

УДК 551.21(234.86)

ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ РАЙОНА МЫСА ФИОЛЕНТ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)

© 2016 г. М. Ю. Промыслова, Л. И. Демина, А. Ю. Бычков, А. И. Гушин,
Н. В. Короновский, В. В. Царев

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет
119991, Москва, Ленинские горы, д. 1
e-mail: mary.promyslova@gmail.com

Поступила в редакцию 20.05.2015 г.

В результате проведенных авторами исследований в районе мыса Фиолент впервые установлена офиолитовая ассоциация, включающая серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты, расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс, габбро и габбро-долериты, фрагменты комплекса параллельных даек, подушечные лавы, кремнистые черные слоистые образования и яшмы. Химический состав, включая распределение редких земель и широкий спектр других микроэлементов, подушечных лав и долеритов из офиолитов района мыса Фиолент, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга.

Ключевые слова: офиолитовая ассоциация, серпентиниты, серпентинизированные перидотиты, подушечные лавы, комплекс параллельных даек, геодинамическая обстановка, Юго-Западный Крым

DOI: 10.7868/S0016853X16010045

ВВЕДЕНИЕ

Офиолитовые ассоциации складчатых областей представляют собой фрагменты древней океанической коры. Они сохраняются в сутурных зонах, представляющих собой следы закрытия крупных бассейнов – океанов и задуговых окраинных морей спредингового типа. В Горном Крыму В.В. Юдиным [19] выделена юрско-раннемеловая Предгорная коллизийная сутура (рис. 1), образовавшаяся, по его мнению, при закрытии палеоокеана Мезотетис. Основанием для этого послужили “следы” офиолитовой ассоциации – серпентинизированные ультраосновные породы, обнаруженные в керне скважины, пробуренной в 15 км к северо-востоку от г. Симферополя [15]. Серпентиниты были описаны в гальках ниже-среднеюрских конгломератов битакской свиты [20], вскрыты скважинами на Гераклейском плато Юго-Западного Крыма и подняты при драгировании Ломоносовского подводного массива, расположенного на дне Черного моря в 24 милях к юго-западу от мыса Фиолент [23]. В то же время коренные обнажения серпентинитов в Горном Крыму были неизвестны, поэтому их геологическое положение и взаимоотношение с другими комплексами горных пород были не ясны. Во время полевых работ 2014 г. нами впервые в Горном Крыму были найдены коренные выходы серпентинизированных ультраосновных пород и серпентинитов в береговых обрывах, распо-

ложенных к западу от мыса Фиолент, находящемся на южной окраине Гераклейского полуострова [2]. Были встречены также фрагменты комплекса параллельных даек, ранее не описываемые в районе, и слоистые кремнистые породы, что в совокупности с широко распространенными подушечными лавами, а также габбро, перидотитами и яшмами позволяет существенно дополнить и уверенно выделить в районе офиолитовую ассоциацию [14].

Несмотря на то, что магматизм Крымского полуострова к настоящему времени изучен достаточно детально благодаря исследованиям В.И. Лучицкого в 1939 г., С.М. Кравченко в 1958 г., В.И. Павлинова в 1947, 1949 гг., В.И. Лебединского, Н.Н. Макарова в 1962 г., В.И. Лебединского, И.В. Соловьева [6], Э.М. Спиридонова и др. в 1989, 1990 гг., Е.Е. Шнюковой [17, 18] и многих других, магматические образования, развитые в районе мыса Фиолент, до сих пор являются наименее изученными. Магматические образования обнажены практически в вертикальных скальных обрывах вдоль берега моря южной части Гераклейского полуострова на протяжении около 7 км (см. рис. 1). С востока их выходы ограничены Гергиевским разломом, который резко отделяет этот район от остальной части Горного Крыма. Трудность изучения магматитов в районе мыса Фиолент заключается еще и в том, что фактически мы имеем дело только с разрезами и не можем

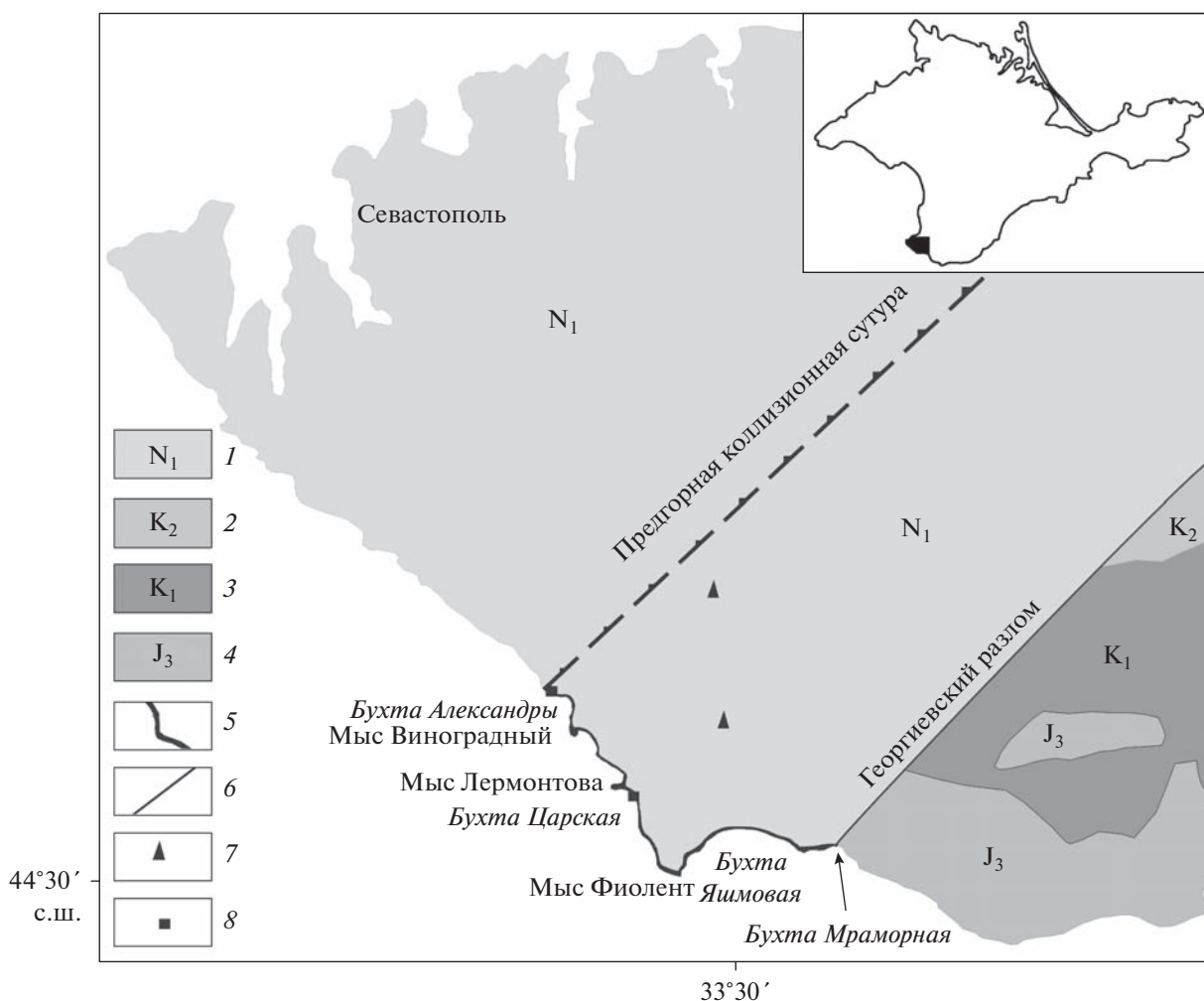


Рис. 1. Схема геологического строения южной части Гераклейского полуострова, составлена с использованием данных В.В. Юдина [22], с изменениями

1 – миоцен: органогенно-детритовые и глинистые известняки, 2 – верхний мел: мергели, известняки, песчаники, глины, 3 – нижний мел: песчаники, конгломераты, глины, известняки, 4 – верхняя юра: рифогенные известняки, 5 – магматиты, 6 – разломы, 7 – положение скважин, вскрывших магматиты, 8 – места находок серпентинитов

наблюдать их взаимоотношения в плане, что не позволяет достоверно определить направления падения и простираения как отдельных толщ, так многочисленных разрывных нарушений. Подобные измерения можно произвести только в обнажениях некоторых небольших мысов, вдающихся в море и сохранившихся благодаря присутствию небольших интрузивных тел – даек, штоков, экстррузивных куполов, мелких интрузий.

Традиционно магматизм данного района сопоставляется с карадагским типом [6, 7, 20, 21, 23 и др.], а время его проявления относится к средней юре (байос), что отражено на всех геологических картах Крыма. В.В. Юдин [22], относит этот район к зоне Симферопольского меланжа, состоящего из хаотически расположенных бескорневых глыб магматического материала, нижние кромки которого согласно геофизическим

данным находятся на глубинах менее 1–2 км, что свидетельствует об их аллохтонном залегании. При этом вышеупомянутый автор отмечает, что в меланже района отсутствуют фрагменты офиолитовой ассоциации [23].

Магматический массив мыса Фиолент считается щитовым вулканом, цоколем которого являются отложения таврической серии (верхний триас–нижняя юра). Однако до сих пор в районе Фиолента подобные образования не обнаружены ни на суше, ни на морском дне [18]. Скважины, пробуренные к северу от мыса Фиолент на Гераклейском плато, также не вскрыли породы таврической серии. Вулканические образования перекрываются органогенно-детритовыми и глинистыми известняками сарматского яруса неогена, залегающими практически горизонтально.

Е.Е. Шнюковой [17, 18] отрицается наличие единого Фиолентовского вулкана. Магматические образования района разделены ею на три участка, каждый из которых отражает самостоятельный этап магматизма. На западном участке резко преобладают интрузивные тела габбро-долеритов, габбро-норитов, среди которых встречаются ультраосновные породы — верлиты, реже лерцолиты и дуниты с кумулятивными структурами. Центральный участок сложен магматитами контрастной базальт-плагиориолитовой серии. На восточном участке развиты преимущественно неальбитизированные миндалекаменные базальты, андезибазальты, дациты, прорываемые дайками оливиновых долеритов. К офиолитам Е.Е. Шнюкова относит только магматиты западного участка. Подушечные лавы центрального участка не включены в состав офиолитов из-за их геохимических характеристик, отличных, по ее мнению, от таковых для пиллоу-лав массива Кюре, расположенного в Анатолии и считающегося эталоном для геодинамических реконструкций Черноморского региона.

Единичные определения абсолютного возраста магматитов Фиолента проведены Е.Е. Шнюковой [17, 18]. Проанализированные U-Pb SHRIMP методом цирконы (3 зерна) из дайки базальтов центрального участка указали на докембрийский возраст — 1771 ± 28 млн лет. Древний возраст (2091 ± 10 млн лет) получен по шести зернам циркона также и для верлита западного участка. Для плагиориолита центрального участка района мыса Фиолент K-Ar методом определен возраст в 174 млн лет, что соответствует началу средней юры.

ОФИОЛИТОВАЯ АССОЦИАЦИЯ РАЙОНА МЫСА ФИОЛЕНТ

В состав офиолитовой ассоциации нами включены серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс; габбро и габбро-долериты; фрагменты комплекса параллельных даек; подушечные лавы; кремнистые черные слоистые образования и яшмы. В центральной части района также распространены плагиориолиты, реже риолиты, которые, как будет показано ниже, также вполне закономерно, входят в состав офиолитовой ассоциации.

Серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты обнаружены нами впервые на западном окончании магматических выходов района мыса Фиолент к северу от скалы Утюг. Она имеет линзовидную вытянутую в северо-западном направлении форму и сложена сильно трещиноватыми и измененными габбро с раздробленными зернами клинопироксена, редкого ортопироксена, табличками основного плагиоклаза, сосюритизированного и альбитизированного по краям. Из вторичных минералов резко преобладает хлорит,

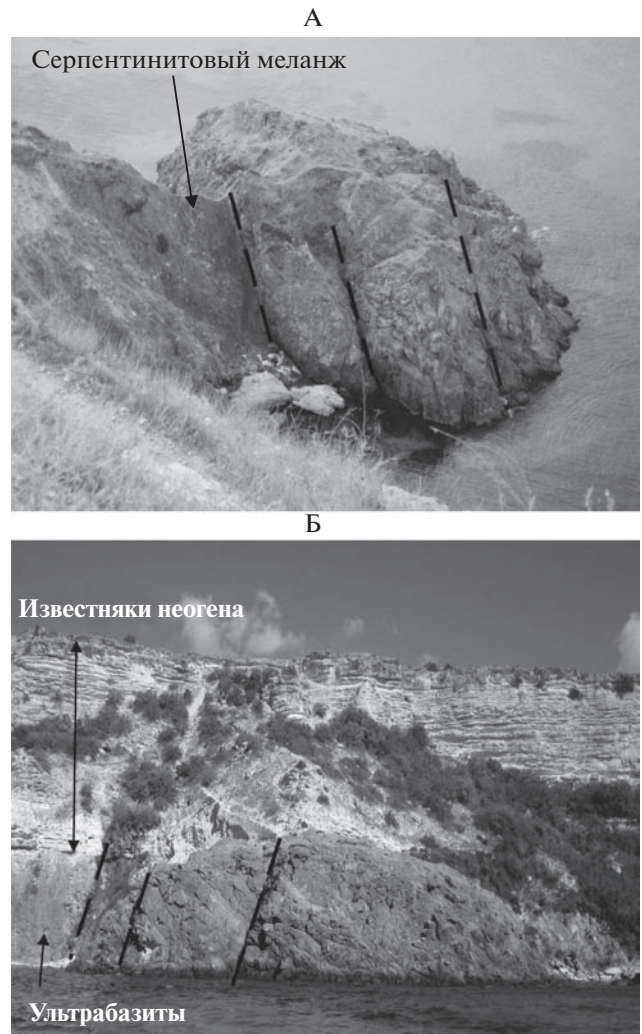


Рис. 2. Коренные обнажения серпентинизированных ультрабазитов и серпентинитов в районе скалы Утюг. А — вид с северо-запада, Б — вид с юго-востока. Штриховые линии — разломы

ассоциирующийся с мелкими зернами рудного минерала. Коренные выходы серпентинизированных ультрамафитов и серпентинитов приурочены к пересечению двух субвертикальных зон разломов северо-восточного и северо-западного простираний, ограничивающих обрывы скалы Утюг (рис. 2, А, Б). К западу от скалы в береговых обрывах развиты измененные и брекчированные подушечные лавы. Отдельные подушки намечаются по выполнению пространства между ними эпидотизированными брекчиями и зелеными яшмами. Лавы представлены афировыми миндалекаменными базальтами с типичной спилитовой структурой. Миндалины сложены преимущественно эпидотом.

Выходы подушечных лав ограничены с востока зоной разлома, по которой они контактируют с

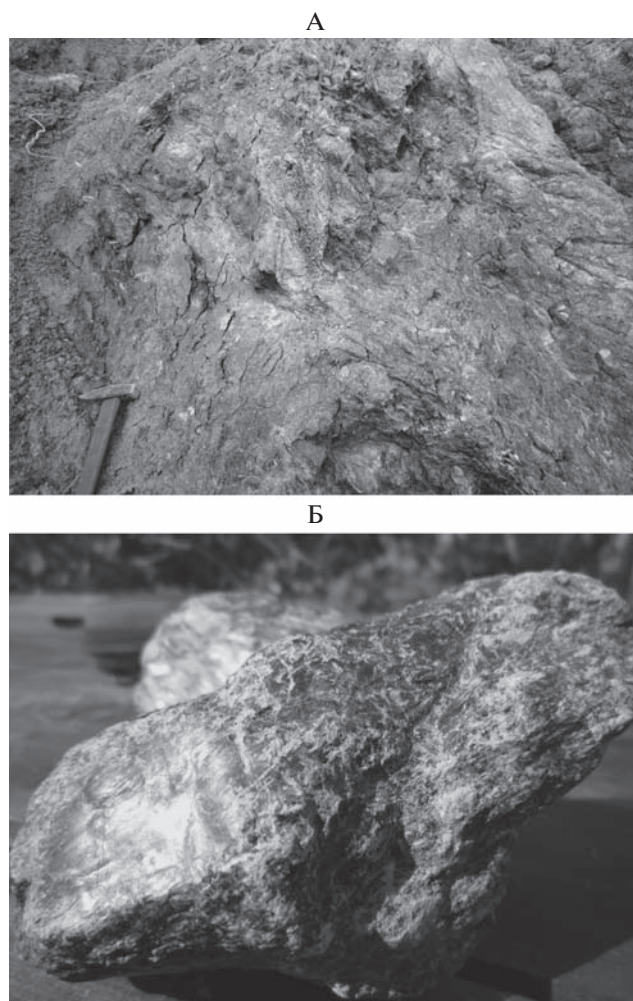


Рис. 3. Выходы (А) и штуф серпентинитов (Б)

серпентинизированными ультраосновными породами с многочисленными зеркалами скольжения и плоскостями рассланцевания, придающими им сланцеватую и линзовидную текстуру. Серпентинизация проявлена неравномерно и тяготеет к параллельному направлению рассланцевания трещинкам. Серпентин представлен чешуйчатыми пластинками антигорита, реже тонкими волокнистыми агрегатами хризотила. На сколах, перпендикулярных к направлению рассланцевания, породы имеют очковую текстуру, выраженную в наличии отдельных раздробленных довольно крупных (до 2 мм) зерен клинопироксена (очков), обтекаемых агрегатами серпентина, хлорита, реже талька и актинолита. Первичный состав ультраосновных пород определить довольно трудно. С наибольшей долей вероятности их можно отнести к верлитам или лерцолитам, поскольку в шлифах помимо клинопироксена иногда встречаются реликты измененных зерен ромбического пироксена и оливина. К восточному контакту серпентинизированных

ультрабазитов приурочена дайка мелкозернистых долеритов с обилием рудных минералов.

Далее к востоку непосредственно у скалы Утюг расположена зона катаклизмов и милонитов, к которой и приурочены выходы серпентинитов, образующих округлые, выпуклые поверхности (см. рис. 3, А) на фоне раздробленных пород. В целом эти образования представляют собой серпентинитовый меланж, видимая ширина выхода которого в северо-восточном направлении составляет около 15 м, а в северо-западном достигает 40 м. Меланж из-за существенно меньшей прочности по сравнению с габбро разрушается более интенсивно и слагает перешеек между скалой и береговыми обрывами. Серпентиниты характеризуются грубочешуйчатой и линзовидной отдельностью, буроватым темно-серым цветом на выветрелой поверхности и пятнистой шелковистой окраской разных оттенков зеленого цвета на свежих сколах (см. рис. 3, Б). Они сложены агрегатами тонких иголок серпентина – преимущественно хризотила, ориентированных либо параллельно друг относительно друга, либо образующих сноповидные скопления. В небольшом количестве присутствуют хлорит, актинолит, тальк, тремолит, карбонат и рудные минералы. Реликты раздробленных зерен клинопироксена или его отдельные обломки распространены в породе неравномерно и в существенно меньшем количестве, чем в серпентинизированных ультрамафитах. Это свидетельствует о том, что серпентинизации подвергались одни и те же породы, а ее интенсивность зависела от их проницаемости для морской воды и метаморфизирующих растворов, которая существенно выше в зонах разломов.

Серпентиниты в метаморфизованных брекчиях установлены нами в коренных обнажениях (рис. 4, А, Б), развитых к востоку от мыса Лермонтова в береговых обрывах Царской бухты и мыса Львенок. Метаморфические брекчии перекрыты подушечными лавами и прорываются серий параллельных даек долерито-базальтов и базальтов (рис. 5, А), которые являлись подводящими каналами для базитовой магмы. Дайки имеют мощность от 15 до 60 см и подорванные, нечеткие контакты (см. рис. 5, Б) с брекчиями в скринах (20–60 см), что свидетельствует об их внедрении в нелитифицированные брекчии. Часто брекчии содержат обломки пород даек, иногда дайки оказываются растащенными на отдельные фрагменты, что хорошо видно в обнажениях обрывов мыса Львенок. Брекчии сложены угловатыми и слабо окатанными обломками основных и ультраосновных пород, реже слоистых первично глинисто-терригенных образований, сцементированных матриксом, состоящим из микро и мелкообломочного материала этих же пород, а также кремнистыми образованиями – яшмами светло-голубовато-зеленого цвета. Подобные яшмы слагают также трещины в контактовых зонах даек, где присут-

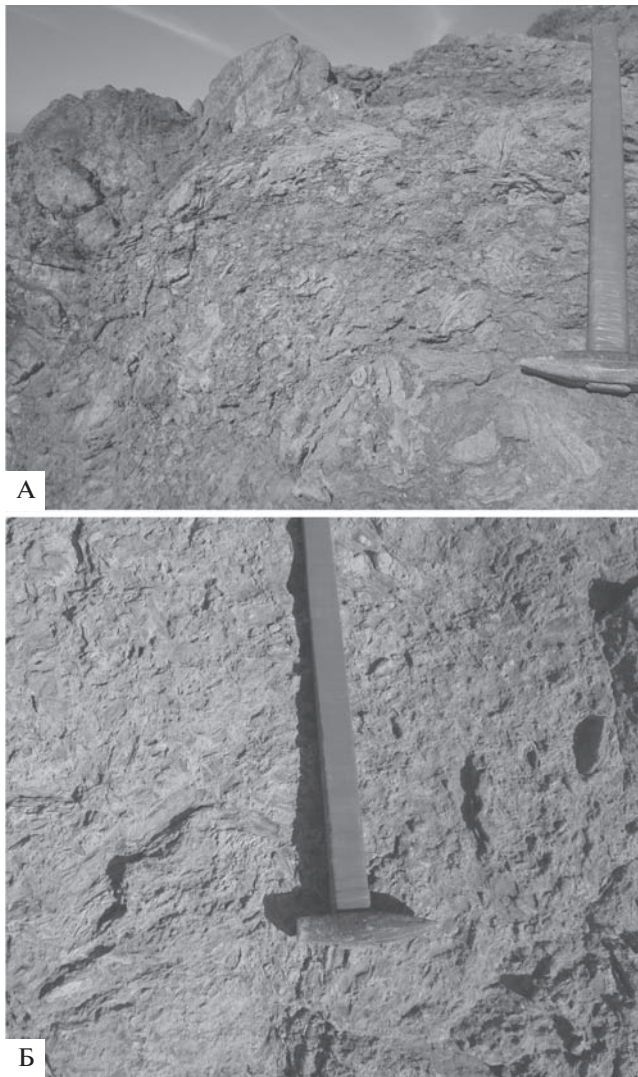


Рис. 4. Фотографии обнажений метаморфизованных брекчий в береговых обрывах Царской бухты (А) и мыса Львенок (Б)

ствуют и мелкие многочисленные карбонатные жилки. Среди обломков брекчий встречаются пластинчатые разности (см. рис. 4, Б), представляющие собой гиалокластиты, образовавшиеся при растрескивании быстро остывающих в подводных условиях лав. Брекчии метаморфизованы в условиях высокотемпературной степени зеленосланцевой фации. В обломках представлены типичные хлоритовые, хлорит-альбитовые, реже хлорит-актинолитовые и хлорит-эпидотовые сланцы, а также аподунитовые серпентиниты с петельчатой структурой. Этот факт свидетельствует о том, что ультраосновные породы были выведены на морское дно и интенсивно разрушались до начала излияния базальтов. Подобные брекчии широко распространены в офиолитах Лигурии, Малого Кавказа, Южного Тянь-Шаня и других областей [5].

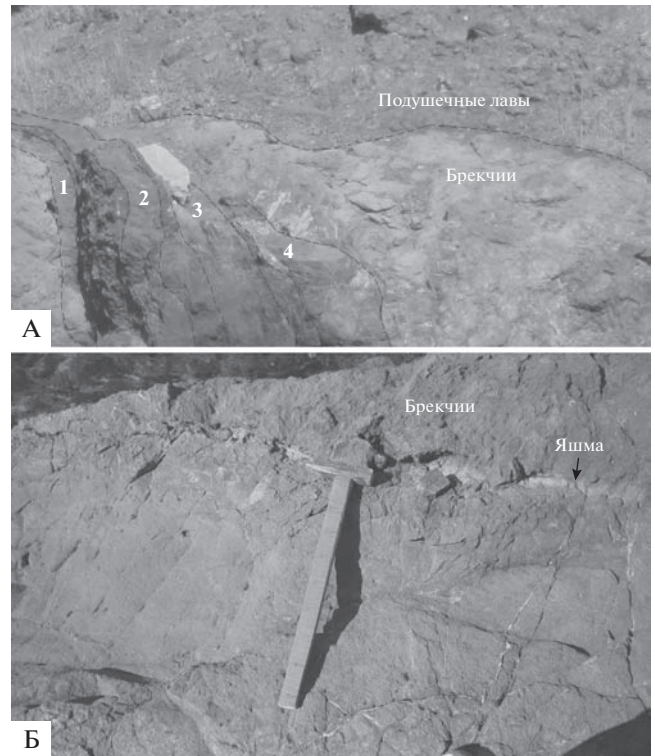


Рис. 5. Параллельные дайки базальтов (А, 1–4) с нечеткими контактами (Б) в брекчиях, перекрытых подушечными лавами, мыс Львенок

Их образование связывается с перерывами в формировании офиолитов, когда в условиях сильно расчлененного рельефа морского дна размываются верхние части разреза вплоть до серпентинитов [1]. Отметим, что эта стадия развития рифтовых зон океанов и задуговых морей спредингового типа выделяется также как тектоническая или деструктивная в отличие от вулканической, конструктивной. Такой циклический характер тектонической активности является показателем медленносрединговых хребтов [4].

Расслоенный базит-ультрабазитовый комплекс. К востоку от скалы Утюг развиты ультраосновные породы – лерцолиты, верлиты, дуниты с типичными кумулятивными структурами и переходами через постепенное увеличение содержаний плагиоклаза к габбро [18]. Эти породы отнесены Е.Е. Шнюковой к расслоенному базит-ультрабазитовому комплексу офиолитов, генетически связанных с Ломоносовским подводным массивом. Геодинамическая природа Ломоносовского массива является спорной. Согласно А.Ф. Шнюкову и др. [16] он представляет собой магматические фрагменты островной палеодуги мелового возраста. В то же время В.В. Юдин [20] относит его образования к верхнемел-палеогеновому задугово-спрединговому комплексу, связанному с раскрытием Западно-Черноморской впадины.

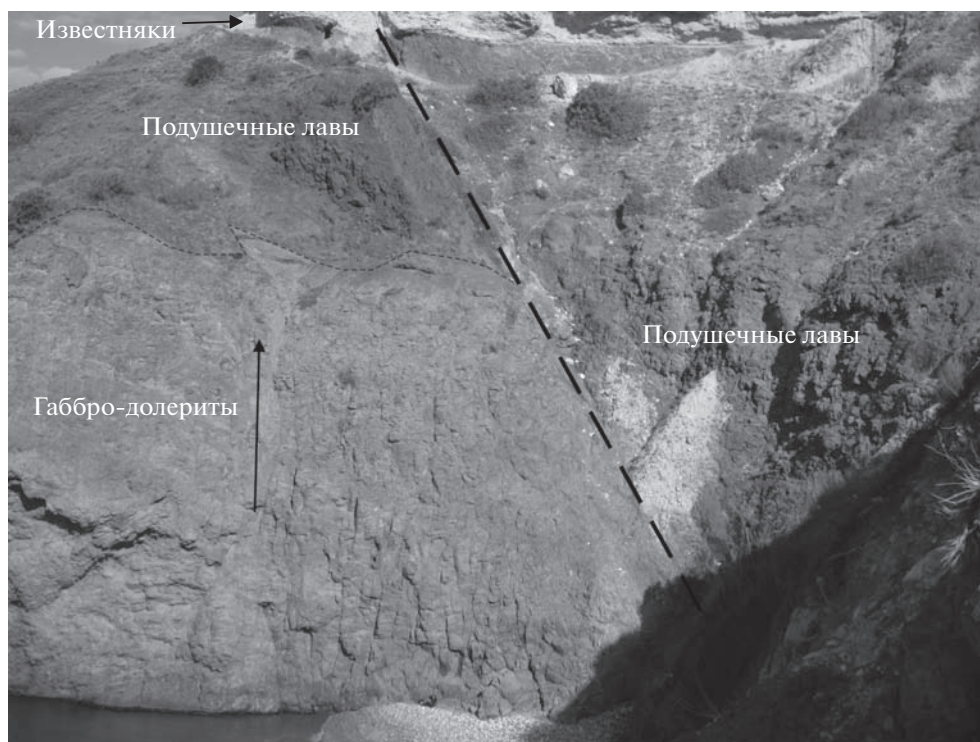


Рис. 6. Контакты габбро-долеритов и подушечных лав, мыс Лермонтова. Стрелкой показано направление внедрения магмы

Габбро и габбро-долериты. Породы этого типа развиты преимущественно к западу от мыса Лермонтова. Основание мыса сложено габбро-долеритами, которые внедряются в подушечные лавы, что хорошо видно в обрывах его восточной части. Внедрение габбро-долеритов вызвало подъем подушечных лав и образование, вероятно, синхронного данному процессу разлома (рис. 6). Разлом подновлялся и в более позднее время, что фиксируется в перекрывающих лавы неогеновых известняках. Лавы на контакте обожжены, что придает им яркий красновато-коричневый цвет за счет интенсивного ожелезнения. Габбро-долериты сильно тектонизированы, разбиты многочисленными трещинами, вдоль которых они брекчированы и также ожелезнены. Пироксены и плагиоклазы габбро-долеритов раздроблены и замещены вторичными минералами преимущественно хлоритом, альбитом, кварцем. На западе района в береговых обрывах бухты Александры развиты типичные изотропные габбро, реже габбро-нориты также сильно тектонизированные и измененные. Они перекрыты известняками неогена. Габбро обнажаются также в районе мыса Виноградный, где они прорываются дайками как кислого, так и основного состава.

Фрагменты комплекса параллельных даек. Помимо описанных выше даек мыса Львенок, данный комплекс встречен нами и в других местах района. В береговом обнажении бухты Каравелла

(Лермонтова дача) фрагмент комплекса параллельных даек содержит четыре дайки мощностью от 20 см до 1 м. Скрины (20–50 см) сложены подушечными лавами, которые обожжены и пропитаны многочисленными карбонатными жилками. В Мраморной бухте дайки имеют мощность от 85 см до 1.5 м, и скрины (80 см–1 м) также сложены подушечными лавами (рис. 7, А). В обоих случаях контакты даек нечеткие с раздувами, подчеркивающими подушечное строение вмещающих лав. Встречены также дайки, имеющие клиновидные окончания (см. рис. 7, Б). Контактные зоны имеют полосчатое строение за счет мелких параллельных контакту зон ороговикования и ожелезнения. Характер контакта даек и вмещающих лав свидетельствует о том, что дайки внедряются в незатвердевшие полностью подушечные лавы и принадлежат к верхней части комплекса параллельных даек. Наличие скринов свидетельствует о невысокой скорости спрединга.

Следует отметить, что в районе известны также более поздние долеритовые и плагиориолитовые дайки северо-западного, северо-восточного, реже субмеридионального простираний с четкими контактами с вмещающими породами. На мысе Броневой (Кашалот) наблюдаются две перпендикулярные дайки, одна из которых падает на СЗ и экранирует субвертикальную дайку СЗ прости-

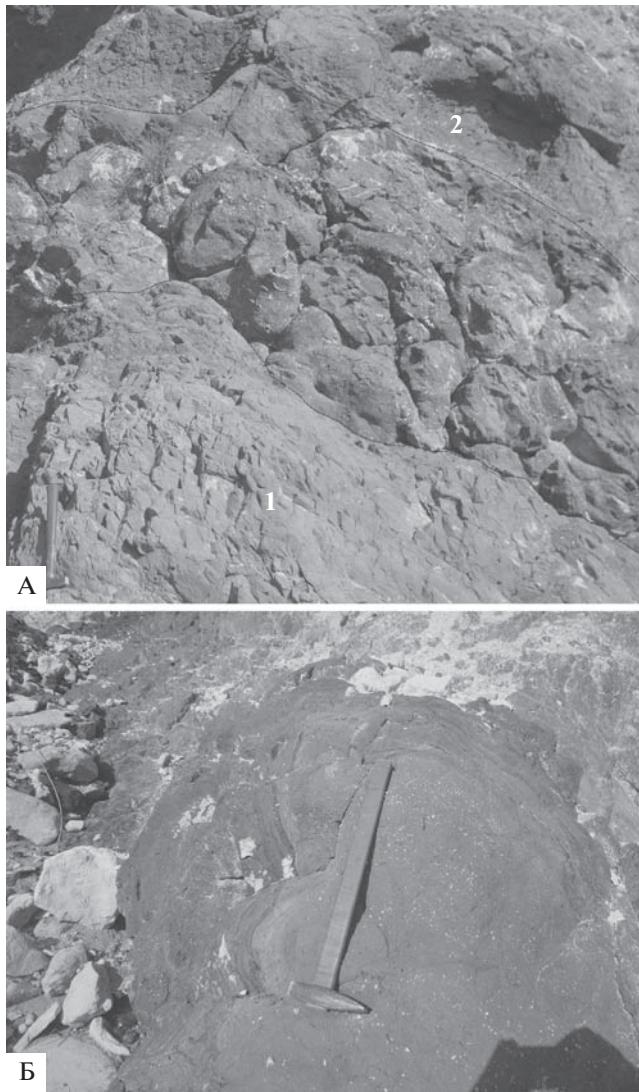


Рис. 7. Параллельные дайки (А, 1–2) и клиновидное окончание одной из них (Б) в береговых обрывах Мраморной бухты

рания (рис. 8), так что в плане наблюдается их Т-образное сочленение.

Подушечные лавы, преимущественно афировые спилиты, реже слабопорфировые лавы являются наиболее распространенными породами и занимают около 70% всех выходов магматитов района. Лавы слагают скальные обрывы Мраморной, Виноградной, Царской бухт и протягиваются сплошной стеной с запада от мыса Лермонтова до мыса Фиолент, занимая также его восточную часть. Подушечки имеют размер от нескольких десятков сантиметров до 1–1.5 м и имеют зональное строение (рис. 9, А). Центральные части подушек лучше раскристаллизованы, имеют массивное строение, в краевых частях обычны миндалекаменные текстуры. В обрывах Яшмовой бухты встречаются кишкообразные лавы (рис. 9, Б), весьма схожие с тако-

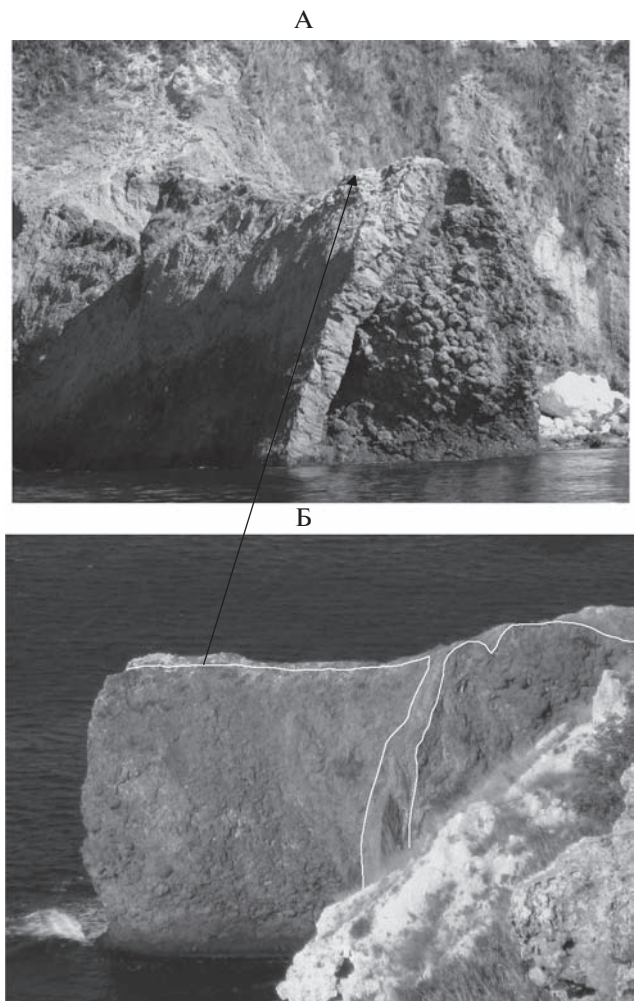


Рис. 8. Перпендикулярное относительно друг друга расположение даек мыса Броневой: А – вид с юго-запада, Б – вид с востока

выми, развитыми у с. Петропавловка Симферопольского района.

Междушечное пространство занимают кремнистые образования – яшмы желтого, бурого, ярко-красного, малинового и зеленого цвета. В обрывах Царской бухты оно выполнено метаморфизованными в условиях высокотемпературной ступени зеленосланцевой фации брекчиями основных и ультраосновных пород. Подушечные лавы перекрывают толщу метаморфических брекчий (Царская бухта). В береговых скальных обрывах, расположенных к западу от мыса Фиолент, хорошо видны разнонаправленные потоки подушечных лав (рис. 10), что свидетельствует о наличии нескольких центров извержений. Отдельные потоки различаются не только направленностью, но также мощностью, размерами подушек, составом вещества, заполняющего междушечное пространство лав. Толщи лав разбиты многочисленными разломами различных простираний и падений, где они

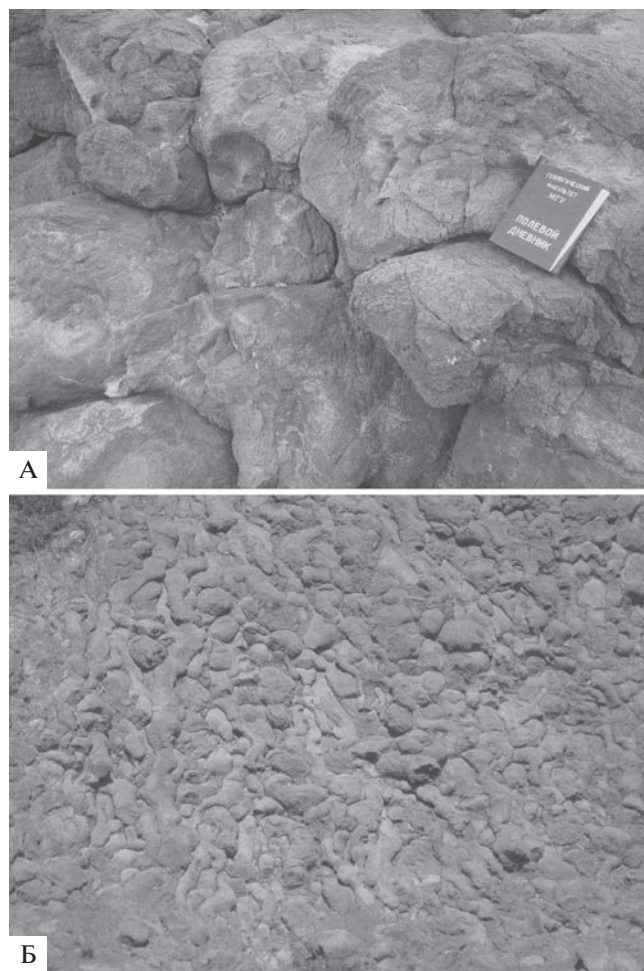


Рис. 9. Подушечные лавы скальных обрывав Царской (А) и Яшмовой (Б) бухт

брекчированы, катаклазированы, милонитизированы и сильно изменены. Изменения выражены альбитизацией, хлоритизацией, эпидотизацией, реже карбонатизацией и цеолитизацией. Подобная зона расположена непосредственно на мысе Фиолент, где можно наблюдать, как дайка риолитов разорвана и опрокинута (рис. 11, А), другая часть ее сдвинута (см. рис. 11, Б) с образованием структуры типа дуплекс. Подобные структуры в песчаниках таврической серии В.В. Юдин [22] связывает с надвигами. Впоследствии деформированные магматиты перекрылись горизонтально залегающими известняками неогена. Далее к востоку выделяются несколько параллельных зон разломов тех же направлений, в которых подушечные лавы подверглись аналогичным изменениям. Следует отметить, что в Мраморной балке порфиоровые с вкрапленниками основного плагиоклаза подушечные лавы практически не изменены, в то же время кальциты, выполняющие миндалины в них, интенсивно деформированы и имеют волнистое погасание.



Рис. 10. Разнонаправленные потоки подушечных лав. Береговой скальный обрыв к западу от мыса Фиолент

Кремнистые образования района мыса Фиолент, помимо очень широко распространенных яшм, дополнены нами черными породами слоистой текстуры, встреченными в глыбах Яшмовой бухты и среди обломков в глыбах брекчий Царской бухты.

Плагиориолиты и их брекчии слагают преимущественно субвулканические тела: дайки, экструзивные купола, штоки, реже отдельные потоки. Данный тип пород развит преимущественно к востоку от мыса Фиолент, где они частично слагают скальные уступы Яшмовой бухты, а также экструзивные купола скал Монах, Георгиевской, а также Монастырский шток. Плагиориолитами сложены также скалы Ифигения, Орест и Пилат — основные достопримечательности Фиолента. Для данного типа плагиориолитов характерна столбчатая отдельность, часто веерная, что подтверждает их экструзивную природу (рис. 12). В береговых обрывах Яшмовой бухты выделяются три самостоятельных центра извержений кислых магм, к которым приурочены зоны интенсивной постмагматической гидротермальной переработки, выражающейся в окварцевании, ожелезнении, образовании ярко-желтых соединений серы и интенсивном сульфидном оруденении.

Плагиориолиты — слабо порфиоровые породы с редкими вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза, погруженного в основную массу, сложенную тонкими лейстами альбита, зернышками кварца и измененным стеклом. В окружении экструзивных тел широко развиты брекчии плагиориолитов. Подобные брекчии характерны для склонов и подножий экструзивных куполов [11]. Они образуются в результате растрескивания и разламывания вязкой магмы в момент роста купола. Обломки имеют различную величину и форму — от глыб до мелкообломочно-

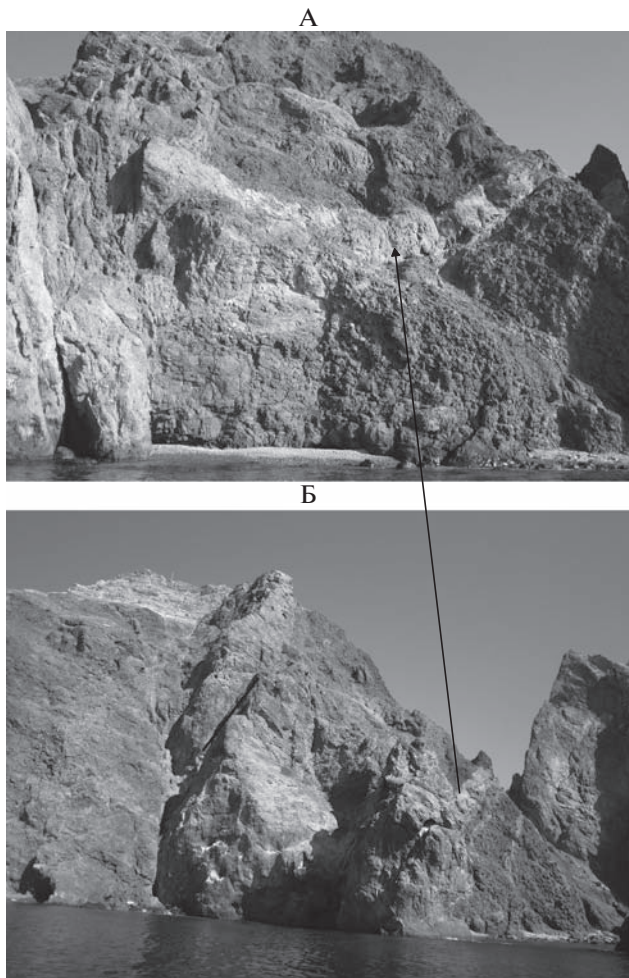


Рис. 11. Зона брекчирования, катаклаза и милонитизации мыса Фиолент. А – разорванная и опрокинутая часть дайки риолитов, Б – сдвинутая часть дайки

го цемента; характерна идентичность состава пород разных обломков между собой и составом самого экструзивного тела. О первичной вулканогенной природе брекчий свидетельствуют межобломочные красновато-малиновые яшмы, аналогичные межподушечным яшмам основных лав. В многочисленных зонах разломов плагиоориолиты брекчированы, катаклизированы, милонитизированы. Одна из подобных зон шириной до 10–15 м рассекает купол скалы Монах с восточной стороны (рис. 13) и хорошо прослеживается в обрыве Яшмовой бухты вплоть до контакта с неогеновыми известняками. В более мелких зонах разломов хорошо видно, что столбики плагиоориолитов раздроблены (рис. 14, А), а обломки приобретают окатанную форму (см. рис. 14, Б), так что породы становятся похожими на конгломераты. Подобные образования тектонической природы имеют очень широкое распространение в районе, особенно к востоку от купола Монах.

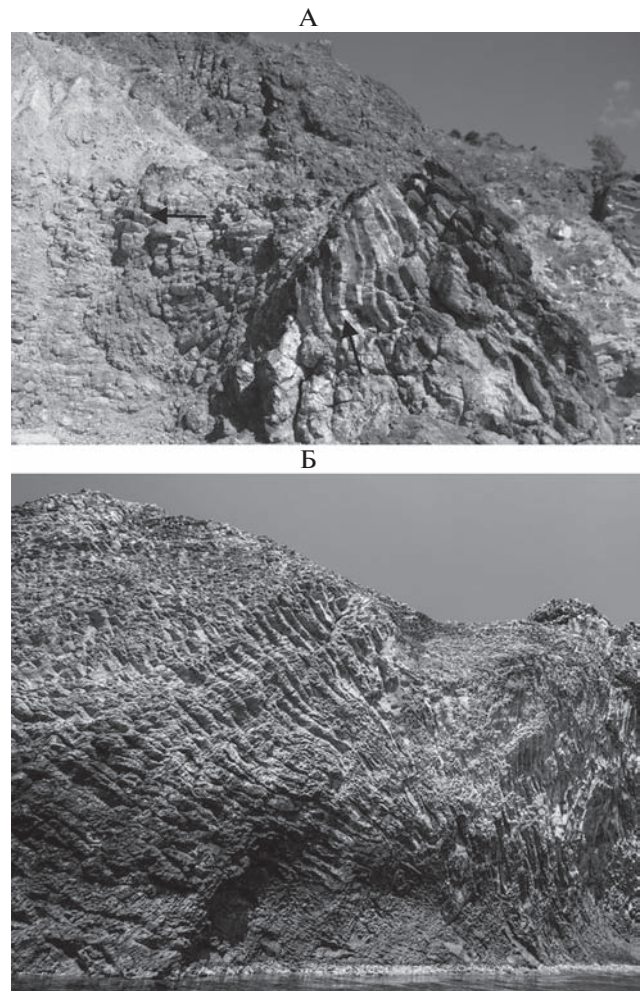


Рис. 12. Веревная столбчатая отдельность экструзивных куполов мыса Фиолент (А) и Георгиевской скалы (Б)

Таким образом, в районе мыса Фиолент установлены все члены офиолитовой ассоциации. Нарастивание ее разреза происходит с северо-запада на юго-восток вплоть до восточного окончания Яшмовой бухты. Фрагменты ассоциации развиты также и в береговых обрывах Мраморной бухты. Наиболее труднодоступные скальные обнажения, расположенные к востоку от Монастырского штока и отделенные зоной разлома субмеридионального простирания, требуют дополнительного изучения. Наблюдения с моря указывают на наличие здесь мощной толщи брекчий пестрого состава, контактирующих с, вероятно, вулканогенно-осадочными образованиями. Далее к востоку развиты две толщи относительно свежих лав, различающихся текстурными особенностями. Данные образования не включены нами в состав офиолитовой ассоциации. Не вписываются в офиолитовую ассоциацию также крупные глыбы трахитов с вкрапленниками калиевого полевого шпата. Возможно, они свидетель-

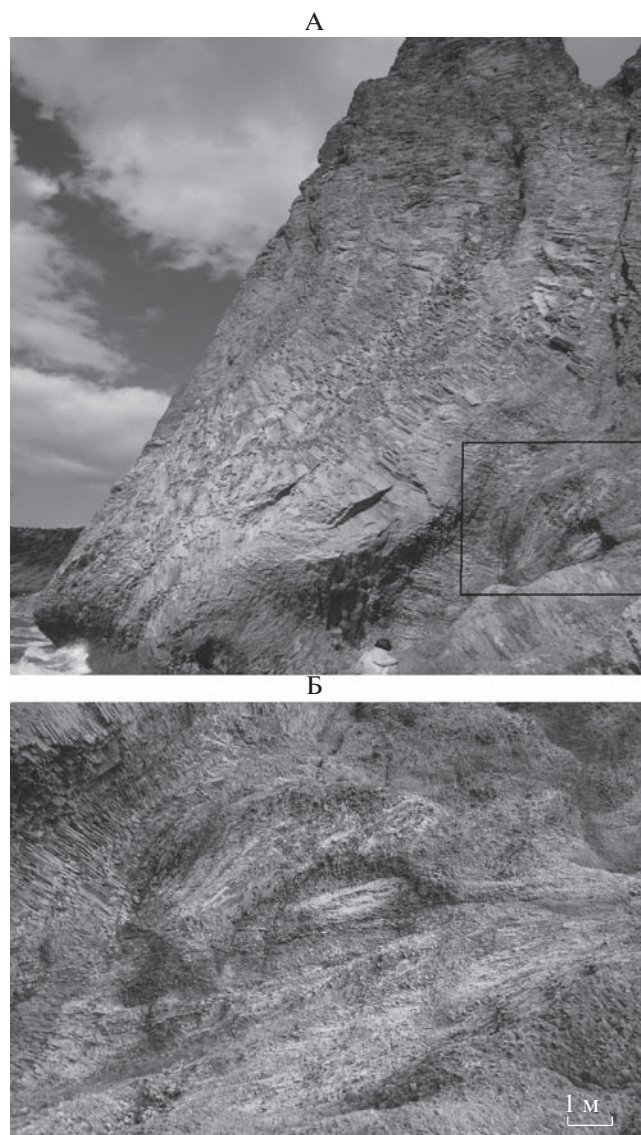


Рис. 13. Зона брекчирования, катаклаза и милонитизации, рассекающая купол скалы Монах. А – общий вид, Б – фрагмент, выделенный прямоугольником

ствуют либо о стадии континентального рифтогенеза, предшествовавшего раскрытию бассейна с корой океанического типа, либо имеют иную (островодужную или коллизионную) природу. Отметим, что присутствие магматитов разной геодинамической природы в сутурных зонах вполне допустимо.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

С целью восстановления геодинамической природы офиолитов нами был детально изучен химический состав подушечных лав, долеритов,

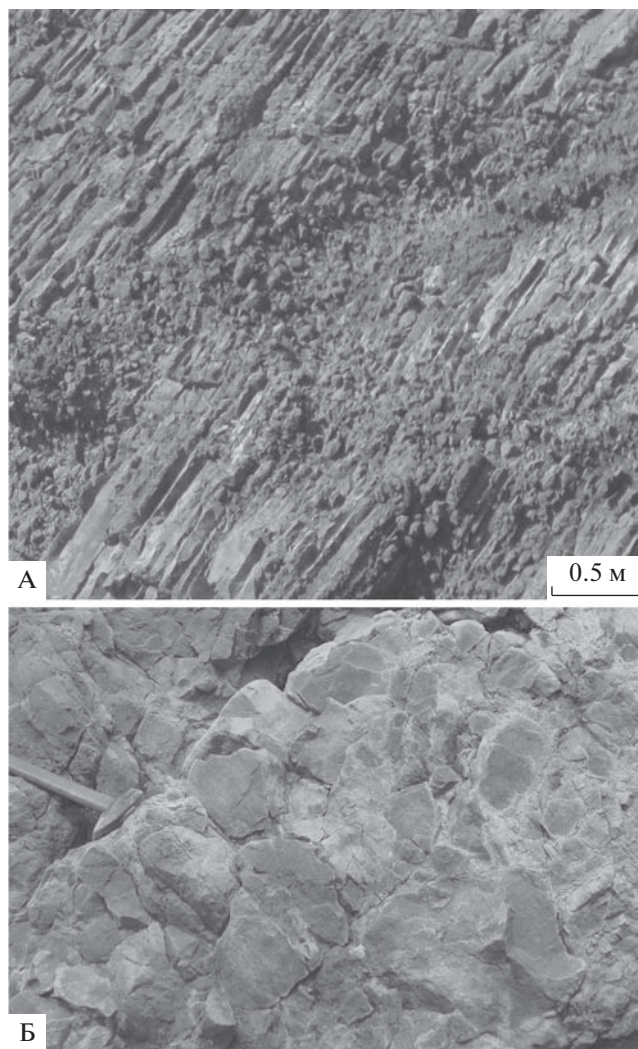


Рис. 14. Тектонические брекчии в мелких зонах разломов

плагиориолитов и их брекчий [13]. Были использованы также анализы магматитов центрального участка Фиолента из работы [18]. На классификационной TAS диаграмме (рис. 15, А) хорошо видно, что магматиты образуют контрастную бимодальную серию. Подушечные лавы и долериты относятся преимущественно к базальтам, трахибазальтам, трахиандезибазальтам, точки составов двух образцов фиксируются в полях андезитов и трахиандезитов, кислых пород – в поле риолитов. Плагиориолиты относятся в основном к низкокалиевым разновидностям, кроме двух образцов, соответствующих среднекалиевым (см. рис. 15, Б). Среди подушечных лав также преобладают низкокалиевые разновидности, среднекалиевых и высококалиевых пород существенно меньше. На диаграмме серийной принадлежности AFM практически все магматиты располагаются в поле известково-щелочной серии (рис. 16, А). В то же время по соот-

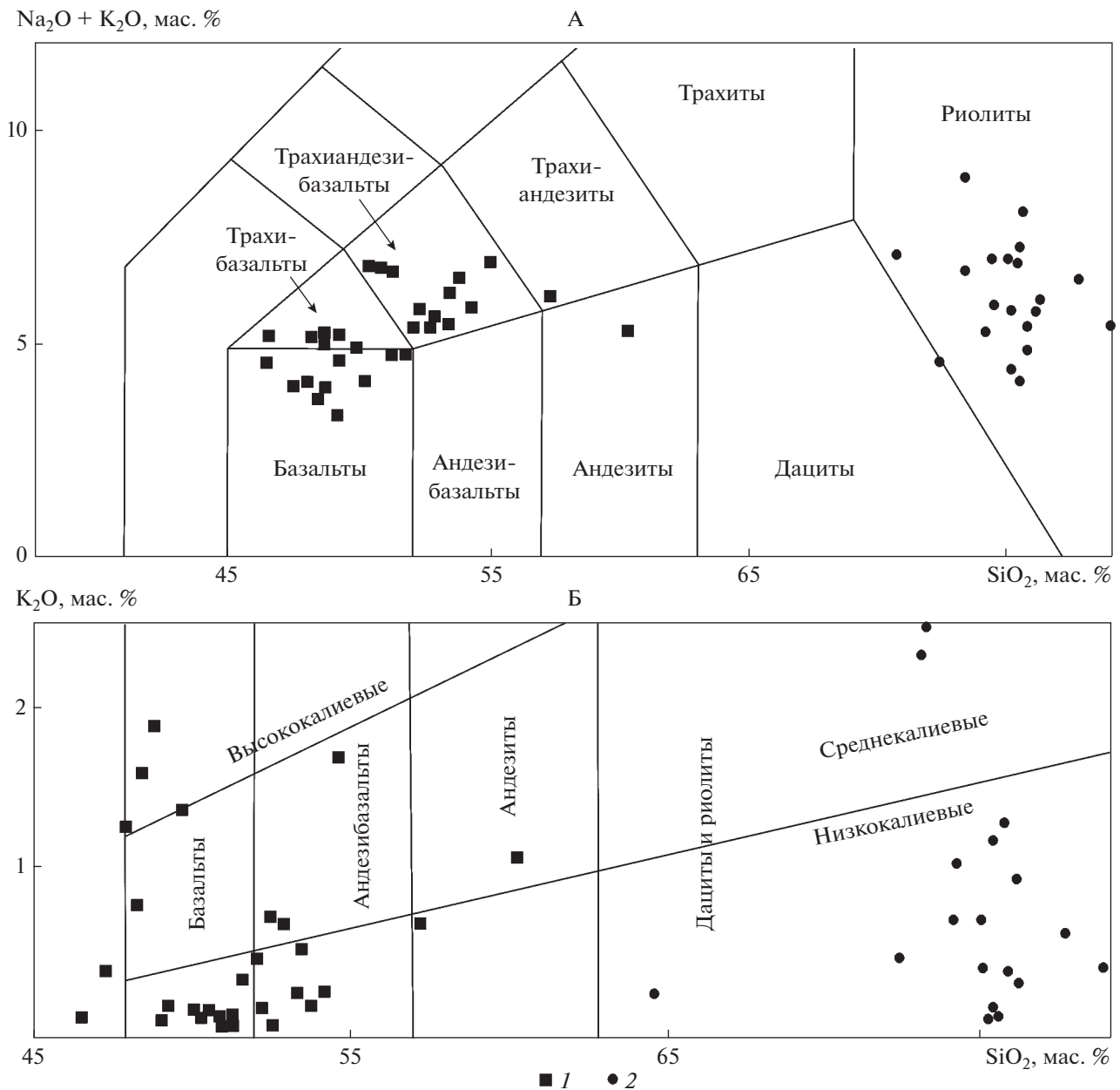


Рис. 15. Диаграммы SiO₂-Na₂O + K₂O (А) и SiO₂-K₂O (Б) для вулканитов Центрального Фиолента. 1 – лавы и дайки основного состава, 2 – плагиориолиты. Поля на диаграммах по: [27]. Анализы авторов и по [18]

ношениям Al₂O₃-FeO* + TiO₂-MgO подавляющее большинство подушечных лав относится к высокомагнезиальным толеитам, фиксируются также базальтовые коматииты и известково-щелочные базальты (см. рис. 16, Б). Кислые разновидности пород распределены в полях толеитовых риолитов, а также известково-щелочных риолитов и дацитов, реже андезитов. Таким образом, для подавляющей части магматических пород Центрального Фиолента отмечается сериальная неопределенность, что, по мнению Ю.А. Мирнова и др. [8], характерно только для обстановок

внутриплитного континентального рифтогенеза. Однако это противоречит устоявшемуся мнению об островодужной природе байосского магматизма Горного Крыма, хотя и не исключает его рифтогенный характер. Хорошо известно, что рифтогенез проявляется на всех этапах цикла Вильсона, в том числе и в надсубдукционных обстановках. Однако при континентальном рифтогенезе магматизм как правило носит антидромный характер, в то время как на участке в пределах Центрального Фиолента отчетливо проявлена гомодромная направленность магматизма – основные

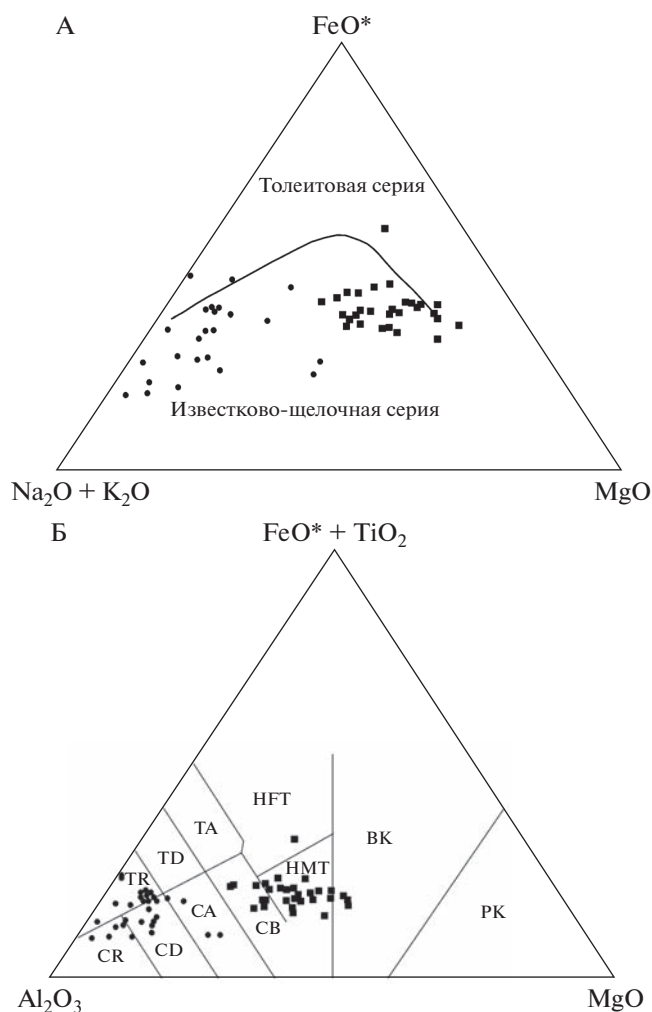


Рис. 16. Диаграммы серийной принадлежности для вулканитов Центрального Фиолента. Поля на диаграммах: А – по [24]; Б – по [26]. На Б: TR, TD, TA – риолиты, дациты, андезиты толейтовой серии; CR, CD, CA, CB – риолиты, дациты, андезиты, базальты известково-щелочной серии; HFT – высокожелезистые толейты; HMT – высокомагнезиальные толейты, BK – базальтовые коматиты. Анализы авторов и по [18]. Условные обозначения см. на рис. 15

породы образовались раньше кислых. На диагностических диаграммах Дж. Пирса точки составов подушечных лав располагаются в полях базальтов срединно-океанических хребтов и океанического дна (рис. 17, А, Б), а по соотношениям тория, иттербия и ниобия (см. рис. 17, В) вулканиты располагаются в промежуточной области между нормальными базальтами срединно-океанических хребтов и островодужными породами.

Все разности пород отличаются низким содержанием редкоземельных элементов (РЗЭ) по всему спектру, а базальты и долерит располагаются существенно ниже по сравнению с N-MORB, наиболее характерными базальтами для геодина-

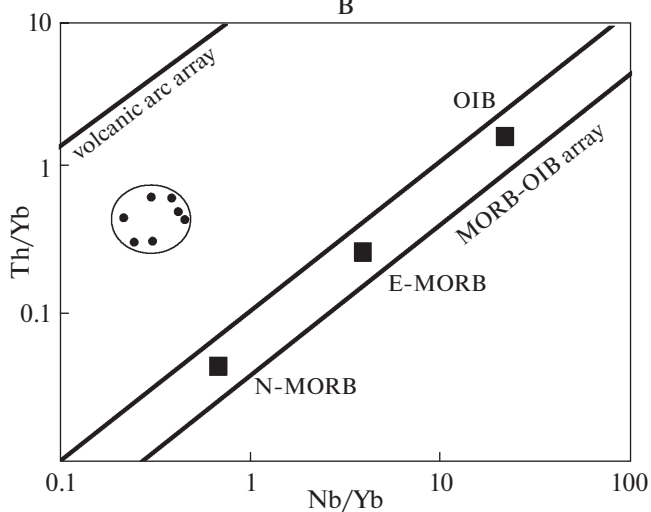
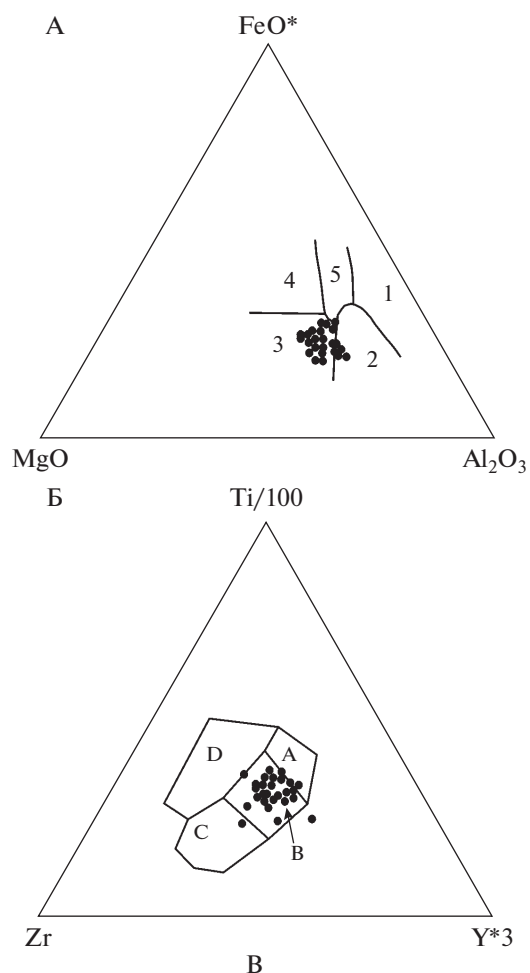


Рис. 17. Диагностические диаграммы для подушечных лав и долеритов Фиолента. Поля на диаграммах: А – по [31], Б по – [30], В – по [29]. На А базальты и андезибазальты: 1 – срединных центров островов, 2 – орогенных областей, 3 – океанических хребтов и дна, 4 – океанических островов, 5 – континентов. На Б базальты: А, В – низкокальциевые толейты, В – океанического дна, В, С – известково-щелочные, D – внутриплитные. На В: океанические (MORB-OIB array) и островодужные (volcanic arc array) магматиты. Анализы на диаграммах А, Б авторов и по [18], В – по [13]

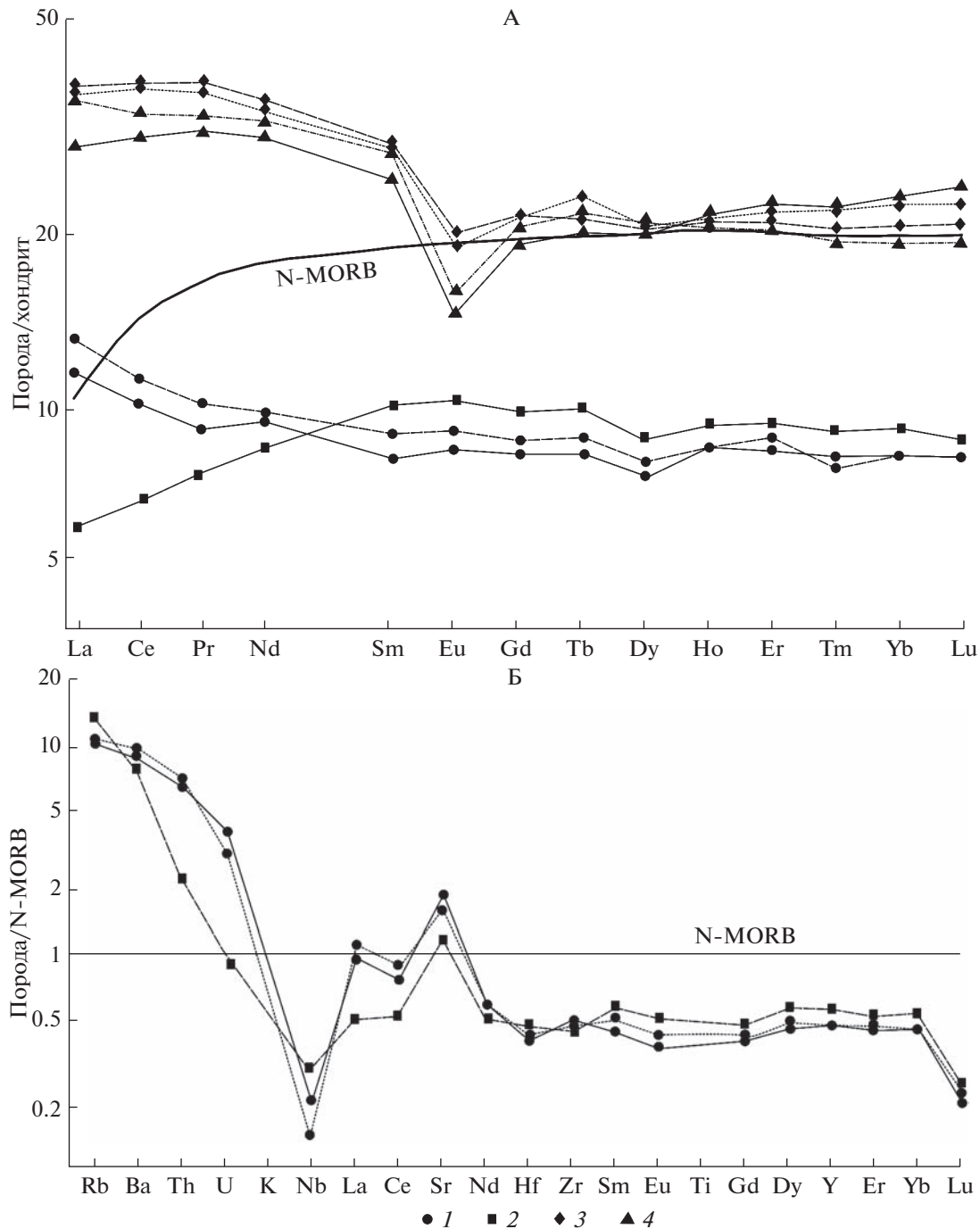


Рис. 18. Спектры распределения редкоземельных (А) и микроэлементов (Б) в магматитах Центрального Фиолента. Условные обозначения: 1 – базальты, 2 – долерит, 3 – плагиориолиты, 4 – брекчии плагиориолитов. Состав хондрита по [32], N-MORB по [25]. Анализы по [13]

мической обстановки срединно-океанических хребтов (рис. 18, А). Резко подчеркивается бимодальный характер магматизма, а также общность спектров РЗЭ плагиориолитов и их брекчий. Кислые разности пород по сравнению с основными обогащены редкоземельными элементами по всему спектру, для спектров РЗЭ характерна отрица-

тельная европиевая аномалия. Это может свидетельствовать о том, что они являются дифференциатами основных магм. Таким образом, базальты подушечных лав и плагиориолиты относятся к единой серии магматических пород и связаны с одним этапом проявления магматизма в районе. Более поздние долериты, прорывающие как поду-

шечные лавы, так и плагиориолиты, по сравнению с базальтами обнаруживают пониженные концентрации легких редких земель (лантана, церия и празеодима), а вид спектра близок к N-MORB ($La/Lu < 1$).

График распределения микроэлементов в базальтах и долерите, нормализованных по N-MORB (см. рис. 18, Б), показывает, что базальты и долериты незначительно обогащены крупноионными элементами: рубидием, барием, торием и обеднены элементами с высокочarged ионами от неодима до хрома. Хорошо проявлена также отрицательная Nb-я аномалия. Такое распределение микроэлементов установлено для толеитовых серий задуговых бассейнов [12], при этом обогащенность элементами с крупными ионными радиусами связывается с субдукционной компонентой в генезисе магм, образующихся при спрединге в задуговых бассейнах с корой океанического типа.

Магматические комплексы задуговых бассейнов по прошествии некоторого времени после своего формирования оказываются вовлеченными в коллизионные или аккреционные процессы, поскольку они сопряжены с субдукционными, ведущими к закрытию крупных океанических бассейнов. При этом их тыловодужное положение способствует лучшей сохранности магматических и осадочных комплексов, чем океанических, которые, как правило, почти полностью субдуцируются. Детальное петрологическое, геохимическое изучение офиолитовых разрезов и сопутствующих им вулканогенных и осадочных комплексов, известных в различных складчатых поясах, показало, что большинство из них представляют собой реликты коры океанического типа, сформированной в задуговых бассейнах. По мнению Дж.А. Пирса и др. [12], лучшим критерием разделения офиолитов, образовавшихся над зоной субдукции и в пределах срединно-океанических хребтов может служить доля участия средних и кислых пород в лавовых толщах и интрузиях верхних частей разреза. В качестве примера приводится комплекс Семайл в Омани, прорванный диорит-плагиогранитовыми интрузиями и содержащий в верхних частях лавовой толщи значительную долю андезитов и риолитов. В районе мыса Фиолент плагиориолиты также являются более поздними, а их объем по сравнению с подушечными лавами существенно меньший (около 10%). Таким образом, наличие плагиориолитов не противоречит надсубдукционной природе офиолитовой ассоциации, а, напротив, подтверждает данный вывод. Субщелочной характер некоторой части магматических пород Фиолента, скорее всего, не является первичным и связан со спилитизацией, сопровождающейся натровым метасоматозом. В то же время субщелочные серии магматитов наряду с известково-щелочными и толеитовыми обычны в задуговых бассейнах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существует несколько моделей тектонического развития Горного Крыма в мезозойское время. В.В. Юдин [23] считает, что киммерийский (позднетриас-раннемеловой) геодинамический цикл развития Крыма связан с существованием в это время северного фрагмента палеоокеана Мезотетис, раскрытие которого вначале отделило Горнокрымский террейн (Крымью) от южной окраины Лавразии, а затем на конвергентном этапе произошла коллизия Крымии сначала с Понтией, а затем и с Евразией – частью Лавразии, образовавшейся после ее раскола при раскрытии Атлантического океана. Островодужный магматизм Горного Крыма, в том числе и Фиолента, В.В. Юдин связывает с зоной субдукции, зафиксированной Измир-Анкарской сутурой северного падения, расположенной в Анатолии. С Предгорной сутурой северного падения, к юго-западному окончанию которой примыкают выходы магматических образований Фиолента (см. рис. 1), по мнению В.В. Юдина [21], генетически связан среднеюрский–раннемеловой магматизм Равнинного Крыма, сформировавшийся на активной окраине Лавразии. Возраст фрагментов ультраосновных пород офиолитов, встречающихся в кластолитах Присутурного меланжа, относится им к позднему триасу–ранней юре. М. Майерс с соавторами [28] выделили две возрастные группы магматических образований Горного Крыма: среднеюрскую (172–155 млн лет) и позднеюрско-раннемеловую (151–142 млн лет). Обе группы, согласно их мнению, имеют надсубдукционную природу и связаны с раскрытием Черного моря как задугового бассейна. К первой группе ими отнесены магматические породы, развитые в окрестностях г. Симферополя и с. Трудолюбовки, ко второй – вулканиты Карадага, которые по геологическому строению (подушечные лавы, субвулканические тела со столбчатой отдельностью) очень схожи с магматитами Фиолента.

Ранее Л.П. Зоненшайном с соавторами [3] высказывалась точка зрения о существовании задугового бассейна в тылу киммерийской энсиматической островной дуги. Задуговой Большекавказский бассейн, западная часть которого захватывала и территорию современного Горного Крыма, для ранней и средней юры был реконструирован А.М. Никишиным с соавторами [9]. В их построениях позиция юрского магматизма Горного Крыма не обозначена, южнее Большекавказского бассейна выделен Понтийско-Транскавказский магматический пояс, связанный с субдукцией палеоокеана Тетис. Магматизм Равнинного Крыма, приуроченный к Каркинитскому грабену, А.М. Никишин с соавторами [10] относят к альбу.

Согласно В.С. Милееву и др. [7] в позднем триасе–ранней юре в области современных Крымских гор существовал глубоководный рифтоген-

ный Таврический бассейн, разделявший два террейна: Скифию (современный степной Крым) и Эвксинию (современная акватория Черного моря). Их сближение произошло в конце ранней—начале средней юры, при этом кора Таврического бассейна субдуцировала в северном направлении под Скифию. Островная дуга возникает во второй половине байосского века, когда и происходит внедрение интрузий первомайского-аюдагского комплекса и формирование бодракско-карадагской вулканической серии, к которой большинство исследователей относят и магматиты района мыса Фиолент. В конце средней юры происходит полное закрытие Таврического бассейна и коллизия Эвксинии и Скифии, в результате которой возникает сутура — Лозовская зона смятия. Отметим, что В.В. Юдин [22] относит образования Лозовской зоны, как и района мыса Фиолент к Симферопольскому меланжу.

Таким образом, современные представления о тектоническом развитии Крыма в мезозойское время крайне противоречивы. На наш взгляд, это связано в том числе и с недостаточной изученностью вещественного состава магматических образований, что не позволяет в полной мере применить методы магматических комплексов-индикаторов геодинамических обстановок и провести корреляцию магматических образований, развитых в отдельных районах полуострова.

В результате проведенных авторами исследований в районе мыса Фиолент впервые установлена офиолитовая ассоциация, включающая серпентинизированные ультрабазиты и серпентиниты; расчлененный базит-ультрабазитовый комплекс; габбро и габбро-долериты; фрагменты комплекса параллельных даек; подушечные лавы; кремнистые черные слоистые образования и яшмы.

Детальное изучение химического состава, включая распределение редких земель и широкого спектра других микроэлементов, подушечных лав и долеритов из офиолитов района мыса Фиолент, указывает на их надсубдукционную природу и принадлежность к задуговому бассейну, достигшему в своем развитии стадии спрединга.

Благодарности. Авторы выражают огромную благодарность К.Е. Дегтяреву и Г.Н. Савельевой за ценные замечания, которые помогли существенно улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абакумова Л.Н., Березнер О.С., Гусев Г.С., Абрамович И.И., Киреев А.С., Конохов А.Г., Морозов А.Ф., Натанов Л.М., Ненахов В.М., Ставский А.П.* Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании. М.: Роскомнедра, Георкарт, МАНПО, 1994. 254 с.
2. *Демина Л.И., Промылова М.Ю., Царев В.В.* Первая находка обнажений серпентинитов в Горном Крыму и ее значение для палеогеодинамики региона // Новые идеи в науках о Земле. Доклады XII Международ. науч.-практич. конф. Т. 1. М.: МГРИ-РГГРУ, 2015. С. 48–49.
3. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. В двух книгах, кн. 1 — 328 с., кн. 2 — 334 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
5. *Книппер А.Л.* Офиокальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–65.
6. *Лебединский В.И., Соловьев И.В.* Байосские вулкано-структуры Горного Крыма // Геологический журнал. 1988. № 4. С. 85–93.
7. *Милев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Шалимов И.В.* Тектоническое строение и эволюция Горного Крыма // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, 1997. 189–206.
8. *Миронов Ю.А., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г.* Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный мир, 1999. 176 с.
9. *Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Ершов А.В., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И.* Геологическая история Скифско-Черноморского региона // Очерки геологии Крыма. М.: МГУ, 1997. С. 207–227.
10. *Никишин А.М., Хотылев А.О., Бычков А.Ю., Копаевич Л.Ф., Петров Е.И., Янакурт В.О.* Меловые вулканические пояса и история формирования Ченоморского бассейна // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2013. № 3. С. 6–18.
11. Петрография. Ч. II. (Ред. Маракушев А.А.). М.: Изд-во МГУ, 1981. 327 с.
12. *Пирс Дж.А., Линнард С.Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зонами субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
13. *Промылова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Гуцин А.И., Царев В.В.* Природа магматизма района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. Серия 4, геология. 2014. № 6. С. 14–22.
14. *Промылова М.Ю., Демина Л.И., Бычков А.Ю., Царев В.В., Гуцин А.И.* Геодинамическая обстановка формирования офиолитовой ассоциации района мыса Фиолент (Юго-Западный Крым) // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы. Мат-лы XLVII Тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2015. С. 65–70.
15. *Шнюков Е.Ф., Рябенко В.А., Сиденко О.Г.* Первая находка ультрамафитов в Крыму // Докл. АН УССР. Сер. Б. 1979. № 1. С. 18–20.
16. *Шнюков А.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: НАНУ, 1997. 287 с.
17. *Шнюкова Е.Е.* Магматические породы мыса Фиолент // Петрография XXI века. Мат-лы X Всерос. петрограф. совещ. Апатиты: КНЦ, 2005. С. 289–291.

18. Шнюкова Е.Е. Магматизм зоны сочленения Западно-Черноморской впадины, Горного Крыма и Скифской плиты. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Киев, 2013. 40 с.
19. Юдин В.В. Предгорная сутура Крыма // Геологический журнал. 1995. № 3–4. С. 56–61.
20. Юдин В.В. Магматизм Крымско-Черноморского региона с позиций актуалистической геодинамики // Мінеральні ресурси України. 2003. № 3. С. 18–21.
21. Юдин В.В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ, 2008. 116 с.
22. Юдин В.В. Геологическая карта и разрезы Горного, Предгорного Крыма. Симферополь: НПЦ “Союз-карта”, 2009.
23. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 333 с.
24. Irvine T.N., Barager W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523–548.
25. Jenner G.A. The standard of MORB // *Newpet* (Clarke D., John's S). Memorial University of Newfoundland, Canada. 1990. 14 p.
26. Jensen L.S. A new Cation plot for classification of the common volcanic rocks. 1976. Ontario Department of Mines. Miscellaneous. Paper 66.
27. Le Maitre R.W. Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Zanettin B. A Classification of igneous rocks and glossary of terms, Oxford: Blackwell. 1989. 193 p.
28. Meijers M.J.M., Vrouwe B., Hinsbergen D.J.J., Kuiper K.F., Wijbrans J., Davies G.R., Stephenson R.A., Kaymakci N., Matenco L., Saintot A. Jurassic arc volcanism on Crimea (Ukraine): Implications for the paleo-subduction zone configuration of the Black Sea region // *Lithos.* 2010. Vol. 119. P. 412–426.
29. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. Vol. 100. P. 14–48.
30. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 19. P. 290–300.
31. Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationships between major element chemistry and tectonic environment of basalt and intermediate volcanic rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 36. P. 121–132.
32. Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. Vol. 46. P. 179–192.

Рецензенты: К.Е. Дегтярев, Г.Н. Савельева

Ophiolitic Association of Cape Fiolent Area, Southwestern Crimea

M. Yu. Promyslova, L. I. Demina, A. Yu. Bychkov, A. I. Gushchin, N. V. Koronovskii, and V. V. Tsarev

Geological Faculty, Moscow State University, Leninskie gory 1, Moscow, 119991 Russia

e-mail: mary.promyslova@gmail.com

Received May 20, 2015

Abstract—An ophiolitic association consisting of serpentinitized ultramafic rocks and serpentinite, layered mafic–ultramafic complex, gabbro and gabbrodolerite, fragments of parallel dike complex, pillow lava, black bedded chert, and jasper has been identified for the first time by authors in the Cape Fiolent area. The chemistry of pillow lavas and dolerites, including REE patterns and a wide set of other microelements, indicates their suprasubduction nature and their belonging to a backarc basin that has reached the stage of spreading in its evolution.

Keyword: ophiolitic association, serpentinite, serpentinitized peridotite, pillow lava, parallel dike complex, geodynamic setting, southwestern Crimea