

УДК 552.551.217.1(477.75)

ЛАВОВЫЕ ПАЛЕОПОТОКИ ТРИАСОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО- ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

Лысенко В.И.

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Филиал МГУ в
г. Севастополь, Российская Федерация
E-mail: niagara_sev@mail.ru*

В западной части южного берега Крыма обнаружен Тессельский осадочно-вулканогенный комплекс андезитов верхнего триаса, перекрытый породами таврической серии. В породах лавовых потоков наблюдается минералогическая зональность, а в их фронтальной части встречаются пепериты и следы процессов десквамации. На поверхности лав и туфовой толщи находятся сульфидно-карбонатные и карбонат-кварц-сульфидные трубчатые и плоские гидротермально-бактериальные постройки. Их формирование шло за счёт палеофлюидов во время образования эффузивной толщи синхронно с формированием пород перекрывающей таврической серии. Гидротермальные изменения пород и полисульфидная минерализация в гидротермально-бактериальных постройках указывают на возможность находок крупных рудных тел с полисульфидной минерализацией.

Находки на поверхности лав биогерм брахиопод *Worobiella ex gr. caucasica* Dagys, а в разрезе аммонита *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics) доказывают триасовый возраст вулканизма в южной зоне Горного Крыма.

Ключевые слова: вулкан, лавы, андезиты, пепериты, трубчатые постройки, палеофлюиды.

ВВЕДЕНИЕ

В познании истории геологического развития Горного Крыма существенное значение имеет изучение магматической деятельности в регионе. Магматизм в этом регионе имеет довольно длительный временной период развития. Он связан с тектоникой образования Крымской геосинклинали и оказал существенное влияние на формирование её терригенных толщ.

Первое упоминание о проявлении вулканизма в Горном Крыму принадлежит Палласу П.С. В конце XIX и в начале XX веков более подробное описание геологического строения, петрографического и химического состава магматических пород приводится в работах Романовского Г.Д. (1867), Штукенберга А.А. (1874), Пренделя Р.А. (1886), Лагорио А.Е. (1887), Фохта Н.К. (1903), Мейстером А.К. (1908), Зайцева А.М. (1910), Щербакова Д.И. (1923) и Михайловского С.Н. (1925). Многие данные этих исследователей не потеряли своего значения до наших дней. Лучинским В.И. (1939), Левинсон-Лессингом Ф.Ю. (1933), Пустоваловым И.Ф. (1959), Кочуровой Р.Н. (1968), Макаровым Н.Н., Лебединским В.И., Шалимовым А.И., Спиридоновым Э.М., Шнюковой Е.Е. [1, 2, 3, 4] и другими исследователями более детально были изучены морфологические особенности, петрохимический состав, этапы магматической деятельности и время образования эффузивных и интрузивных тел в различных регионах Горного Крыма. Было установлено, что при довольно узком распространении магматических пород в структурах Горного Крыма, они разнообразны по составу, форме выделения и возрасту [1, 3]. В пространственном положении магматические постройки образуют прерывистые

северную и южную полосы относительно Главной горной гряды [1, 2]. Магматические породы, слагающие эти полосы, имеют некоторое различие по петрографическому составу и возрасту [1]. В пределах северной полосы встречаются эффузивные и интрузивные образования верхнетриасового, нижнеюрского и среднеюрского возраста. Верхнетриасовый возраст вулканитов окрестностей Петропавловки в северной части Качинского поднятия определен по отпечаткам фауны, собранной из подстилающих пород [2, 5]. Южная зона залегания магматических пород приурочена к шовной зоне Южного берега Крыма (далее ЮБК). Она имеет большую протяжённость и в строение зоны входят мелкие и крупные интрузивные тела окрестностей Фороса, Мухомлатки, Кастрополя, Алупки, Ялты, Партенита, Алуштинского района, Солнечногорска и Рыбачьего, а также вулканические палеомассивы Карадага, Лимен, Кастрополя, Фороса и Меласа [1]. Эффузивные породы южной зоны имеют среднеюрский (байосский - батский) возраст [1, 2]. Сложнее обстоит вопрос с датировкой внедрения многочисленных интрузивных и субвулканических тел, известных в этой зоне. Вмещающие их породы имеют, как верхнетриасовый, так и нижнеюрский возраст [1, 5]. В научной литературе утвердилась точка зрения о среднеюрском возрасте интрузий ЮБК [1], хотя некоторые исследователи считают, что внедрение происходило в ранней юре [3].

В ходе геологического изучения палеовулканических тел окрестностей поселка Тессели автором были получены новые данные, которые позволяют по-новому взглянуть на стратиграфию и историю геологического развития западной части ЮБК. Найденные автором на контакте лавовых палеопотоков с вмещающими породами таврической серии «сульфидно-карбонатные трубки» и туфовые толщи, позволяют дать новую трактовку условиям образования и возрасту процессам вулканизма этого региона.

Целью проведённых исследований являлось изучение строения и образования эффузивной толщи окрестностей посёлка Тессели. В ходе выполнения исследования решались задачи по установлению особенностей строения эффузивной толщи, времени и условий её образования.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для изучения геологического строения залегания магматических тел и поиска выходов сульфидно-карбонатных построек на территории участка автором было выполнено детальное геологическое картирование южного склона массива Челеби-Яурн-Бели над посёлком Тессели (Главная гряда Крымских гор). Особое внимание уделялось изучению контактов магматических пород с терригенной толщей, пространственному положению магматических тел, условиям залегания туфовой толщи и сульфидно-карбонатных палеопостроек, а также поиску фаунистических остатков в вмещающих породах. Выполнение этих работ осложнялось задернованностью местности, современными лесопосадками, изрезанностью склонов, многочисленными оползнями и активными современными делювиальными процессами на крутых склонах. Особое внимание уделялось исследованию

минералогической дифференциации пород в магматических телах, а в приконтактных зонах контактам магматических и вмещающих пород. Из центральных и приконтактных частей магматических тел и из туфовой толщи были отобраны образцы для изготовления шлифов и штуфов для полировки. Так как главными минералами контактовой зоны являются карбонаты, то некоторые полировки были протравлены в соляной кислоте, что позволило более детально узнать строение контакта.

Для понимания особенностей образования палеопотоков особое внимание уделялось изучению контактов карбонатных и сульфидно-карбонатных построек с поверхностью эффузивных и вмещающих пород таврической серии. С этой целью из зон контактов изготавливались полированные поперечные и продольные спилы, а также шлифы и аншлифы. Изучение минералогического состава эффузивных и вмещающих пород, а также карбонатных и сульфидно-карбонатных построек осуществлялось на микроскопе Olympus BX 5 с фотокамерой Olympus DP 12 в Институте минералогии УрО РАН г. Миасс.

ИЗЛОЖЕНИЕ ОСНОВНОГО МАТЕРИАЛА

Выявленные автором выходы магматических пород находятся на удалении 3-6 км от известных вулканических палеопостроек и интрузивных массивов Фороса и Меласа и являются самыми западными проявлениями вулканизма ЮБК. Возможно, из-за своих незначительных размеров и приуроченности выходов к крутым залесенным склонам, магматические породы этого региона выпали из поля зрения исследователей [1]. По этой причине отсутствуют их изображения на геологических картах геологов съемщиков второй половины XX века (А.С. Борисенко и др. 1976; А.В. Иванов и др. 1978) [6]. Тела изверженных пород расположены в верхней части прибрежного склона Южного берега Крыма в интервале абсолютных отметок от 140 м до 450 м между горой Парус и оврагом Бююк-Дере над поселком Тессели (44°23'38" – 44°23'54" с.ш.; 33°46'31" -33°46'31" в.д.). В этой зоне протяженностью около трех километров с востока на запад исследовано тридцать пять выходов эффузивных пород, которые образуют три прерывистые субпараллельные зоны субширотного простирания: южную; центральную и северную. Наличие вмещающих глинистых пород таврической свиты на крутых склонах позволяет высказать предположение, что некоторые выходы эффузивных пород в нижней южной зоне, возможно, являются фрагментами оползневых массивов. Поэтому, главное внимание уделялось изучению центральной и северной зон, в состав которых входят 26 обнажений лавовых палеопотоков и толщ, сложенных породами кластолавовые, ксенолавокластические, гиалокластические, гидротермальные и гальмиролитические фации. Расстояние между отдельными выходами составляет 30-300 метров. Промежутки между ними обычно приурочены к понижениям в рельефе, которые, возможно, контролируются субмеридиональными разломами. Характерной особенностью выходов вулканических пород является их схожий андезитовый состав и фаціальное разнообразие терригенно-туфовых и лавовых толщ. В центральной зоне с запада на восток наблюдаются различия в форме

выходов магматических пород и составе перекрывающих толщ, что связано с фациальными условиями и разным уровнем эрозионного среза. Породы лавовых палеопотоков слагают нижние части разреза эффузивной толщи. Они часто перекрыты алевролитами и аргиллитами таврической серии, а реже породами гиалокластической, кластолавовой и ксенолавокластической фаций. Несмотря на большое количество обнажений лавовых потоков в южной и центральных зонах, особенности их образования и нахождения в вмещающих толщах можно проследить только по отдельным разобренным фрагментам [7].

Выходы коренных пород лавовых палеопотоков центральной зоны представлены телами пластообразной формы размером до 200 м, а также небольшими выходами холмообразной формы, так называемых «напорных валов». Расстояние между ними составляет 40-300 метров. Обнажения лавовых потоков разделены овражной сетью, которая имеет меридиональную ориентировку. Цепочка выходов эффузивов имеет широтное простирание, а поверхность тел лавовых палеопотоков имеет слабый наклон на восток под углом 3°-10°.

В фронтальной части некоторых лавовых потоков наблюдаются фрагменты участков с брекчиевидным материалом. В них обломки андезитов от глыбовой до щебнистой размерности образуют валы, которые сверху перекрыты плёнкой гиалокластитов. Некоторые поверхности глыб покрыты белой корочкой карбоната, и на всём материале отсутствуют следы поверхностного выветривания. Иногда крупнообломочный материал образует вертикальные стенки на окончании лавовых потоков. Описание подобных форм обломочного материала приводятся при описании извержений поверхностного вулканизма под названием «глыбовые лавы». Валы с подобным материалом в отдельных наших обнажениях имеют протяжённость не более 10,0 м. и мощность около 2,0 м. Контакты «глыбовых лав» с палеолавовыми толщами резкие и довольно неровные на микро- и макроуровнях.

В нижней части в приконтактной зоне некоторых фронтальных выходов «напорных валов» встречаются образования, которые в западной литературе получили название пепериты [8, 9]. Другими словами, это находки обломков пород таврической серии в лавах и на оборот. Материал пеперитов сере-зелёных андезитов имеет слегка окатанную угловатую форму размером от 5.0-120,0 мм (рис. 1). Их поверхность со всех сторон покрыта кварц-карбонатной плёнкой мощностью 0,5-1,5 мм. Вмещающие алевролиты вблизи контакта слабо окварцованы и интенсивно перемяты. Несколько другое положение занимают породы таврической серии в андезитах. Довольно редко в них встречаются угловатые обломки гравелитов и щебня аргиллитов и алевролитов, имеющие форму неправильной призмы. Наличие пеперитов указывает, что первичное излияние лав происходило в не спокойной обстановке на неровной поверхности, покрытой маломощным слоем иловых отложений [10].



Рис. 1. Пепериты сере-зелёных андезитов в алевролитах таврической серии.

В передних частях лав часто наблюдаются участки с процессами подводного автобрекчирования (десквамации) андезитов (рис. 2). Концентрическое скорлуповидное шелушение образует эллипсовидную, а реже шарообразную отдельность. Чешуйки концентрической отдельности при современном поверхностном физическом выветривании распадаются на щебнистый остроугольный материал и песок. Образование таких форм «закалки» можно объяснить контактом горячих лав с холодной водой палеоокеана Тетис [7, 11].



Рис. 2. Концентрическое скорлуповидное шелушение андезитов в фронтальной части лавового палеопотока.

Наиболее крупное обнажение лавового палеопотока находится в центре центральной зоны и имеет протяженность около 200 м. Его нижний контакт с породами таврической серии скрыт рыхлыми отложениями. Видимая мощность лавы около 10 м. Данное пластовое тело в крест простирания, имеет форму верхней части усеченного конуса. Центральная его часть шириной 3-6 м с двух сторон ограничена боковыми наклонными поверхностями, которые имеют падение на север под разными углами. Угол наклона северной стороны 40° - 50° , а южной – 70° - 80° . Центральная часть лавового палеопотока имеет довольно неровную валообразную форму со сложной волнистой поверхностью, имеющей слабый наклон на восток под углом 5° - 10° . Открытая поверхность лавового потока в некоторых местах покрыта автобрекчией излившегося материала и на ней отмечаются выступы валов вздутия. Поверхность палеопотока нарушена мелкими сбросами (меньше метра), которые имеют меридиональную ориентировку. Обычно к ним приурочены зоны кварцевого и кальцитового прожилкования. Поверхность лав довольно плотно облегают алевролиты и аргиллиты таврической серии, а на западе тонкий прослой серо-зелёных гиалокластитов. Контакты между ними довольно резкие, волнистые и неровные, что является характерным признаком подводного лавового извержения. Аргиллиты и алевролиты залегают в основном согласно на эффузивных породах, а на незначительном удалении от контакта их слоистость часто нарушена более поздней древнекиммерийской складчатостью [12]. Смятие глинисто-терригенной толщи таврической серии сопровождается образованием в ней разно ориентированных зеркал скольжения, что связано с различной пластичностью пород. Кроме этого в породах таврической серии вблизи контакта отмечаются микролинзочки витро-кристаллокладического туфового материала мощностью меньше 1,0 мм.

Особое внимание уделялось изучению контактов лавовой толщи с вмещающей терригенной толщей. Они изучались по шлифам и полированным штуфам образцов, отобранным из контактов различных мест палеопотоков. На контакте породы сильно карбонизированы, поэтому для исследования их положения в пространстве, у части штуфов поверхности были протравлены в кислоте.

Вблизи контакта с эффузивными породами алевролиты и аргиллиты имеют серовато-коричневую окраску, чем отличаются от вышезалегающих голубовато-серых и черных пород таврической серии [13]. Это связано с процессами карбонатизации, что хорошо видно после травления в кислоте. Карбонатная минерализация в них представлена микросферолитами, разно ориентированными микропрожилками, микролинзами и псевдоминдалинами антраконита и кальцита. Мощность цветowych изменений составляет 0,5-5,0 см. Верхняя граница карбонатизации довольно расплывчатая. Нижний контакт алевролитов с лавами резкий с многочисленными макро- и микронеровностями. Алевролиты граничат не с эффузивами, а с «межконтактным прослоем» кальцита. Он залегают между лавами и породами таврической серии. «Межконтактный прослой» имеет непостоянную мощность – от 2,0 до 12,0 мм. У него довольно резкие контакты зубчато-дроблёной формы с вышезалегающими алевролитами (рис. 3а, 3б). Формально, «межконтактный прослой» можно разделить на верхнюю и нижнюю микрозоны,

которые различаются составом брекчированного материала. Верхняя микрозона на 60-80% сложена остроугольным материалом песчаной размерности измененных алевролитов. Поверхность обломочного материала покрыта микропленкой халцедона. Нижняя сложена обломками эффузивных пород, сростками кристаллов кварца и плагиоклаза, а также редкими вкрапленниками пирита и остроугольными обломками алевролитов. Этот не окатанный остроугольный материал в контактовом прослое цементирован полупрозрачным крупнокристаллическим кальцитом, а в некоторых местах антраконитом. Можно предположить, что «межконтактный прослой» - это своеобразная антраконит-кальцитовая рубашка, которая образовалась горячими лавами и холодным илом. Остроугольная форма обломочного материала в ней является доказательством импульсного выделения накопленной энергии остывания и почти «мгновенной» литификации осадков на поверхности лав. Значительную роль в этом процессе играют метанотрофные и метаногенные бактерии и археи, которые участвуют в переработке метана при остывании лав. Доказательством такого предположения являются выше описанные сферолитовые образования карбонатов [10, 14].

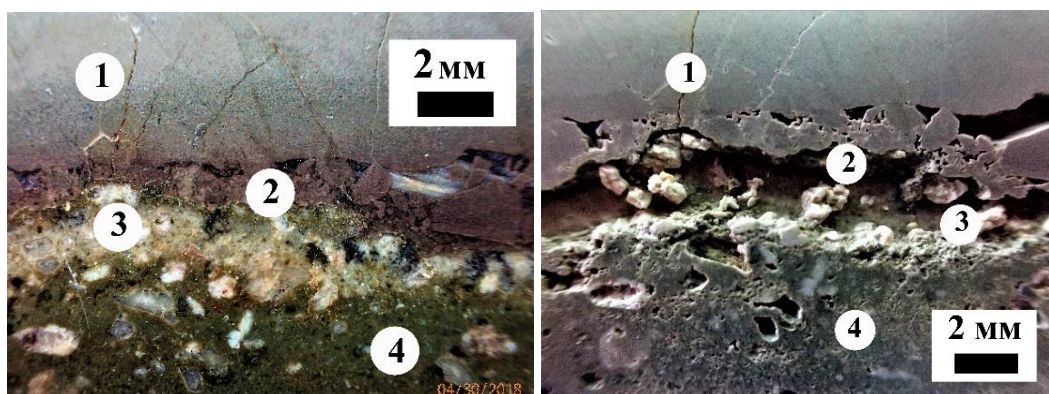


Рис. 3а. Контакт алевролитов с лавовым палеопотоком. На рис. 3б. данная поверхность контакта после травления кислотой: 1 - алевролиты; 2 - верхняя подзона «межконтактного прослоя»; 3 - нижняя подзона «межконтактного прослоя»; 4 – риодациты.

Нижняя граница «контактного прослоя» с породами лавового комплекса визуалью довольно резкая, но с многочисленными макро- и микронеровностями. Породы описываемого подводного лавового палеопотока имеют зональное строение за счет минералогической дифференциации. В верхней части потока близи контакта часть лав сложена серо-зелеными дацитами, реже – риодацитами. Породы имеют порфировую, а у основной массы – афанитовую структуру. В ней отмечаются вкрапленники кварца изометрической формы, кроме этого он присутствует в составе основной массы.

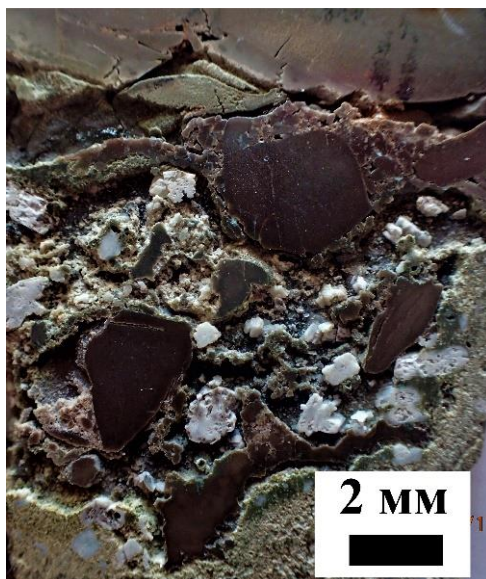


Рис. 4. Пепериты алевролитов округлой, линзовидной и ленточной формы в приповерхностной части дацитов.

Таблитчатые кристаллы плагиоклаза белого цвета представлены олигоклазом, который часто замещен клинохлором и кальцитом.

Кроме этого, встречаются сростки плагиоклаза (рис. 3а, 3б), имеющие зональное строение. Вокруг них иногда отмечается пиритовая оторочка. Основная масса породы хлоритизирована и окварцована. Текстура дацитов миндалекаменная, вблизи контакта - микрофлюидальная. Миндалины округлые, а чаще эллипсоидной формы, длинная ось которых ориентирована параллельно контакту. Они имеют размеры от 2,0 до 30,0 мм и составляют в приконтактной части от 5 до 10% общего объема породы. С удалением от поверхности лавового палеопотока размеры и количество миндалин в породе значительно уменьшаются. Они выполнены халцедоном, хлоритом, кальцитом, а чаще - антраконитом. Вблизи контакта встречаются крупные миндалины размером больше 3 см, имеющие зональное строение. Обычно центральная их часть выполнена кварцем или халцедоном, а краевая – тонкополосчатым антраконитом и кальцитом. Часто в миндалинах чёрный антраконит имеет сферолитовую поверхность, в образовании которой возможно активное участие принимают сообщества прокариот по переработке метана. В дацитах, залегающих в верхней части вулканического тела, встречаются многочисленные мелкие разноориентированные прожилки белого кальцита и антраконита, а также мелкая вкрапленность пирита. При изучении контактов приповерхностных дацитов с терригенной толщей в отдельных штуфах образцов были найдены включения буровато-коричневых алевролитов (рис. 4). Подобные образования вблизи фронта лавового потока мы выше описывали под названием пепериты [8, 9]. Они находятся ниже поверхности контактового прослоя на расстоянии 1-5 см. Включения имеют округлую, линзовидную и ленточную форму, а

их размеры от 0,3 до 5 см. Их образование связано с захватом лавой неконсолидированных осадков. Находки пеперитов в наших приповерхностных дацитах является подтверждением, высказанного ранее предположения, что излияние лавового палеопотока происходило в морских условиях на рыхлые донные отложения. Общая мощность приповерхностных риодацитов и дацитов составляет в разных местах от 1,0 до 3,0 м, и они постепенно переходят в темно-серые кварцевые порфиры. В них отмечаются единичные вкрапленники кварца, а количество кристаллов плагиоклаза в виде сростков и удлинённых табличек составляет более 20% площади шлифа. В целом кварцевые порфиры интенсивно карбонатизированы, и в них отмечается мелкая вкрапленность пирита. Основная масса кварцевых порфиров имеет афанитовую структуру и миндалекаменную текстуру. Миндалины имеют размеры от 1,0 до 3,0 мм и выполнены кальцитом, хлоритом и халцедоном. Мощность кварцевых порфиров в разных частях лавового палеопотока от 0,4 до 2,0 м, а их переход в мелкокристаллические андезиты постепенный. С глубиной исчезают миндалины, увеличивается количество вкрапленников плагиоклаза и появляется пироксен.

За счет увеличения размеров кристаллов, лавы постепенно переходит в среднезернистые массивные андезиты, которые слагают основную их часть. Породы имеют серовато-зеленую окраску. Для среднезернистых андезитов характерны полнокристаллическая офитовая, а реже гипидиоморфная структуры и массивная текстура. Идиоморфные пластинчатые и двойниковые сростки кристаллов плагиоклаза, составляют более 60% общего объема породы. Они имеют размеры по длинной оси до 3 мм и представлены андезитом. Реже встречаются зональные таблички плагиоклаза, центральная часть которых сложена олигоклазом, а периферия – узкими зонами лабрадора. Отмечаются реликты ромбического пироксена, замещенного хлоритом и карбонатом. Роговая обманка имеет удлиненную форму и ксеноморфный облик по отношению к плагиоклазам. Реже встречаются включения вторичного амфибола игольчатой формы. Выделения кварца ксеноморфной изометричной формы отмечаются обычно между плагиоклазом и темноцветами и занимают не более 1% площади шлифа. Кроме этого встречаются редкие мелкие вкрапленники сфена, биотита, а чаще в породе отмечается мелкозернистый пирит. При просмотре шлифов из центральной части лавового палеопотока по минеральному составу можно выделить диориты, плагиоклазиты (более 70% составляет плагиоклаз) габбро-диориты и габбро-нориты, между которыми сложно провести границу перехода. Для этих пород характерна хорошая раскристаллизация и отсутствие фрагментов вулканического стекла, что доказывает длительный срок остывания лавовой толщи. В разновидностях пород лавового потока всегда присутствуют вкрапленники пирита и очень редко магнетита.

Дополнительным доказательством лавовой природы выходов пород являются находки автором сульфидно-карбонатных трубчатых построек на поверхности лав и в алевролитах таврической серии. Их формирование происходило на поверхности лавового палеопотока, а дальнейший рост сульфидно-карбонатных труб осуществлялся перпендикулярно поверхности лав и слоистости вмещающей терригенной толщи (рис. 5).



Рис. 5. Выходы сульфидно-карбонатных трубчатых построек на поверхности алевролитов таврической серии.

Они имеют резкие контакты с эффузивными породами и с вмещающими породами таврической серии. Сульфидно-карбонатные постройки имеют вид вертикальных или слабоизогнутых труб длиной до 80 см и диаметром до 30 см. Из-за смятия пород таврической серии позднекиммерийской складчатостью [12] и активных современных процессов выветривания, наши постройки часто разбиты на отдельные части, представленные блоками размером от 5 до 20 см. Иногда, в этих блоках и на их поверхности наблюдаются разно ориентированные зеркала скольжения и трещины разрыва, «залеченные» прожилками кальцита. Фрагменты частей трубчатых построек имеют шаровидную, эллипсовидную, конусовидную, а чаще цилиндрическую форму. По мере роста трубчатых тел, у них уменьшается или увеличивается диаметр, а на поверхности строений появляются боковые конусовидные отростки и горизонтальные выросты, залегающие согласно со слоистостью вмещающих алевролитов. Кроме трубчатых тел иногда наблюдаются сульфидно-карбонатные постройки или их части, имеющие уплощённую лепешковидную или линзовидную форму и залегающие согласно с вмещающей толщей. Такие строения имеют размеры плоской части по длинной оси до 30 см, по короткой до 20 см, но высота постройки не больше 8 см. На нижней и верхней поверхностях этих плоских строений находятся кратерообразные углубления, центральная часть которых сложена сульфидами. Иногда такие кратерообразные выступы отмечаются на боковых поверхностях.

По результатам изучения поверхностей полировок контактов сульфидно-карбонатной постройки с лавами и алевролитами, хорошо видно, что местами их зарождения являются микропонижения поверхности лавового потока (рис. 6). Возможно, это следы первичной трещиноватости, залеченные поствулканическими процессами. Границей между сульфидно-карбонатной постройкой и лавами является прогнутая «межконтактная прослойка», описанная нами выше. Она представлена серовато-белым крупнокристаллическим кальцитом размерами 1-2 мм и обволакивает строение нижней части постройки, отделяя её от эффузивов и вмещающих алевролитов. Самая нижняя часть постройки в приконтактной зоне имеет удлиненную воронкообразную форму с пережимами. Нижняя часть сульфидно-карбонатных труб сложена зеленоватым кальцитом, в котором при просмотре под микроскопом просматриваются многочисленные сферолитовые

образования, сросшиеся между собой. Эти карбонатные образования являются продуктом бактериального синтеза. В осевой конусообразной постройке просматривается зона осветления с расплывчатыми границами и мощностью от 3 до 5 мм (рис. 7), которая является флюидальным каналом со следами деятельности гидротерм. В нем отмечаются участки, обогащенные вкрапленностью галенита, сфалерита, халькопирита, пирротина, марказита и пирита, которые имеют прерывистый характер [15]. Подробная характеристика этих трубчатых построек, имеющих некоторое сходство с современными «чёрными и серыми курильщиками» рифтовых систем дна океанов, приводится автором в более ранних работах [15]. Резкие границы сульфидно-карбонатных гидротермально-бактериальных построек с лавами и алевролитами, их минералогическая зональность, а также находки в них пеплового и туфового материала, позволяют сделать вывод, что образование трубчатых строений происходило во время активной вулканической деятельности при остывании лавового палеопотока и одновременно с формированием пород таврической серии.

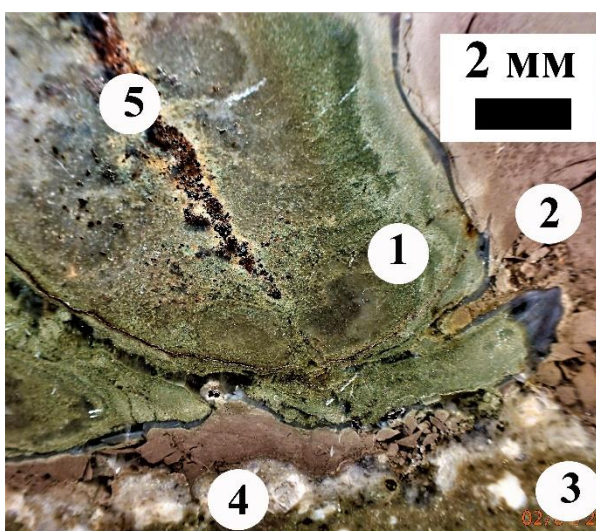


Рис. 6. Полировка поверхности штуфа контактов сульфидно-карбонатной постройки с лавами и алевролитами: 1- сульфидно-карбонатная постройка; 2- алевролиты; 3 – лавы дацитов; 4 – «межконтактный прослой»; 5 - флюидальный канал с сульфидной минерализацией.

Остальные выходы фрагментов лавовых потоков «напорных валов» в центральной и южной зонах имеют сходную холмистую форму. Размеры их выходов - от 5,0 до 20,0 метров по простиранию, а расстояние между ними составляет 50,0-300,0 метров. Данные по изучению их петрографического состава, минералогической дифференциации и контактов с вмещающими породами таврической серии указывают, что это, возможно, части единого лавового палеопотока без сульфидно-карбонатных построек. Возможно, это фронтальные части лавовых языков одного крупного тела, разбитого разломами

древнекиммерийской складчатости на отдельные блоки [12]. Из общей характеристики несколько выделяется холмообразный выход эффузивных пород, названный автором Рыжий, который расположен в 200 м к западу от описанного выше центрального лавового палеопотока. Андезиты, слагающие его, интенсивно окварцованы, гидрослюдизированы и пиритизированы, что указывает на процессы интенсивной гидротермальной деятельности по переработке этого массива. Пирит в породе занимает более 10% общего объёма. Сплошная сульфидная минерализация в андезитах приурочена к зонам повышенной трещиноватости, которые имеют меридиональную ориентировку. Обычно, это маломощные линзовидные прожилки сплошного пирита мощностью до 5,0 мм. К одной такой зоне приурочена карбонат-кварц-халцедон-сульфидная гидротермально-бактериальных постройка, имеющая форму «линзовидной жилы». Она имеет протяжённость 0,8 м. и мощность от 10,0 до 50,0 мм. Постройка имеет резкие контакты с вмещающими породами. Её плоские поверхности покрыты округлыми бугорчатыми образованиями бактериального карбоната и гидроокислов железа и марганца. В центральной части постройки встречаются пепловый материал вулканического стекла, обломки туфового материала и многочисленные раковины моллюсков, гастропод и фораминифер (рис. 7). Тонкостенные карбонатные раковины фауны и их центральная часть замещены пиритом. Эти находки позволяют считать, что «линзовидная жильная» постройка при своём росте была открытой системой. Её образование происходило на выходах гидротермальных источников в сероводородной среде во время активной вулканической деятельности [16].

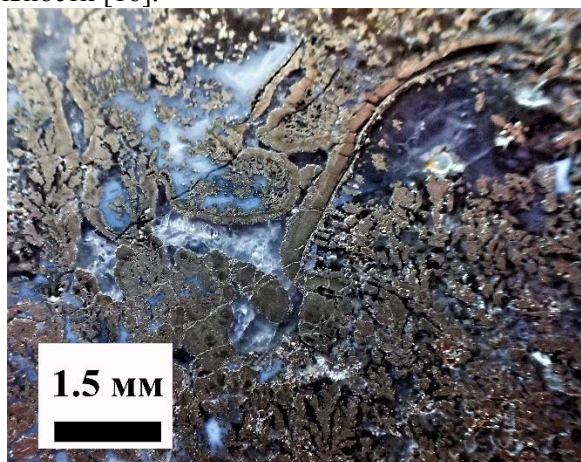


Рис. 7. Тонкостенные раковины брахиопод, колломорфный и друзевидный пирит в карбонат-кварц-халцедон-сульфидной гидротермально-бактериальных постройке.

В настоящее время выход описанных эффузивных пород, проработанный гидротермальной деятельностью, имеет буро-коричневую окраску за счёт гидроокислов железа и марганца. Эти образования имеют двойственную природу. Часть окислов связано с современными процессами выветривания, а большая их часть с участием гальмиролиза [17, 18]. В их продуктах имеются различия. Окислы

современного выветривания сопровождаются гипсом, а «подводное выветривание» - шлейфом охры, налетами окислов железа и марганца, а также приурочено к линейным зонам [19].

В западной части центральной зоны на поверхности одного из фрагментов лавового палеопотока на контакте их туфами была найдена биогерма, сложенная ракушечником брахиопод. Кроме этого, в постройке обнаружены находки гастропод и губок. Ракушечный материал биогермы цементирован «жилыми» образованиями кварц-карбонатными и карбонатными бактериальными постройками. Размеры биогермы в обнажении составляют несколько квадратных метров, а высота около метра. В самой биогерме ракушняк брахиопод и «жилый» карбонат бактериальных построек цементирует крупно глыбовый материал эффузивных пород, имеющих сходство с породами лавовых палеопотоков. Отдельные цементируемые глыбы пиритизированных эффузивов подверглись процессам выветривания. Так как они находятся в не выветренном материале биогермы, поэтому можно считать, что это следы процессов гальмиролиза. Брахиоподы и гастроподы создают достаточно плотную упаковку в цементирующей массе. Они представлены несколькими видами. Их тонкостенные створки обычно покрыта тонкой плёнкой буро-коричного и чёрного светов. Предположительно, это следы симбиоза с бактериальным сообществом вблизи зон метановой дегазации [14]. Несколько выше по разрезу в прослое черных комковатых известняков автором были обнаружены отпечатки моллюсков, брахиопод и раковина аммонита.

Современные извержения лавы из вулканов всегда сопровождаются выбросами туфового материала. Подобные отложения встречаются в северной зоне, а также в западной части центральной. Эти полигенные фациальные материалы выбросов вулкана в разных зонах, возможно, относятся к разным временным интервалам. Между ними находится толща пород таврической серии мощностью 40,0- 80,0 м. Можно считать, что более молодые выбросы вулканогенно-терригенных пород приурочены к северной зоне, а более древние к западной части центральной. У них нет различия в петрографическом составе, но имеется разница в фациальных условиях образования. Результатам исследования пород других фаций вулканизма будет посвящена другая следующая статья.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты исследования Тессельского осадочно-вулканогенного комплекса верхнего триаса установили, что он имеет довольно сложное строение. Изученные автором выходы эффузивных пород представлены образованиями лавовой, кластолавовой, ксенолавокластической, ксеногиалокластической, ксенолитогиалокластической, гидротермальной и гальмиролитической фации.

Горный Крым иногда считают амагматичным регионом Альпийской геосинклинальной складчатой области [1, 3, 21]. Магматические породы занимают в нем менее 10% общей площади [1]. Из этой статистики выделяется западная часть ЮБК. В этом районе выходы интрузивных и эффузивных пород отмечены вблизи поселков Лемены, Кастрополь, Мелас и Форос [1]. Они тянутся своеобразной

цепочкой вдоль прибрежной зоны и находятся на расстоянии пяти - десяти километров друг от друга.

К западу, на продолжение этой зоны, находится описываемый Тессельский осадочно-вулканогенный комплекс андезитов. Обычно вулканические массивы имеют размеры от десятков до сотни квадратных километров [20, 22]. В предгорных обрывах ЮБК обнажается незначительная южная часть нашей вулканической постройки. Можно предположить, что центральная часть вулканического аппарата Тессели находится севернее под толщей пород средней и верхней юры, что косвенно подтверждается наличием под Главной грядой в указанных местах магнитной и гравитационных аномалий [23, 24]. Наиболее близко от жерла вулкана находятся обнажения эффузивных пород в западной части центральной зоны. Здесь отмечаются выходы пород, изменённых гидротермальными процессами и поля трубчатых сульфидно-карбонатных гидротермально-бактериальных построек [25].

Образование вулканогенного комплекса пород происходило в ходе нескольких извержений. Наблюдается значительный временной интервал между образованием эффузивных пород центральной и северной зон. Имеются некоторые различия в фациальных условиях формирования пород этих зон, что связано с разными типами извержений [22, 25]. По нашим предположениям, самый ранний этап связан с излиянием лавовых палеопотоков андезитов. Из-за высокой вязкости палеопотоки имели незначительные размеры и мощность [7]. У них наблюдается внешнее сходство с описанными подобными образованиями в центральной части Горного Крыма под названием «силлы» [1, 26, 27]. Во второй половине XX века исследователи считали, что их образование связано с внедрением «магмы в горизонтально лежащие незатвердевшие осадки таврической серии. При этом породы силлов не взламывают вмещающую толщу, а залегают согласно» [1, 26]. Сложно поверить, что клин пород мощностью более пяти метров прорвётся по глинистому прослою на расстояние более сорока метров, а при этом не изменит и не нарушит элементов залегания, выше залегающих слабо литифицированных, осадков таврической серии.

В отличие от силлов, породы Тессельского подводного лавового палеопотока формировались в одно время и в одном секторе океана Тетис совместно с терригенной толщей таврической серии. Единое время и место образования лав в породах таврической серии доказывают следующие факты, описанные выше:

- находки в фронтальной части палеопотоков выступов валов вздутия и «глыбовых лав» с брекчиевидным материалом;
- поверхности лав в некоторых местах перекрыты плёнкой гиалокластитов;
- в нижней части фронтальных выходов лав и на их поверхности встречаются пепериты и отмечаются следы процессов десквамации андезитов;
- в приконтактной зоне риодациты имеют миндалекаменную текстуру, а в некоторых миндалинах чёрный антраконит с сферолитовой поверхностью образован с участием сообществ прокариот;
- резкие и неровные контакты лав с вмещающей терригенной толщей;
- в приконтактной зоне отсутствуют явные следы воздействия на вмещающие породы высоких температур и образования в них роговиков;

- происходит образование брекчиевидного материала в зоне контакта за счёт остывания лав палеопотока;
- в алевролитах вблизи контакта с лавами отмечается микролинзы туфов и карбонатизация породы за счет бактериального хемосинтеза;
- во всех блоках палеопотоков отмечается зональная минералогическая дифференциация пород от риодацитов до андезитов, а иногда до габбро-норитов.
- находки биогермы брахиопод и сульфидно-карбонатных трубчатых бактериальных построек на поверхности лав.

Главным доказательством лавовой природы магматических тел и образования их во временном периоде T_3-J_1 , являются находки сульфидно-карбонатных трубчатых бактериальных построек. Рост сульфидно-карбонатных трубчатых бактериальных построек начинался на поверхности лавового палеопотока. Своей осью роста они ориентированы перпендикулярно к поверхности лавового потока и слоистости покрывающих их алевролитов таврической серии. Образование тел сульфидно-карбонатных трубок происходило с некоторым опережением формирования терригенного материала пород таврической серии и в период активной вулканической деятельности [28].

Процессы образования пород различных фаций Тессельского вулкана происходили в морской среде палеоокеана Тетис. Доказательством являются находки биогермы брахиопод, плоских и трубчатых бактериальных построек [29], многочисленные следы десквамации на поверхности лав, а также следы процессов гальмиролиза. Предположительно, вулканическая деятельность осуществлялась на больших глубинах океана, на это указывают многочисленные находки тонкостенной фауны и следы высокой газонасыщенности ксеногиалокластов и риодацитов на поверхности лав [7].

Породы таврической серии западной части ЮБК изучали многие геологи [13, 21, 30, 31], но их возраст продолжает оставаться дискуссионным. Найденная автором фауна позволяет уточнить этот вопрос. Довольно разнообразный видовой состав имеют брахиоподы, которые образуют биогерму на поверхности лав и туфов. Из-за сильного сжатия породы в ходе диагенеза, в настоящее время сложно определить их видовой состав. По предварительным результатам значительную часть брахиопод можно отнести к виду *Worobiella* ex gr. *caucasica* Dagys, которые имеют возраст норийский век [31, 32]. Определения выполнены кандидатом геолого-минералогических наук Ю.С. Репиным. Выше биогермы в прослое черных песчаных известняков с включениями микрополосчатых строматолитов были обнаружены отпечатки моллюсков, брахиопод и раковина аммонита. По результатам определения профессора доктора геолого-минералогических наук В.В. Аркадьева из СПб ГУ, найденный аммонит относится к *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics), и его возраст норийский век верхнего триаса [30]. Необходимо отметить, что геологи корифеи в начале XX века описывали в районе Ласпи, Тессели, Фороса [21, 30, 31] находки отпечатков фауны, которые позволили им считать, что породы таврической серии в этом регионе представлены отложениями корнийского и норийского ярусов верхнего триаса. Дополнительным подтверждением предполагаемого возраста являются литологические признаки пород таврической серии. Это находки в

породах таврической серии горизонтов конкреций железистых карбонатов, имеющих плоские, караваеобразные, вытянутые линзообразные и шарообразные формы [13, 21]. Здесь же были найдены песчаники, на поверхности которых отмечалась ячеистая шестиугольная сеть (Paleodictyon). Биоглифы и конкреции обычно характерны для флиша верхнего триаса [13, 21]. Подтверждают данный возраст следы древней киммерийской складчатости на поверхности плоских и трубчатых карбонатных постройках, а также в алевролитах таврической серии. Дополнительную информацию дают результаты изучения цирконов Юго-западного Крыма. У некоторых из них по определению установлен возраст верхнего триаса [33].

В начале статьи авторы писали, что отличием северной зоны развития магматизма от южной, является наличие следов триасового вулканизма в Лозовской зоне северной части Качинского поднятия [1]. Правда, в наше время некоторые исследователи ставят под сомнение этот возраст. На сегодняшний день нет доказательств сингенетичности фауны позднего триаса, так-как её находки обнаружены в тектоническом клине среди вулканитов [3]. Поэтому можно считать, что автором впервые приведены доказательства существования позднем триасе вулканизма в Горном Крыму. Факт его существования в южной зоне требует пересмотра палеогеографических условий формирования Горного Крыма и пород таврической серии. Возможно, вулканизм в позднем триасе имел более широкое распространение. Доказательством такого предположения являются результаты бурения скважин № 1кч и 2кч [6]. Они были пробурены в 60-х годах XX века в центральной части Качинского поднятия. На глубинах более 2000 метров они вскрыли четыре интервала магматических пород мощностью от 50 до 150 метров. Вмещающими породами магматических тел являются алевролиты и аргиллиты таврической серии [6].

ВЫВОДЫ

По результатам наших исследований впервые установлено в западной части южной зоны Горного Крыма наличие вулканизма в позднем триасе. В породах лавовых палеопотоках наблюдается минералогическая дифференциация, а в их фронтальной части и на поверхности встречаются пепериты и отмечаются следы процессов десквамации андезитов. На поверхности лав и туфовой толщи обнаружены сульфидно-карбонатные и карбонат-кварц-сульфидные трубчатые и плоские гидротермально-бактериальные постройки. Их формирование шло за счёт палеофлюидов во время образования эффузивной толщи синхронно с формированием пород таврической серии. Находки на поверхности лав биогерм брахиопод *Worobiella ex gr. caucasica* Dagys, а в разрезе аммонита *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics) указывают норийский возраст вулканизма в южной зоне Горного Крыма.

Установленные гидротермальные изменения пород и полисульфидной минерализации в сульфидно-карбонатных гидротермально-бактериальных постройках позволяют предполагать нахождения вблизи центрального аппарата

Тессельского вулкана крупных рудных тел с полисульфидной минерализацией.

Необходимо продолжить изучение вулканизма в западной части южной зоны Горного Крыма. Особое внимание следует уделить изучению геохимии и петрохимического состава пород, что позволит более точно установить рудную специализацию вулканизма и условий его образования. Обязательно необходимо выполнить работы по уточнению возраста по циркону из эффузивной толщи.

Автор благодарит за консультации и оказанную помощь в изучении пород профессора и члена корреспондента РАН В.В. Масленникова, а за определение фауны профессора доктора геолого-минералогических наук В.В. Аркадьева и кандидата геолого-минералогических наук Ю.С. Репина.

Список литературы

1. Лебединский В.И., Макаров Н.М. Вулканизм Горного Крыма. Киев: Изд-во АН УССР, 1962. 208 с.
2. Славин В.И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 1986. Т. 61. Вып. 6. С. 46–50.
3. Спиридонов Э.М., Федоров Т.О., Ряховский В.М. Магматические образования Горного Крыма. Статья 1 // Бюллетень МОИП. Отд. геологии. 1990. Т. 65. Вып. 4. С. 119–13.
4. Шнюков Е.Ф., Щербаков Е.Е., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев.: «Чернобыльинформ», 1997. 287 с.
5. Заика-Новачкий В.С., Соловьев И.В., Сухорада А.В. Петропавловский палеовулкан Горного Крыма // Вісник Київського Університету. Сер. геології. 1989. № 8. С. 3–8.
6. Иванов В.И. Чайковский Б.И. и др. «Отчет по ГК в м 1:50000 Западной части Горного Крыма, Байдарский р-н в пределах листов L – 36 – 128 – А, Б, В, Г» - 1978-1981. (Фондовый материал КП «Южэкогеоцентр»).
7. Кориневский В.Г. Эффузивы Урала. Екатеринбург.: Уральский Ц АО, 2014. 216 с.
8. Busby-Spera CJ, White J.D.L. Variation in peperite textures associated with differing host sediment properties // Bull. Volcanol. 1987. Vol. 49. P. 765–776.
9. Биске НС, Ромашкин А.Е, Рычанчик дв. Протерозойские пеперит-структуры участка Лебещина // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2004. Вып. 7. С. 193–200.
10. Селиверстов Н.И., Торохов П.В., Баранов Б.В. Подводный вулкан Пийпа: структурно тектонический контроль, геологическое строение и гидротермальная активность // Вулканология и сейсмология. 1995. № 2. С. 50–71.
11. Масленников В.В. Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданосных палеогидротермальных полей. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. 348 с.
12. Пчелинцев В.Ф. Киммериды Крыма. М.: Наука, 1966. 126 с.
13. Логвиненко Н.В. О флишевых текстурах триасовых отложений Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1961. № 3. С. 16–28.
14. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.
15. Лысенко В.И., Садыков С.А., Литая В.А. Морфология и изотопный состав сульфидно-карбонатных построек эффузивных пород верхнего триаса юго-западной части Горного Крыма // Металлогения древних и современных океанов-2017. Четверть века изучений субмаринных месторождений. Миасс.: ИМин УрО РАН, 2019. С. 277–281.
16. Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G. Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka) // Bull. Geol. Soc. of Denmark. 1994. V.41. P. 50–54.
17. Масленников В.В., Зайков В.В. Продукты разрушения и окисления придонных сульфидных построек на дне Уральского палеоокеана // Докл. АН СССР. Т. 319. 1991. № 6. С. 1434–1437.

ЛАВОВЫЕ ПАЛЕОПОТОКИ ТРИАСОВОГО ВУЛКАНИЗМА В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО КРЫМА

18. Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S. Physical, chemical processes of seafloor mineralization at mid-oceanridges// Seafloor hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions. Geophys. Monograph, Washington, DC: Am. Geophys. Union, 1995. V. 91.P 115–157.
19. Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J.-L. et al. Metallogenesis in back-arc environments: the Lau Basin example // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 2154–2181.
20. Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 431 с.
21. Муратов М.В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1959. № 11. С. 31–41.
22. Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.
23. Коболев В.П., Русаков О.М., Богданов Ю.А., Козленко Ю.В. Геофизические исследования в 27-м рейсе НИС «Владимир Паршин» в Черном море // Геофизический журнал. 2007. Т.29. № 2. С.167–178.
24. Ентин В.А., Гинтов О.Б., Гуськов С.И. Ещё раз о природе Крымской гравитационной аномалии // Геофизический журнал. 2010. № 6. С. 34–41.
25. Луцицкий И.В. Основы палеовулканологии. М.: Наука, 1971. Т. 1. 480 с.
26. Лебединский В.И. Пластовые интрузии в таврической серии и их роль в геологической истории Горного Крыма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 32–39.
27. Мудренко С.В. Печников В.А., Самсоненко В.Л. Гипабиссальные и субвулканические образования Бодракско-Салгирской зоны (Предгорный Крым) // Региональная геология некоторых районов СССР. 1983. Вып. 6. С. 18–23
28. Богданова О.Ю., Горшков А.И., Баранов Б.В., Селиверстов Н.И., Сивцов А.В. Гидротермальные образования подводного вулкана Пийпа (Командорская котловина) // Вулканология и сейсмология. 1989, № 3. С. 49–62.
29. Торохов П.В. Сульфидная минерализация гидротермальных образований подводного вулкана Пийпа (Берингово море) // Докл. АН СССР. 1992. Т. 326. № 6. С.1060–1063.
30. Астахова Т.В. Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Крыма // Палеонтологический сборник. 1972. Вып. 2. № 9 С. 57–63.
31. Моисеев А.С. О фауне и флоре триасовых отложений долины р. Салгир в Крыму // Изв. Всес. Геол.-Разв. Объединения. Л. 1932. Вып. 39. С. 1–14.
32. Дагис А. С, Дагис А. А., Казаков А. М., Курушин Н. И. Граница нижнего и среднего триаса на севере Средней Сибири. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 360 с.
33. Nikishin A.M., Khotylev A.O. Bychkov A.Y. Cretaceous Volcanic Belts and the Evolution of the Black Sea Basin // Moscow university Geology Bulletin. 2013. Vol 68. № 03. pp. 141–154.

TRIASIC VOLCANISM IN THE SOUTH-WESTERN PART OF MOUNTAIN CRIMEA

Lysenko V.I.

Moscow State University M.V. Lomonosov Moscow State University Branch in Sevastopol, Russian Federation

E-mail: niagara_sev@mail.ru

Tessel sedimentary-volcanogenic complex of andesites of the Upper Triassic, which is overlain by rocks of the Tauride series, was found in the western part of the southern coast of Crimea. Mineralogical zoning is observed in scoria flows, and peperites are found in their frontal part. On the surface of lavas and tuff strata there are carbonate, sulfide-carbonate and carbonate-quartz-sulfide tubular and flat bacterial structures. Their formation was due to paleofluids during the formation of the effusive stratum simultaneously with the formation of rocks of the overlapping Taurida series.

Hydrothermal rock changes and polysulfide mineralization in hydrothermal-bacterial structures indicate the possibility of detecting large ore bodies with polysulfide mineralization. Findings on the surface of lavas bioherms of brachiopods *Worobiella ex gr. caucasica* Dagys, and in the context of ammonite *Megaphyllites insectus* (Mojsisovics) prove the Triassic age of volcanism in the southern zone of the Mountain Crimea.

Keywords: volcano, lavas, andesites, peperites, tubular structures, paleofluids..

References

1. Lebedinskij V.I., Makarov N.M. Vulkanizm Gornogo Kryma (Volcanism of the Mountain Crimea). Kiev: Izd-vo AN USSR (Publ.), 1962, 208 p. (in Russian).
2. Slavin V.I. Geologicheskaya istoriya Krymskogo poluostrova v triasovom periode (Geological history of the Crimean peninsula in the Triassic period). Byulleten' MOIP. Otd. Geologii, 1986, T. 61, Vyp. 6, pp. 46–50. (in Russian).
3. Spiridonov E.M., Fedorov T.O., Ryahovskij V.M. Magmatische obrazovaniya Gornogo Kryma. Stat'ya 1 (Magmatic formations of the Crimean Mountains. Article 1). Byulleten' MOIP. Otd. Geologii, 1990, T. 65, Vyp. 4, pp. 119–13. (in Russian).
4. Shnyukov E.F., Shcherbakov E.E., Shnyukova E.E. Paleoostrovnyaya duga severa Chernogo moraya (Paleo-island arc of the north of the Black Sea). Kiev: «Chernobyl'inform» (Publ.), 1997, 287 p. (in Russian).
5. Zaika-Novackij V.S., Solov'ev I.V., Suhorada A.V. Petropavlovskij paleovulkan Gornogo Kryma (Peter-Paul Paleovolcano of the Crimean Mountains). Visnik Kiivs'kogo Universitetu. Ser. Geologii, 1989, no 8, pp. 3–8. (in Russian).
6. Ivanov V.I. Chajkovskij B.I. i dr. «Otchet po GGK v m 1:50000 Zapadnoj chasti Gornogo Kryma, Bajdarskij r-n v predelakh listov L – 36 – 128 – A, B, V, G» - 1978-1981. (Fondovyj material KP «Yuzhekogeocentr») (Report on the GGC in m 1: 50,000 of the Western part of the Mountain Crimea, Baidar district, within sheets L - 36 - 128 - A, B, C, D" - 1978-1981. (Stock material of KP "South-Geocenter"). (in Russian).
7. Korinevskij V.G. Gialoklastity (obzor predstavlenij ob usloviyah obrazovaniya) (Hyaloclasts (a review of ideas about the conditions of formation)). Vulkanologiya i seismologiya, 1984, no 6, pp. 82–91. (in Russian).
8. Busby-Spera C.J., White J.D.L. Variation in peperite textures associated with differing host sediment properties // VIII. Volcanol, 1987, Vol. 49, pp. 765–776. (in English).
9. Biske N.S., Romashkin A.E., Rychanchik D.V. Proterozojskie peperit-struktury uchastka Lebeschina (Proterozoic peperite structures of Lebeschina site). Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii, 2004, Vyp. 7, pp. 193–200. (in Russian).
10. Seliverstov N.I., Torohov P.V., Baranov B.V. Podvodnyj vulkan Pijpa: strukturno tektonicheskij kontrol', geologicheskoe stroenie i gidrotermal'naya aktivnost' (Piipa Underwater Volcano: structural tectonic control, geological structure and hydrothermal activity). Vulkanologiya i seismologiya, 1995, no 2, pp. 50–71. (in Russian).
11. Maslennikov V.V. Sedimentogenez, gal'miroлиз i ekologiya kolchedanonosnyh paleogidrotermal'nyh polej (Sedimentogenesis, halmirolysis and ecology of pyritiferous paleohydrothermal fields). Miass: IMin UrO RAN (Publ.), 1999, 348 p. (in Russian).
12. Pchelincev V.F. Kimmeridy Kryma (Kimmerids of Crimea). M.: Nauka (Publ.), 1966, 126 p.
13. Logvinenko N.V. O flishevyyh teksturah triasovyh otlozhenij Kryma. Izv. VUZov. Geologiya i razvedka, 1961, no 3, pp. 16–28. (in Russian).
14. Lisicyn A.P., Bogdanov Yu.A., Gurvich E.G. Gidrotermal'nye obrazovaniya riftovyh zon okeana (ydrothermal Formations of Ocean Rift Zones). M.: Nauka (Publ.), 1990, 256 p. (in Russian).
15. Lysenko V.I., Sadykov S.A., Litau V.A. Morfologiya i izotopnyj sostav sul'fidno-karbonatnyh postroek effuzivnyh porod verhnego triasa yugo-zapadnoj chasti Gornogo Kryma (Morphology and isotopic composition of sulfide-carbonate structures of effusive rocks of the Upper Triassic of the southwestern

- part of the Crimean Mountains). Metallogeniya drevnih i sovremennyh okeanov-2017. Chetvert' veka izucheniya submarinnyh mestorozhdenij. Miass: IMin UrO RAN (Publ.), 2019, p. 277–281. (in Russian).
16. Seliverstov N.I., Torokhov P.V., Egorov Yu.O., Dubrovsky V.N., Taran Yu.A., Kokarev S.G. Active seeps and carbonates from the Kamchatsky Gulf (East Kamchatka). Bull. Geol. Soc. of Denmark, 1994, V.41, pp. 50–54.
 17. Maslennikov V.V., Zajkov V.V. Produkty razrusheniya i okisleniya pridonnyh sul'fidnyh postroek na dne Ural'skogo paleookeana (Destruction and oxidation products of bottom sulphide structures at the bottom of the Ural Paleo-Ocean). Dokl. AN SSSR, 1991, T. 319, no 6, pp. 1434–1437. (in Russian).
 18. Hannington M.D., Jonasson I.R., Herzig P.M., Petersen S. Physical, chemical processes of seafloor mineralization at mid-ocean ridges. Seafloor hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions. Geophys. Monog., Wash., DC: Am. Geophys. Union, 1995, V. 91, pp 115–157.
 19. Fouquet Y., Von Stackelberg U., Charlou J.-L. et al. Metallogenesis in back-arc environments: the Lau Basin example. Economic Geology, 1993, Vol. 88, P. 2154–2181.
 20. Makdonal'd G. Vulkany (Volcanoes). M.: Mir (Publ.), 1975, 431 p. (in Russian).
 21. Muratov M.V. O stratigrafii triasovyh i nizhneyurskih otlozhenij Kryma (On the stratigraphy of the Triassic and Lower Jurassic deposits of the Crimea). Izv. VUZov. Geologiya i razvedka, 1959, no 11, pp. 31–41. (in Russian).
 22. Botvinkina L.N. Geneticheskie tipy otlozhenij oblastej aktivnogo vulkanizma (Genetic types of deposits of areas of active volcanism). M.: Nauka (Publ.), 1974. 318 p. (in Russian).
 23. Kobolev V.P., Rusakov O.M., Bogdanov Yu.A., Kozlenko Yu.V. Geofizicheskie issledovaniya v 27-m rejse NIS «Vladimir Parshin» v Chernom more (Geophysical exploration in the 27th flight of the R / V «Vladimir Parshin» in the Black Sea). Geofizicheskij zhurnal, 2007, T.29, no 2, pp.167–178. (in Russian).
 24. Entin V.A., Gintov O.B., Gus'kov S.I., Eshchyo raz o prirode Krymskoj gravitacionnoj anomalii (Once again on the nature of the Crimean gravitational anomaly). Geofizicheskij zhurnal, 2010, no 6, pp. 34–41. (in Russian).
 25. Luchickij I.V. Osnovy paleovulkanologii (Fundamentals of paleovolcanology). M.: Nauka (Publ.), 1971, T. 1, 480 p. (in Russian).
 26. Lebedinskij V.I. Plastovye intruzii v tavricheskoj serii i ih rol' v geologicheskoy istorii Gornogo Kryma (Formation intrusions in the Tauride series and their role in the geological history of the Crimean Mountains). Izv. AN SSSR. Ser. geol., 1962, no 4, pp. 32–39. (in Russian).
 27. Mudrenko S.V. Pechnikov V.A., Samsonenko V.L. Gipabissal'nye i subvulkanicheskie obrazovaniya Bodrasko-Salgirskoj zony (Predgornyj Krym) (Hypabyssal and subvolcanic formations of the Bodraki-Salgir zone (Piedmont Crimea)). Regional'naya geologiya nekotoryh rajonov SSSR, 1983, Vyp. 6, pp. 18–23. (in Russian).
 28. Bogdanova O.Yu., Gorshkov A.I., Baranov B.V., Seliverstov N.I., Sivcov A.V. Gidrotermal'nye obrazovaniya podvodnogo vulkana Pijpa (Komandorskaya kotlovina) (Hydrothermal formations of the underwater volcano Piipa (Commander Basin)). Vulkanologiya i sejsmologiya, 1989, no 3, pp.49–62. (in Russian).
 29. Torohov P.V. Sul'fidnaya mineralizaciya gidrotermal'nyh obrazovanij podvodnogo vulkana Pijpa (Beringovo more) (Sulfide mineralization of hydrothermal formations of the underwater volcano Piipa (Bering Sea)). Dokl. AN SSSR, 1992, T.326, no 6, pp. 1060–1063. (in Russian).
 30. Astahova T.V. Paleontologicheskaya harakteristika triasovyh otlozhenij Kryma (Paleontological characteristics of the Triassic sediments of the Crimea) // Paleontologicheskij sbornik, 1972, Vyp. 2, 1972, pp. 57–63. (in Russian).
 31. Moiseev A.S. O faune i flore triasovyh otlozhenij doliny r. Salgir v Krymu (On the fauna and flora of the Triassic deposits of the river valley. Salgir in Crimea). Izv. Vses. Geol.-Razv. Ob"edineniya. LI., 1932, Vyp. 39, pp. 1–14. (in Russian).
 32. Dagit A. S., Dagit A. A., Kazakov A. M., Kurushin N. I. Granica nizhnego i srednego triasa na severe Srednej Sibiri (The border of the Lower and Middle Triassic in the north of Central Siberia). L.: Gostoptekhizdat (Publ.), 1959, 360 p. (in Russian).
 33. Nikishin A.M., Khotylev A.O. Bychkov A.Y. Cretaceous Volcanic Belts and the Evolution of the Black Sea Basin. Moscow university Geology Bulletin, 2013, Vol 68, no 03, pp. 141–154.

Поступила в редакцию 31.09.2019