских кварцевых песчаников; 5 - шлихи пляжевых отложений Каспия; 6 - шлик аллювия реки Мехельта, левый приток реки Андийское Койсу.

Сфен - округлые зерна неправильной формы желтоватого цвета. Циркон - короткопризматические окатанные зерна, редко дипирамидальные, бесцветные, реже розовые, размером до 0.03 мм. Пироксен - в виде удлиненных зерен травянисто-зеленоватого, болотного цвета, размером до 0.1 мм. Андалузит встречается в виде редких призматических зерен, розоватого цвета, размером до 0.05 мм. Гранат представлен изометричными зернами, редко в виде хорошо образованных кристаллов, размером до 0.04 мм. Апатит характеризуется мелкими, бесцветными, округлыми зернами, размером до 0.03 мм.

Минералы легкой фракции. Кварц - в виде мелких зерен размером до 0.02 мм. Полевой шпат представлен в основном плагиоклазом, размером до 0.02 мм. Пепел вулканический - сцементированный вулканическим стеклом тонкообломочный пирокластический материал, размерностью менее 0.05 мм. Вулканическое стекло - форма обломков угловатая с вогнутыми очертаниями, размером до 0.02 мм. Карбонат + вулканическое стекло - отмечается в виде комочков пелитоморфного карбоната с вулканическим стеклом, последнее преобладает. Биотит - в виде мелких листоватых зерен буро-коричневого цвета, размером до 0.02 мм. Цеолиты - в виде очень мелких зерен округлой формы с характерными двойниками.

Из рассмотрения минерального состава вулканических пеплов следует, что для них характерно наличие вулканического стекла в свободном виде и в сростании с другими магматическими минералами - пироксеном, магнетитом, карбонатом, сростки пироксена с магнетитом. По минеральному составу тяжелой и легкой фракции вулканические пеплы отличаются от песчаников, тяжелой фракции современного аллювия и пляжевых песков Каспия, которые формировались за счет размыва мезо-кайнозойских отложений (начиная с нижней юры) северного склона Восточно-Кавказского орогена. С другой стороны, мы видим сходство в минеральном составе вулканических пеплов и шлихов палеогеновых бентонитовых глин. Это свидетельствует о том, что глины образовались за счет вулканических пеплов, а латеральный подток терригенных минералов с окружающих осадочных толщ был минимальным.

Химический состав пеплов. По изученным вулканическим пеплам и сопутствующим им образованиям проведены химические анализы (табл. 3). Из них видно, что пеплы различных проявлений отличаются друг от друга по составу. Так, пеплы буйнакской площади (пр. 6) отличаются от бугленских пеплов (пр. 7, 114, 115).

Таблица 3. Химические анализы пеплового материала Дагестана, %

№ п/п	Полевой номер	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO
1.	6	64.90	14.15	0.75	2.24	1.41	0.26	0.06
2.	7	98.20	0.55	0.11	<0.25	0.15	0.01	<0.01
3.	114	95.7	1.46	0.24	<0.25	0.54	0.02	<0.01
4.	115	98.10	0.60	0.08	<0.25	0.20	0.02	<0.01
5.	100	40.60	8.55	0.46	1.35	0.90	0.21	0.04
6.	112	22.70	6.95	0.35	<0.25	52.50	0.33	0.86
7.	113	59.00	20.55	1.10	0.80	3.86	0.14	0.02
8.	-	57.44	19.48	2.11	-	6.04	-	0.02
9.	10	71.60	13.24	0.22	1.04	-	-	-
10.	15	73.40	12.3	0.26	0.84	-	-	-
11.	120	71.20	15.20	0.18	0.59	-	-	-
12.	42	72.84	12.72	0.27	0.45	-	-	-
13.	2	65.14	17.28	Не опр.		4.54 объедин. с FeO	Не опр.	Не опр.
14.	63	62.44	17.66	0.27	3.04	2.27	0.17	0.10
№ п/п	Полевой номер	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	n.n.n	Σ

1.	6	2.93	1.78	3.04	3.72	<0.10	4.52	100.78
2.	7	<0.10	<0.10	0.11	0.02	<0.10	0.38	100.09
3.	114	<0.10	<0.10	0.32	0.03	<0.10	1.12	99.99
4.	115	<0.10	<0.10	0.07	0.02	<0.10	0.48	100.13
5.	100	22.01	1.20	1.08	2.33	0.37	19.68	98.78
6.	112	1.40	1.65	0.91	0.13	0.17	12.04	100.24
7.	113	0.93	1.94	2.66	0.49	0.36	7.80	99.65
8.	-	2.86	4.24	2.57	1.26	-	7.02	103.04
9.	10	1.80	0.40	2.06	2.10	0.30	3.60	96.36
10.	15	0.79	0.39	2.16	2.33	0.38	3.60	96.45
11.	120	1.01	0.54	2.54	2.46	0.25	4.52	98.49
12.	42	0.84	0.39	2.74	3.51	0.12	4.40	98.28
13.	2	2.72	2.13		6.14			97.95
14.	63	6.11	2.40	2.06	3.43			99.95

Примечание: Пр. (проба) – 8. Литология и полезные ископаемые. 1966. № 2. С. 126-130. Л.И. Горбунова. Химический состав измененного вулканического туфа, бледно-зеленая глина монтмориллонитового состава. Туф светло-серого цвета, участками бурый, зеленый, переходящий в монтмориллонитовую глину. [7]. Пр.- 6. Пепел СЗ окраина г. Буйнакса. Пр. – 7, 114, 115. Пепел песчаного карьера у сел. Буглен. Пр. – 100. «Желваки» породы из пласта пепла (пр. 6) окраина Буйнакса. Пр. – 112. Горизонт вулканических отложений желто-бурого цвета. Пр. – 113. Горизонт вулканических глинистых отложений зеленоватого цвета с выделениями образований белого пепла – песчаный карьер у сел. Буглен. Пр. – 9-12. Вулканические пеплы Южного Дагестана (по Г.К. Керимову 1990). 10 – Аджиноур, 15 – Ортогаль, 120 – Дербент, 42 – Темейды-Дере [10]. Порядковые номера 1-7, анализы выполнены в ЦХЛ «Кавказгеологосъемка», 2006 г., аналитик Трунаева З.В. 13. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. Кайнозойский магматизм А.М. Борсук. С. 539-545. обр. 2. Дацит-липариты вершины горы Эльбрус [2]. 14. А.И. Мальшев [20].

В последних происходит резкое повышение SiO₂ за счет свободного кварца, что отмечается даже визуально – бугленские пеплы чистые, белого цвета, тяжелой темноцветной фракции не отмечено. Буйнакские пеплы по химическому составу идентичны пеплам Южного Дагестана (пр. 10, 15, 120, 42), современным пеплам вулкана Безымянный (пр. 63), нижнемеловым вулканогенным отложениям (порядковый номер 8), дацит-липаритам вершины г. Эльбрус (пр. 2). В пепловых проявлениях Западной Украины [23], Азербайджана [7, 23], Северного Кавказа и Курило-Камчатском регионе преимущественно монокремнистых образований не отмечено. Отмечаются только разности, в которых содержание вулканических стекол достигает 95%.

Представляет интерес химический состав карбонатных пород, «желваков» из буйнакского проявления, описанных ранее (пр. 100). В них происходит резкое повышение CaO – 22.01% и потери при прокаливании. Это свидетельствует о высоком содержании кальцита (до 40%) в породе, что подтверждается петрографическим исследованием породы и косвенно минералогией пеплов (обсуждалось выше). Мы считаем, что карбонат в породе и в шлихах имеет магматогенную природу, это подтверждается изотопией углерода и кислорода (отмечалось ранее). Возможно, что эта карбонатность связана с процессом, аналогичным образованию кальцитовой минерализации Аркасского минерализованного поля, установленного нами в 2000 г. и располагающегося на траверсе Гимринского хребта, в 20 км к югу от описываемых проявлений пеплов.

Не меньший интерес представляют химические анализы проб 112-113 из бугленской площади. Эти отложения в разрезе слагают пласты нагнетания глинистым (пр. 113) и железистым материалом (пр. 112), в последней происходит резкое увеличение закисного железа Fe₂O₃ – 52.5%, а окисное содержится на низком уровне (<0.25%), аналогичном пеплам (пр. 7, 114, 115). Отсутствие среди осадочных отложений территории аналогичных пород, а также наложенный их характер позволяют считать, что образование этих отложений связано с вулканическими пеплами. Увеличение закисного железа в вулканическом процессе характерно для завершающей его стадии [19]. В пробе 113, отобранной из глинистого пласта нагнетания, происходит увеличение Al₂O₃ – 20.55%, максимальное из всех приведенных анализов в табл. 3, за счет повышенного содержания алюмосиликатов. В этих пробах отмечены повышенные потери при прокаливании – 12,04; 7,80%. Более высокое значение отмечено только в пробе 100, но если в последней потери при

прокаливания происходили за счет CO_2 карбонатов, то в обсуждаемых пробах потеря происходит, видимо, за счет воды аморфного кремнезема или вулканического стекла.

Изучаемые нами проявления пеплов на территории Дагестана (Восточный Кавказ) имеют очень много общего с вулканогенными процессами пепловых туфов Западного Приморья [24]. Автор работы [24] отмечает, что в настоящее время остается актуальным вопрос о происхождении вулканических пеплов, имеющих площадное распространение и протяженные горизонты в различных регионах мира – в Каспийско-Черноморской области, Северной Америке (штаты Канзас, Монтана, провинция Альберта в Канаде), на северо-востоке России и др. К ним мы добавляем Предкарпатский прогиб. Отмечается, что центры извержений вулканических пеплов для этих регионов, как правило, до сих пор не установлены. Одни исследователи считают (для магаданских пеплов-хасынитов) их связанными с местными проявлениями, другие – перенесенными с соседних территорий. В пепловых туфах Краскинской впадины отмечаются реликты стекловатых пепловых частиц, с примесью обломков кристаллов кварца и лейст-биотита. Среди подстилающих пород отмечаются: слаболитифицированные песчаники (аналоги наших чокрак-караганских толщ), аргиллиты, алевролиты, глины с галькой и гравием. Отмечается такая же связь слаболитифицированных кварцевых песчаников и обломков кварца в пепловых образованиях. В пеплах отмечают слабоокатанные гальки перлитов

(2–10 см в поперечнике). У нас в двух проявлениях Рубасской площади минералогическими анализами установлены перлиты – до 10–12%. Происхождение вулканических пеплов связывают с масштабными проявлениями, своеобразного, многоареального криптовулканизма трещинного типа, протекающего без формирования вулканических построек (жерловин) и излияния лавовых потоков. Мы считаем, что это может быть обусловлено своеобразной моделью магматического очага. А именно: большая масса магматического материала поднималась к поверхности, но на поверхность не выходила по тем или иным причинам, к примеру, ранней дегазацией расплава. Из этого промежуточного очага (камеры) формировались маломощные проявления вулканических пеплов.

Следует отметить, что подобные образования – безкорневые пеплы изучаются довольно давно. В.К. Попов [24] отмечает, что в решение этих проблем на Дальнем Востоке России значительный вклад внесли работы прошлого века камчатских геологов – О.А. Брайцевой, И.В. Мелекесцева, В.В. Пономаревой, Л.И. Базановой, О.В. Дирксен. Проблемами занимались Е.В. Малеев, Б.И. Павлюткин, В.К. Попов, Н.Ю. Чекряжев, В.П. Уткин, А.К. Седых и др.

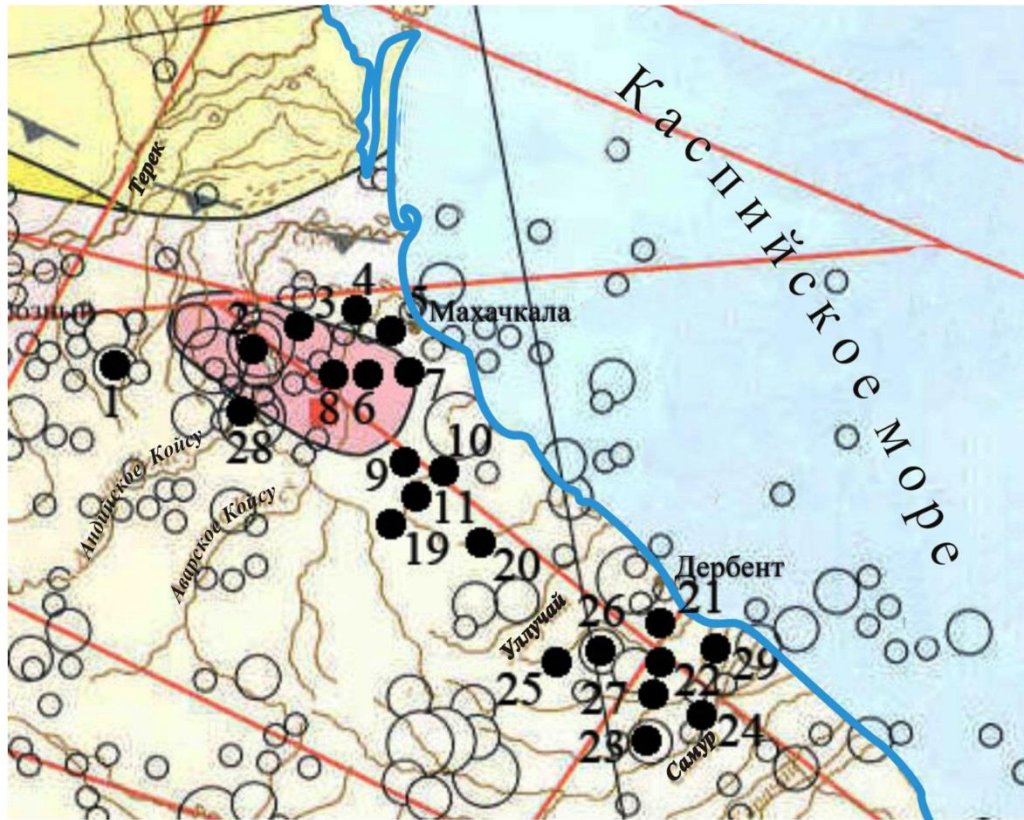
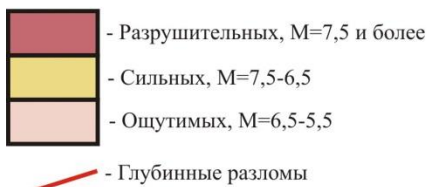
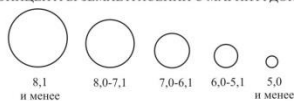


Рис. 5. Распространенность плиоцен-плейстоценовых вулканических пеплов на территории Дагестана

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
 ЗОНЫ ВЕРОЯТНОГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ
 ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ



ЭПИЦЕНТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С МАГНИТУДОЙ



● Места проявления вулканических пеплов

Проявления вулканических пеплов

Ярык-Су – (шлих с пироксеном и магнетитом) – 1;
 Балка Шамхал-Булак – окварцованные породы – 2;
 Истисув балка – 3, 4, 5 проявления пеплов;
 Шура-Озень – 6, 7, 8, 9 – проявления пеплов, эндогенных процессов; Перевал Буйнакск – 10;
 Нижнее Казанище – 11;
 Буглен, старый и новый карьеры – 12, 13; Буйнакск – 8;
 Халагорк – проявления пеплов на рыхлых отложениях – 9;
 Проявление пеплов в известняках – 19;
 Проявления пеплов в Каякенте (тонкий прослой) – 20;
 Проявления вулканических пеплов, Дербент – 21, 22;
 Проявления пеплов в долине р. Рубасчай – 23, 24, 25, 26, 29.

На рис. 5 нанесены проявления эндогенных процессов. Как видно, вулканические пеплы локализируются в местах максимального скопления эпицентров землетрясений с большой магнитудой (5.0–8.1). Отмечается также приуроченность их к глубинному Восточно-Муг-ринскому разлому.

Заключение. В результате проведенных исследований установлены проявления вулканических пеплов с признаками местного образования, в отличие от предшествующих исследований, которыми имевшиеся образования пеплов были отнесены к привнесенным со смежных территорий (до 200–300 км).

Признаками местного образования (вулканогенные очаги располагаются на незначительном удалении от мест находок пепловых тел) являются:

- сопутствующие образованию пеплов процессы: формирование гематитовых красноцветов, пластов нагнетания глинистого и железистого материалов, пеплов, трещинных форм пеплов, пересечения трещиноватых зон с пеплами пластами глинистых и железистых пород;
- наличие на отдельных площадях (Нижнее Казанище, Истисув, Шура-Озень, Буйнакский перевал) тектонических полостей, по которым происходило извержение пеплов, глинистого и железистого материала;
- совмещение с образованием пеплов выноса кремнезема с формированием кремнистых пород;
- наличие эпигенетического проявления сердолика;
- тесная связь становления пепловых пластов, трещин с проявлением травертинов и пород в пепловых пластах (г. Буйнакск), в которых тонкозернистая карбонатная масса цементирует пепловые частицы.

Из характеристики гранулометрического и минерального состава пеплов к признакам местного их образования можно отнести: сравнительно крупные фракции пепловых частиц, наличие повышенного содержания тяжелой фракции (1.42–3.98%), не характерной для перенесенных пеплов.

Наличием пластов нагнетания глинистых и железистых пород (с. Буглен) установленные вулканогенные процессы имеют сходство с грязевыми вулканами. Но в последних отмечается излияние глинистых пород с обломками вмещающих литифицированных толщ. Наличие карбонатных образований (карбонатные породы, карбонатные минералы в пеплах, травертин) красноцветов в проявлениях вулканических пеплов характерно для молодых карбонатитовых комплексов Афганистана [21].

Особенностью всех установленных проявлений вулканических пеплов региона является то, что при их образовании лава на дневную поверхность не выходила. То есть образование пеплов происходило при резком падении давления и температуры на определенной глубине от поверхности, что и препятствовало выходу лавы на дневную поверхность. Этому могли способствовать тектонические процессы при подготовке вулканических извержений – формирование интенсивной трещиноватости на значительную глубину в породах слабой литификации. Например, чокрак-караганские отложения представлены весьма слабо литифицированными песчаниками, легко разрушающимися при механическом воздействии. На такой особенности вулканизма, вероятно, сказалось погружение палеозойского фундамента на глубину более 10 км при переходе от Центрального к Восточному сегменту Большого Кавказа [6]. Вулканизм подобного типа (отсутствие связи лавы с дневной поверхностью) относят к криптовулканизму I порядка, имеющему самостоятельное значение, в отличие от структур II порядка, осложняющих основную вулканическую структуру [22].

Установление вулканизма в регионе имеет большое значение для его геологии. Это позволяет с иных позиций подходить к вопросам формирования морфоструктур, глубинной инфраструктуры, металлогении, сейсмичности, тепловым потокам, которые до настоящего времени рассматривались без участия вулканической деятельности или она предполагалась гипотетически.

«Изучение пеплов – подобных рассмотренным нами – в районах четвертичного вулканизма крайне важно для решения многих проблем вулканизма, стратиграфии и геoarхеологии», – отмечает В.К. Попов [24] для Дальнего Востока. Это же можно отнести и к Восточному Кавказу.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Маханова Т.М. Новейший вулканизм: закономерности его активности и сопутствующие катастрофические следствия // Изменение окружающей среды и климата. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 35–81.
2. Борсук А.М. Кайнозойский магматизм. Геология СССР. Т. IX. Северный Кавказ. Ч. I. М., 1968. С. 539–545.
3. Короновский Н.В., Демина Л.И. Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. С. 251–283.
4. Лаверов И.П., Добрецов Н.Л., Богатиков О.А. и др. Новейший и современный вулканизм на территории России. М.: Наука, 2005. 604 с.
5. Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.

6. Смирнова М.Н. Майкопская свита северо-западного Прикаспия // Тр. Грозненск. ордена Трудового Красного Знамени нефт. ин-та. Грозный, 1962. С. 30-43.
7. Алиев А.Г. Петрография третичных отложений Азербайджана. Баку, 1949. 311 с.
8. Галин В.Л. Лито-фациальная характеристика плиоценовых отложений Южного Дагестана // Тр. Грозненск. ордена Трудового Красного Знамени нефт. ин-та. Сб. № 26. Грозный, 1962. С. 130-145.
9. Голубятников В.Д. Геология и полезные ископаемые терригенных отложений Дагестана. Л.: Госгеолиздат, 1940. 202 с.
10. Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О распределении и генезисе глинистых минералов в осадочных формациях Дагестана // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 6. С. 128-136.
11. Керимов Г.К., Эфендиев И.Э. О следах четвертичного вулканизма на территории Дагестана // ДАН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 852-854.
12. Ренгартен В.П. Очерк месторождений полезных ископаемых и минеральных источников Южного Дагестана // Изв. Геологического комитета. 1927. Т. XLVI. 152 с.
13. Горбунова Л.И. Вулканические породы в меловых отложениях Дагестана // Литология и полезные ископаемые. 1966. № 2. С. 126-130.
14. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Вулканические пеплы в Дагестане - экологические предвестники в области геодинамики, геоморфологии и поиска полезных ископаемых // Юг России, экология, развитие, Махачкала, № 2, 2007, с.98-104.
15. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И. Минералогия тяжелой фракции вулканических пеплов Дагестана // Материалы Междунар. конф. К 90-летию Воронежск. гос. ун-та. Воронеж, 2008. С. 152-153.
16. Черкашин В.И., Мацапулин В.У., Юсупов А.Р. Плиоцен-четвертичный вулканизм Восточного Кавказа (Дагестан) // Науч. тр. Ин-та геологии ДНЦ РАН. Вып. 52. Геология и нефтегазоносность юга России. Махачкала, 2008. С. 22.
17. Мацапулин В.У., Юсупов А.Р., Черкашин В.И. Позднекайнозойский вулканизм северной окраины орогена Восточного Кавказа (Дагестан) // Вестн. Дагест. науч. центра. 2008. № 32. С. 12-20.
18. Черкасов Г.Н. Следы послетриасового вулканизма на Сибирской платформе // Геология и геофизика. 1979. № 4. С. 154-160.
19. Нечаев А.М. Долина гейзеров. М.: Логата, 2007. 166 с.
20. Мальшев А.И. Жизнь вулкана. Екатеринбург, 2000. С. 261.
21. Вихтер Б.Я., Еременко Г.К., Чмырев В.М. Молодой вулканогенный карбонатитовый комплекс в Афганистане // Сов. геология. 1975. № 10. С. 107-117.
22. Ветреников В.В. Криптовулканы - особый тип вулканических структур // Тр. Ин-та геологии и геофизики, Сибирское отд. АН СССР. 1974. Вып. 75. С. 104-106.
23. Ткачук Л.Г., Кудрин Л.Н., Рипун М.Б. Неогеновые вулканические туфы западных областей УССР // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. пятая. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 1958. С. 80-126.
24. Попов В.К. Пепловые туфы из олигоцен-миоценовых отложений юго-западного Приморья; возрастные генерации, особенности распространения, вулканические центры // IV Всерос. симпозиум по вулканологии и палеовулканологии. Вулканизм и геодинамика: материалы симпозиума. Т. 1. Петропавловск-Камчатский, 2009. С. 461-464.

Поступила в редакцию 15.03.2012 г.
Принята к печати 21.12.2012 г.