

11. Миклухо-Маклай А. Д. Глыбы и валуны каменноугольных и пермских известняков горного Крыма // Геология СССР.— М.: Недра, 1969.— Т. 8: Крым.— С. 70—74.
12. Муратов М. В. Тектоническая структура и история развития равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа // Сов. геология.— 1955.— № 48.— С. 60—80.
13. Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания равнинного Крыма // Геотектоника.— 1968.— № 4.— С. 54—69.
14. Павлюк М. І., Бозаець О. Т. Тектоніка і формації Скіфської плити.— К.: Наук. думка, 1978.— 146 с.
15. Попович В. С. Структура мезозойского комплекса Керченского полуострова // Геотектоника.— 1974.— № 5.— С. 98—103.
16. Славин В. И., Чернов В. Г. Геологическое строение Битакской свиты (тоар—средняя юра) в Крыму // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1981.— № 7.— С. 24—34.
17. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. и др. Строение земной коры равнинного Крыма по геофизическим данным // Сов. геология.— 1964.— № 8.— С. 44—56.
18. Соллогуб В. В., Соллогуб Н. В. Строение земной коры Крымского полуострова // Там же.— 1977.— № 3.— С. 85—93.
19. Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Соллогуб Н. В. и др. Структура литосферы Карпатско-Крымского сегмента средиземноморского пояса // Геофиз. журн.— 1983.— Т. 5, № 1.— С. 3—13.
20. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1946.— № 1. С. 5—62.
21. Шевченко В. И., Резанов И. А. Глубинное геологическое строение западной части Кавказа, Крыма и прилегающей акватории Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1972.— № 10.— С. 3—18.
22. Янович В., Джюшкэ Д., Мутяхак В. и др. Общий обзор геологии Добруджи. V конгресс Карпато-Балкан. геол. ассоц. Гидрогеол. экск.— Бухарест: Б. и., 1961.— 92 с.
23. Stille H. Tektonische Formen in Mitteleuropa und Mittelasien. L-s Deutsch. geol. Gesellsch.— 1929.— Bd. 81, H. 1—2.— 202 с.

ПГО «Крымморгеология»,  
Симферополь

Статья поступила  
04.08.86

УДК 552.31(477.75)

## Байосские вулканоструктуры Горного Крыма

В. И. Лебединский, И. В. Соловьев

Особенности геологии и вещественного состава байосских вулканитов Горного Крыма охарактеризованы достаточно детально [2—5]. Установлен ряд вулканических центров, особенности их строения и деятельности, однако типизация вулканоструктур, реконструкция процессов их образования и преобразования до сих пор не проведены. В настоящей статье делается попытка на основании изучения структурных особенностей разобщенных вулканогенных разрезов Горного Крыма и некоторых особенностей вещественного состава провести такую типизацию. Как известно, вулканогенные образования байосского [4] возраста распространены в юго-западной (мыс Фиолент), восточной (Карадаг) частях Крымского п-ова, в пределах Предгорной гряды (реки Альма, Бодрак) и на Южном берегу Крыма. Структурная позиция вулканитов и важнейшие характеристики приведены в табл. 1, 2.

Вулканогенные образования мыса Фиолент характеризуются резким преобладанием лав основного и среднего состава, петрографически представленными спилитами, микродиабазовыми и андезито-базальтовыми порфиридами, кератофирами. Они слагают потоки подушечного строения, реже зональные потоки с постепенным переходом от подушечного к глыбово-подушечному и массивному строению. Туфы встречаются редко (индекс эксплозивности 6). Нормально пластующаяся толща обладает выдержанными мощностями и элементами залегания.

Поверхности пахоэ—хоэ, ориентировка подушечных обосблений и характер распределения миндалинов позволяют разделить однородную толщу на ряд потоков. Последние связаны с мелкими центрами излияний, сгруппированными в цепочки субширотного простирания. В совре-

## 1. Тектонические условия проявления байосского вулканизма Горного Крыма

Район	Структурная позиция	Тип вулканоструктуры	Индекс эксплозивности	Физико-географические условия извержений
Мыс Фиолент	Юго-западное крыло Качинского антиклинория, Судачско-Карадагская складчатая зона	Щитовой вулкан	6	Подводные
Форос—Мелас	Юго-западное крыло Южнобережного антиклинория	Стратовулкан	80	Подводные, затем наземные
Карадаг	Северо-восточное крыло Тудакского антиклинория, Судачско-Карадагская складчатая зона	То же	85	То же
Реки Альма, Бодрак	Северо-западное крыло Качинского антиклинория	»	75	»

менном эрозионном срезе такие локальные жерла представляют собой небольшие (до 25—30 м в поперечнике) куполовидные интрузии микродиабазовых порфиритов и кератофиров с радиально-лучистым столбчатым строением. По вещественному составу куполовидные интрузии и лавовые потоки близки, мощность потоков несколько увеличивается с приближением к центрам излияний.

Лавовая толща рассечена системой линейных даек диабазовых порфиритов, габбро-диоритов и диоритов субмеридионального и северо-восточного простирания мощностью 1—12 м. В лавовую толщу внедрена также экструзия риолито-дацитов с поперечником около 300 м.

Особенности вулканогенных разрезов мыса Фиолент позволяют сделать вывод о том, что в ходе вулканизма сформировался щитовой вулкан трещинного типа. Излияния лавы происходило из мелких локальных жерл в подводных условиях. Щитовая вулканоструктура, сложенная почти исключительно лавовым материалом, была пронизана системой линейных даек и осложнена экструзией риолито-дацитов. В развитии вулканоструктуры отчетливо устанавливается тенденция к

## 2. Байосские вулканоструктуры Горного Крыма

Форма вулканических построек	Мыс Фиолент	Форос—Мелас
Экструзии	Экструзив риолито-дацитов	Экструзив риолито-дацитов (?)
Кальдера	Не проявлена	Несортированные глыбово-агломератовые туфы
Стратовулкан	»	Потоки глыбового и массивного строения спилитов, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов
Щитовой вулкан	Потоки подушечного строения спилитов, микродиабазовых порфиритов, андезито-базальтовых порфиритов, кератофиров	Потоки спилитов (?)
Субвулканические образования	Куполовидные интрузии микродиабазовых порфиритов и кератофиров; линейные дайки диабазовых порфиритов, габбро-диоритов, диоритов	Дайки диоритовых порфиритов, штоки габбро-диабазовых порфиритов

подкислению вулканогенного материала, выразившаяся в последовательном переходе снизу вверх по разрезу от спилитов к кератофирам и в образовании кислого экструзива на завершающем этапе формирования вулканоструктуры.

Вулканическая группа Карадага характеризуется особым разнообразием вещественного состава вулканитов, структурных форм и фациальных разновидностей. Разрезы Карадага наиболее полно представляют байосский вулканизм Горного Крыма.

Стратифицированные вулканогенные образования разделяются на две толщи общей мощностью не менее 800 м (основание нижней толщи в самом мощном разрезе скрыто под водами Черного моря). Нижняя толща состоит преимущественно из лав основного и среднего состава глыбового и подушечного строения, реже монолитного и гиалокластитового. Распространена она в нижней части Берегового хребта и горы Малый Карадаг. Мощность лавовых потоков значительная и варьирует от первых до десятков метров, в отдельных случаях достигая 60—80 м. Вулканических туфов очень мало (индекс эксплозивности 7). Лавовые потоки после застывания дали спилиты, кератоспилиты, кератофиры, разнообразные порфириты и гиалоандезиты.

На Карадаге, как и на мысе Фиолент, часть лавовых потоков тесно связана с небольшими куполовидными интрузиями радиально-лучистого строения. Это андезиты скалы Чертов Камень, базальты вблизи Кузьмичева Камня, порфириты скалы Иван-Разбойник и некоторые другие. По размерам они невелики — от 5 до 30 м в поперечнике. Структурно приурочены к зонам пересечения субмеридиональных разломов с северо-восточными. Такие образования были локальными центрами подводных излияний.

Верхняя вулканогенная толща резко отличается от нижней эксплозивным характером (индекс эксплозивности 85). Это многосотметровая толща грубообломочных туфов кератофириров с несколькими потоками лав среднего и среднеосновного состава. Она слагает верхи разреза Берегового хребта и часть горы Малый Карадаг. Геологические и петрографические особенности пирокластических пород западной части хребта Карагач дают основание рассматривать их как образования агломератовых и пирокластических потоков. Они возникли

Окрестности г. Алушта	Гора Карадаг	Реки Альма, Бодрак
?	Экструзив риолитов, протрузив кератофириров	Не проявлена
Не проявлена	Несортированные глыбово-агломератовые туфы	?
»	Потоки подушечного, глыбового, массивного строения спилитовых порфиритов, кератофириров; андезито-дациты, дациты, риолиты; туфы того же состава (от пелитовых до глыбовых)	Потоки подушечного, массивного, глыбового строения спилитовых и базальтовых порфиритов; туфы того же состава (от пелитовых до брекчиевых)
Потоки подушечного и массивного строения спилитов, спилитовых порфиритов, кератофириров	Потоки подушечного, глыбово-подушечного строения спилитов, микродиабазовых порфиритов, базальтов	Не проявлена
Стагмолиты, хоамолиты, лополиты габбро-диабазов, габбро-диоритов, гранодиоритов, плагиогранит-порфиритов; штоки и дайки диоритовых и диабазовых порфиритов, габбро-диабазов	Куполовидные интрузии диабазовых порфиритов и андезитов; линейные дайки диабазовых порфиритов и кератофириров; кольцевые (?) дайки	Дайки, штоки, пластовые, линзовидные тела диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов, диоритов, кератофириров

вследствие мощного направленного взрыва, частично разрушившего вулканическую постройку на месте современного хребта Хоба-Теле, звена Берегового хребта.

В нижней части морского склона хребта Хоба-Теле четко вскрыта корневая система Карадагского палеовулкана, состоящая из субвулканического массива кератофиров, мелких куполовидных интрузий и даек. Самым крупным из них, несомненно, является интрузивный массив кератофиров в нижней части хребта Хоба-Теле с единой системой трещин отдельности. Над ним лежит мощная толща кератофиров с мелкими куполовидными телами андезитов, базальтов и кератофиров с многочисленными крутопадающими и вертикальными дайками кератофиров. Строение потоков лав, как правило, глыбовое.

Кератофирный массив Хоба-Теле отделен на юго-западе и северо-востоке от фланговых цепей Берегового хребта двумя парами крупных вертикальных даек кератофиров северо-западного простирания. Кроме того, много даек пересекают и сам массив кератофиров. Несколько иное толкование строения корневой зоны Карадагского палеовулкана предлагает И. В. Соловьев. Хребет Хоба-Теле он рассматривает как многоканальный вулканический купол, состоящий из ряда сросшихся протрузий.

Особое место на Карадаге занимают трассы и риолиты Святой горы. Трассы петрографически крайне своеобразны и рассматриваются как сваренные туфы риолито-дацитов. С ними по тектоническому контакту граничит грубослоистая толща риолитов, состоящая из ряда лавовых потоков, включающая, очевидно, и вулканические купола.

Карадаг представляет собой очень сложную вулканоструктуру. В целом это крупная постройка центрального типа в виде конуса, состоящая из лавовых потоков, пластов пирокластических пород, разнообразных экструзий и массива трассов. Байосский стратовулкан Карадаг пережил достаточно сложное развитие. Поначалу вулканоструктура мало отличалась от Фиолентского щитового вулкана. Затем в результате мощной взрывной деятельности, подкисления продуктов извержения и изменения физико-географических условий от подводных к субаэральным возник стратовулкан. Он был осложнен кислыми эффузиями и, возможно, экструзиями Святой горы, а также кальдерой. Активно действовали фумаролы и сольфатары, вызвавшие местные метасоматические изменения туфов и лав.

Вулканы окрестностей Фороса и Меласа приурочены к Форосской антиформной структуре на юго-западном крыле Южнобережного антиклинория. Они представлены продуктами извержений основного и среднего состава с резким преобладанием пирокластического материала (индекс эксплозивности 80). Вулканы находятся в сложных тектонических отношениях с вмещающими породами таврической серии. Лавовые потоки спилитов, базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов глыбового и массивного строения слагают верхнюю часть вулканогенной толщи. Среди пирокластических пород преобладают крупнообломочные разновидности околожерловых фаций с постепенным уменьшением мощности от Меласа к Форосу и заменой глыбовых туфов агломератовыми и лапиллиевыми.

В районе Фороса и Меласа выявлен ряд мелких штоко- и дайкообразных тел. Тела диабазовых порфиритов диаметром 10—20 м располагаются цепочкой субширотного простирания. Дайкообразные тела диоритовых порфиритов мощностью 1—1,5 м протягиваются в субширотном направлении. О субвулканической природе этих образований свидетельствуют: а) непосредственная приуроченность или пространственная близость их к вулканогенной толще; б) сходство вещественного состава стратифицированных основных вулканитов и тел диабазовых порфиритов; в) общность вторичных изменений вулканических и секущих их тел.

Расшифровать геологическое строение этого участка трудно из-за фрагментарности разрезов и разобщенности блоков вулканогенной тол-

щи. Изменение мощностей и фациальных особенностей пирокластического материала по латерали от Фороса к Меласу позволяет считать, что в районе последнего находился вулканический центр. Судя по преобладанию пирокластических пород в разрезах, глыбовому и массивному строению лавовых потоков и довольно слабой альбитизации вулканитов, это — фрагменты сложного стратовулкана двучленного строения, аналогичного Карадагу и осложненного побочными лавовыми потоками, завершение формирования которого происходило в наземных условиях. Хаотическое строение толщи грубообломочных пирокластов вблизи Меласа дает основание предполагать, что стратовулкан пережил кальдерообразование.

Начальные этапы формирования вулканоструктуры можно восстановить по вещественному составу пирокластов. В нижних частях разрезов среди глыб преобладают спилиты, в верхних довольно часто встречаются крупные обломки риолито-дацитовых порфиритов. Таким образом, эксплозивным извержениям предшествовало образование щитового вулкана, действовавшего в подводных условиях. Возможно, накануне образования кальдеры возникла кислая экструзия. Сам щитовой вулкан и экструзия, по-видимому, скрыты водами Черного моря и частично разрушены.

Несколько восточнее Фороса, в окрестностях Голубого Залива (бухта Лимены) представлен крупный (более 5 км<sup>2</sup>) изолированный блок среди поля горных пород таврической серии, с трех сторон обрешанный разломами. Мощная (более 400 м) вулканогенная толща состоит из лавовых потоков спилитов, кератоспилитов и кератофиров с подчиненными пластами туфов того же состава. Она довольно быстро сменяется терригенной толщей, состоящей из переслаивания песчаников, мергелистых известняков, туфов и песчаников. Здесь вулканоструктура, по-видимому, имела вид щитового вулкана.

На Южном берегу Крыма, в окрестностях г. Алушта наблюдается ряд магматических тел, приуроченных к осевой части Южнобережного антиклинория. Этот район по сравнению с другими участками распространения вулканитов эродирован в наибольшей степени. Нормально пластующиеся образования обнажены лишь вблизи с. Рыбачье к востоку от Алушты. Здесь вулканогенная толща мощностью 30 м довольно однородна и состоит из потоков спилитов и кератоспилитов, разделенных маломощным пластом туфов основного состава. Строение и состав лавовых потоков аналогичны таковым разрезов Карадага и Фиолента.

Магматические образования окрестностей г. Алушта представлены гипабиссальными и субвулканическими телами разнообразной формы, размера и состава, приуроченными к зоне Криворожско-Самсунского глубинного разлома. Среди них выделяются тела основного состава, сложенные габбро-диабазами и габбро-диоритами (Аюдаг, Чамны-Бурун, Урага и др.), и кислого, представленные плагиогранит-порфирами (Кастель, Шарха, Сераус, Ай-Йорн). Морфологически это слепые вертикальные удлиненные секущие тела с верхней поверхностью типа свода и боковыми вертикальными с признаками раздува, подворачивающиеся на глубине. Размер тел от 20 м до 2,5 км. Массивы основных пород гораздо крупнее кислых. Здесь встречаются также мелкие субвулканические штокообразные тела диоритовых и диабазовых порфиритов, а также дайки габбро-диабазов. По составу субвулканические тела довольно близки к вулканитам.

Резкое преобладание субвулканических тел в окрестностях Алушты объясняется тем, что современный эрозионный срез вскрыл более глубокие по сравнению с другими участками Горного Крыма уровни системы «вулкан над интрузией». Это согласуется с более высоким положением этих образований в осевой части Южнобережного антиклинория в отличие от Фороса и Меласа, находящихся в его юго-западном крыле. На тесную связь покровных фаций вулканитов этого района с субвулканическими породами указывают обломки битовнитового габбро-диабазы в бомбовых туфах Меласского гребня, аналогичного

габбро-диабазам массивов Аюдаг, Урага, Чамны-Бурун. О генетической связи интрузий кислого состава с родоначальной основной магмой говорит принадлежность их к плагиогранитному ряду.

Среди субвулканических тел окрестностей г. Алушта можно выделить три генерации. Первая охватывает куполовидные массивы основного состава, вторая — менее глубинные массивы кислого, третья — дайкообразные тела основного состава (например, дайка у подножия западного склона Аюдага).

Среднеюрские вулканы Альма-Бодракского междуречья выявлены в окрестностях сел Трудолюбовка и Кизиловое. Нормально пластующиеся образования по берегам Партизанского водохранилища и долине р. Бодрак представлены маломощными потоками спилитов и базальтовых порфиритов подушечного, глыбового и массивного строения

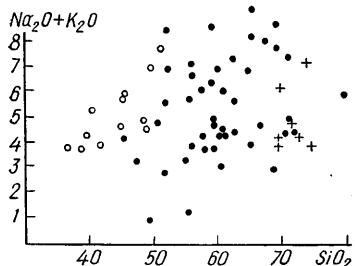


Рис. 1. Диаграмма щелочи—кремнезем байосских вулканогенных пород Горного Крыма  
Здесь и на рис. 2, 3: ● — вулканы щитового вулкана; ○ — то же стратовулкана; + — экструзии

с пачками туфов основного состава. Среди последних — широкая гамма переходов от пелитовых и псаммитовых туфов к агломератовым и бомбово-лапиллиевым. Среди лав, особенно в верхах разреза, довольно много неальбитизированных (индекс эксплозивности высокий — 75).

Поскольку мощность вулканогенной толщи увеличивается с юга на север (от Трудолюбовки к Кизиловому), можно считать, что на р. Альма был центр вулканической дея-

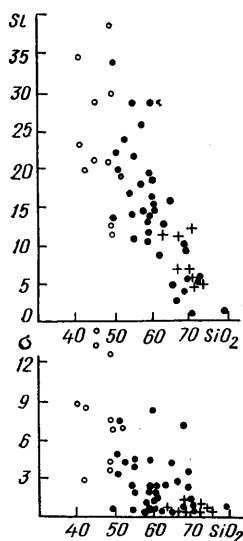


Рис. 2. Изменение  $Si$  и  $\sigma$  при возрастании кислотности байосских вулкаников Горного Крыма

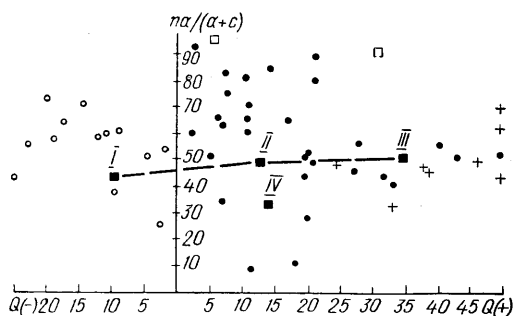


Рис. 3. Сопоставление байосских вулканогенных образований Горного Крыма по степени альбитизации

□ — вычисленные составы бескальциевых пород, по В. И. Чернову [7]; ● — средние составы, по Р. Дэли; I — базальтов, II — андезитов, III — риолитов, IV — трахитов; пунктиром обозначена линия средних составов эффузивов нормального ряда, по Р. Дэли

тельности. Но жерловые фации распространены и на р. Бодрак в районе Кушнаревской балки, поэтому вероятно существование и Бодракского центра извержений.

Субвулканические тела довольно разнородны: дайкообразные тела, пластовые интрузии, линзовидные тела и мелкие штоки диабазов, диабазовых порфиритов и базальтовых порфиритов, кератофинов, микродиоритов и диоритов.

О закономерностях эволюции химического состава вулкаников разных этапов формирования байосских вулканоструктур Горного Крыма можно судить по ряду петрохимических коэффициентов (рис. 1—3,

табл. 3). Горные породы, слагающие щитовые вулканы (спилиты, кератоспилиты и др.), характеризуются близкой к нормальной для этих пород суммой щелочей с отчетливой тенденцией к повышению по мере увеличения количества  $\text{SiO}_2$  (рис. 1). У вулканитов здесь наиболее высокие значения индекса затвердевания Куно (рис. 2,  $Sl$ ), у спилита Малого Карадага он приближается к 40, что свидетельствует о наибольшей близости таких образований к родоначальной магме. Четко прослеживается тенденция к уменьшению  $Sl$  с увеличением содержания  $\text{SiO}_2$  при переходе к экструзивным образованиям в результате кристаллизационного фракционирования. В целом индекс затвердевания для горных пород щитового вулкана изменяется в довольно широких пределах — от 38,5 у спилита Малого Карадага до 11 у диабаза хребта Кара-Баир.

Сериальный щелочной индекс Ритмана ( $\sigma$ ) колеблется от 2,4 у спилита хребта Карагач до 14,6 у спилита хребта Магнитный на Карадаге (рис. 2). Такая сильная вариабильность  $\sigma$  объясняется тем, что для щитового вулкана характерны породы основного состава с вы-

### 3. Петрохимические особенности эффузивных пород Горного Крыма разных вулканоструктур

Порода	<i>alk</i>	<i>na/(a+c)</i>	<i>Sl</i>	$\sigma$	<i>Q</i>
<b>Щитовой вулкан</b>					
Спилитовый порфирит (гора Малый Карадаг)	4,8	63,9	38,5	4,5	2,2
Спилитовая бомба (хребет Кок-Кая)	5,3	56,5	32,8	8,2	-23,0
Диабазовый порфирит (п. г. т. Форос)	4,5	61,3	28,9	3,5	-9,3
Бомба спилитового порфирита (мыс Ифигении)	7,6	70,9	18,8	7,3	-14,3
Спилит (гора Хыр)	5,8	63,3	27,4	13,7	-17,4
» (хребет Карагач)	7,5	54,3	22,9	27,0	-4,6
» (хребет Магнитный)	5,9	56,4	18,6	14,6	15,9
» » »	7,6	73,8	18,5	12,2	-20,0
Диабаз (гора Керабаир)	6,9	58,2	10,8	7,5	-12,4
<b>Стратовулкан</b>					
Спилитовый порфирит (Львиная бухта)	4,8	54,2	21,3	3,1	-2,2
То же	5,5	55,8	20,2	3,2	-1,9
» (гора Шапка Мономаха)	5,7	75,4	20,7	2,6	5,5
Оксикератофир (ущелье Гяур-Бах)	8,5	81,7	2,1	3,0	14,5
» (хребет Карагач)	7,3	79,9	0,4	1,9	22,0
Андезитовая бомба (Сердоликовая бухта)	4,2	51,8	18,6	1,0	19,8
Андезито-базальт (хребет Карагач)	2,4	35,0	27,5	0,6	6,8
Гиалоандезит (Сердоликовая бухта)	3,9	60,8	27,3	1,1	10,8
» (хребет Карагач)	3,0	10,8	12,8	1,3	17,8
Порфирит » »	4,4	55,8	7,3	1,0	27,7
Оксикератофир (хребет Большая Стена)	9,0	72,8	3,7	3,1	18,6
Дацит (хребет Карагач)	4,6	43,0	9,3	0,9	32,4
Кератофир » »	8,7	79,8	10,2	4,5	0,1
Андезит (ущелье Чертов Камень)	3,9	27,4	14,7	0,6	20,1
Кератофир (ущелье Гяур-Бах)	8,5	83,7	12,4	4,7	-8,0
» (гора Шапка Мономаха)	6,5	83,0	18,3	2,5	6,7
» (скала Иван-Разбойник)	6,7	65,2	13,5	2,7	6,3
Оксикератофир (хребет Хоба-Тепе)	6,9	48,8	12,3	2,2	22,4
То же	4,4	50,5	50,1	0,7	43,3
Базальт (гора Святая)	0,8	9,3	33,9	0,1	13,3
<b>Экструзия</b>					
Трасс (гора Святая)	7,0	43,0	4,7	0,6	55,7
Оксикератофир (хребет Хоба-Тепе)	6,1	33,4	11,9	1,4	35,8
Риолито-дацит (гора Святая)	4,2	49,7	12,3	0,4	46,7
» (Сердоликовая бухта)	4,8	46,1	6,7	0,7	38,8
Трасс (гора Святая)	4,3	43,0	4,8	0,6	55,7

Примечание:  $alk = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (%);  $Sl = \frac{100 \text{ MgO}}{\text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}$  ;  
 $\sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43}$ . Коэффициенты *alk*, *Sl*,  $\sigma$ , *Q* пересчитаны по анализам из работы [4].

соким содержанием оснований, и поэтому разделение их по  $\sigma$  на родственные группы затруднительно. Тем не менее заметна тенденция к уменьшению  $\sigma$  с повышением кремнекислотности, которая, возможно, связана с ассимиляцией магмой сиалического материала. Происходящее при этом увеличение щелочности обусловлено альбитизацией пород.

Образования стратовулканов из-за контрастности своего состава не занимают на графиках обособленного положения. Щелочность горных пород несколько превышает нормальную почти для каждого типа (рис. 1).  $Sl$  сильно варьирует, но в целом он несколько ниже, чем у пород щитового вулкана (рис. 2). Наиболее низкие его значения у экструзий, представляющих собой конечный продукт кристаллизационного фракционирования. Та же тенденция свойственна и  $\sigma$ . Из рис. 2 видно, что для группы пород Карадага  $Sl$  практически не изменяется (от 0,1 до 0,88) при довольно значительных колебаниях содержания  $SiO_2$  (от 50 до 80). В состав этой группы входит андезито-базальтовый порфирит, андезито-дацитовый и дацитовый порфириты, туф кератофира хребта Карагач, оксикератофир хребта Хоба-Тепе, базальт, трапсы и риолито-дацитовый порфир Сердоликовой бухты. Это свидетельствует о том, что горные породы образовались вследствие гравитационной дифференциации и о генетическом единстве разнообразных вулканитов в сложной постройке Карадага.

Своеобразие крымских вулканитов состоит в значительной альбитизации плагиоклазов. Для петрохимической характеристики этого явления полезен рис. 3, иллюстрирующий зависимость  $na/(a+c)$  от  $Q$  (все коэффициенты по А. Н. Заварицкому). Величина  $na/(a+c)$  отражает роль щелочей в составе полевых шпатов, Na в щелочах и выявляет привнесенный Na [7].

На рис. 3 фигуративные точки крымских вулканитов лежат ниже точек безкальцишпатовых альбитовых пород, поэтому формально можно предположить отсутствие магматического альбита в этих породах. По минералогическим наблюдениям в зональных лавовых потоках Карадага [3] можно утверждать, что альбит в них действительно наложенный.

Степень альбитизации байосских вулканитов довольно сильная, особенно у спилитов, кератофинов и оксикератофинов Карадага, и в целом не зависит от содержания  $SiO_2$ . Но имеются явные различия в степени альбитизации горных пород щитового вулкана и стратовулкана. В первых, изливавшихся преимущественно в подводных условиях, она заметно сильнее, чем во вторых, формировавшихся главным образом на наземной обстановке.

На основании изложенного можно сделать следующее заключение. Байосский вулканизм Горного Крыма характеризуется сходством вещественного состава продуктов извержений, тектонических и физико-географических условий и соответственно главных типов вулканоструктур. Самый распространенный тип вулканоструктуры — сложный стратовулкан. Для него характерна генетическая последовательность преобразования вулканоструктур, обусловленная эволюцией магмы. В соответствии с гомодромным направлением эволюции такой генетический ряд начинается формированием в подводных условиях трещинных щитовых вулканов (Карадаг, мыс Фиолент, бухта Лимены). В дальнейшем на фоне общего подкисления продуктов извержений и смены подводных условий наземными щитовой вулкан преобразовался в стратовулкан, переживший затем кальдерообразование и формирование экструзий. В полном виде такая последовательность выражена на Карадаге. На р. Альма нет щитового вулкана и экструзий, а на мысе Фиолент — стратовулкана, но зато проявляется экструзия.

Специфика строения вулканогенных образований Горного Крыма также обусловлена пластичным характером субстрата и выражается в отсутствии повторяющихся проседаний концентрических блоков вулканоструктур и связанных с ними кольцевых и конических даек, последо-



вательном смещении вулканических центров во времени, куполовидной поверхности свода и раздувах боковых стенок гипабиссальных тел.

При палеовулканологическом прогнозировании нужно учитывать, что рудообразование чаще всего сопровождается поздние стадии вулканической деятельности и резкую смену в процессе эволюции основных и средних пород кислыми [6]. В этом смысле особый интерес должны представлять вулканогенные толщи стратовулканов, а также экстрезивные образования.

## Summary

Basic types of the Bajosian volcanic structures in the Mountain Crimea are reconstructed. It is stated that volcanic structures are characterized by progressive genetic sequence of their formation consisting in the transformation of the above structures from the shield volcano to the stratified one as a result of the homodromic type of magma evolution.

1. *Кочурова В. Н.* Магматизм северо-западной части Горного Крыма.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1968.— 110 с.
2. *Лебединский В. И.* Новые данные о генезисе спилито-кератофировой формации Горного Крыма // Проблемы магмы и генезиса изверженных пород.— М.: Изд-во АН СССР.— 1963.— С. 226—232.
3. *Лебединский В. И., Кириченко Л. П.* Основные вехи истории палеовулкана Карадаг // Палеовулканологические карты и вопросы металлогении.— Свердловск: Изд-во АН СССР, 1983.— Т. 1.— С. 31—32.
4. *Лебединский В. И., Макаров Н. Н.* Вулканизм Горного Крыма.— Киев: Изд-во АН УССР, 1962.— 208 с.
5. *Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н.* Вулканическая группа Карадага в Крыму.— М.: Изд-во АН СССР, 1933.— 260 с.
6. *Лучицкий В. И.* Палеовулканология.— М.: Наука, 1985.— 280 с.
7. *Чернов В. И.* О петрохимическом способе выражения степени региональной альбитизации магматических пород // Вопросы петрохимии.— Л.: Изд-во АН СССР.— 1969.— С. 179—180.

Симфероп. фил. Днепропетр. инж.-строит. ин-та,  
Симферополь  
Киев. ун-т, Киев

Статья поступила  
24.12.86