

УДК 551.21+551.22(477)

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГОРНОГО КРЫМА. СТАТЬЯ 1

*Э. М. Спиридонов, Т. О. Федоров, В. М. Ряховский*

Горный Крым является краевой частью грандиозного Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса. Магматические образования в Горном Крыму развиты локально, их доля в объеме складчатого комплекса менее 10%.

Магматиты Крыма изучали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. И. Лучицкий, А. М. Зайцев, А. Е. Лагорио, Р. А. Прендель, С. П. Попов, В. И. Лебединский, С. М. Кравченко, А. И. Шалимов, Р. Н. Кочурова, В. А. Семин, В. В. Плоско, М. И. Никитин и ряд других геологов [2, 4—10, 13—17, 19]. Для вулканитов во многих опубликованных работах применена старая номенклатура, включая такие термины, как «оксикератофиры», «кератоспилиты» и другие, которые ныне упразднены [11, 20]. Значительный разнобой в терминологии и номенклатуре геосинклинальных магматитов Крыма в основном обусловлен тем, что эти горные породы обычно сильно метаморфизованы. Процессы метаморфизма заметно изменили минеральный, а зачастую и химический состав пород, затушевали их структурный рисунок [17]. Для правильной диагностики магматитов потребовалось «снять» метаморфические новообразования и тщательно разобрать химические анализы, отбросить наиболее метаморфизованные типы и получить средневзвешенные оценки состава по возможности больших объемов горных пород, а также изучить распределение химических элементов, инертных при низкоградном метаморфизме [11], и состав аксессуарных хромшпинелидов, которые устойчивы при этом метаморфизме [18, 19].

В отношении интрузивных образований Крыма существуют различные взгляды. Один из классиков отечественной петрографии В. И. Лучицкий [10] часть интрузивных образований рассматривал как прямые производные тех же базальтовых магм, которые «породили» вулканические толщи; другую же часть — как производные гранитоидных магм. С. М. Кравченко [5] и В. И. Лебединский [8] все рвущие магматические образования рассматривали как субвулканические тела, производные базальтоидных магм. Решение этой проблемы поможет точнее понять историю геологического развития складчатой области Крыма и уточнить ее металлогеническую характеристику.

В слабо эродированных складчатых областях, таких как Горный Крым, интрузивные тела имеют небольшие размеры, зачастую сложены мелкозернистыми породами с порфировидными структурами, их трудно отличить от субвулканических. Надежными признаками отличий являются ширина и тип ореола экзоконтактового метаморфизма. Вокруг интрузивов любого размера развиты высокотемпературные контактовые ореолы шириной более нескольких метров. Вокруг субвулканических тел ширина ореолов уплотненных, дегидратированных или обожженных пород не превышает 1 м, обычно менее 0,1 м. Кроме того, в субвулканических телах темноцветные минералы-вкрапленники нередко окружены опацитовой каймой.

При составлении схемы магматических образований Горного Крыма авторами широко использованы литературные материалы. С разной степенью достоверности выделены ассоциации: 1) позднепалеозой-

ская (?) — триасовая офиолитовая; 2) ранне-среднемезозойская островодужная (имеет ведущее значение); 3) позднемезозойская субплатформенная (?). В работе [1] отмечено трехкратное повторение спилит-кератофировой и габбро-плагногранитной формаций в триасе — средней юре Горного Крыма, что представляется крайне маловероятным. Для полноты картины частично привлечены материалы по магматитам прилегающих районов Равнинного Крыма.

### Позднепалеозойская (?) — триасовая офиолитовая ассоциация

Выделение ассоциации в значительной степени условно и проводится впервые по литературным данным.

**Зуйский гипербазитовый комплекс.** В ряде скважин у пос. Зуя (к северо-востоку от г. Симферополя) вскрыты тальковые и тальк-хлоритовые сланцы, являющиеся метаперидотитами; аналогичные породы встречены в гальке и валунах меловых конгломератов в окрестностях Белогорска и Старого Крыма [13]. Данные образования, вероятно, можно рассматривать как метаморфизованные офиолиты пизов складчатого комплекса Горного Крыма.

**Новоселовская вулканическая серия.** У пос. Новоселовка (к северо-востоку от г. Евпатория) в ряде глубоких скважин вскрыты кремнисто-карбонатные, глинистые и углеродистые сланцы, сопровождаемые афировыми (толеитовыми?) базальтами, возраст которых, по [13], позднепалеозойский или триасовый (?). Представляется целесообразным эту ассоциацию пород выделить как новоселовскую свиту, а секущие ее дайки метадолеритов — как новоселовский субвулканический комплекс. Возможно, что это и есть инициальные магматические образования данной складчатой области.

### Ранне-среднемезозойская островодужная ассоциация

**Позднетриасовая (?) кичикская толща.** Низкощелочные флюидальные риолиты и дациты (до андезитодацитов), их туфы и тефроиды в ассоциации с флишоидными породами кичикской толщи ограниченно развиты в пределах Лозовской зоны смятия на северном крыле Качинского поднятия.

В окрестностях с. Петропавловка эти вулканы известны на южном склоне горы Чабанки и встречаются в микститовых горизонтах Петропавловского ручья — афировые риолиты, дациты, пепловые и тонкообломочные туфы того же состава, а также тефроиды. В тефроидах и в ассоциирующих известковистых алевролитах найдены пеллециподы *Monotis caucasica* Witt. норийского возраста [16]. Два других выхода аналогичных вулканитов установлены на Альма-Бодракском водоразделе, к востоку и северу от плато Кичик-Сараман, где они совместно с флишоидными породами кичикской толщи участвуют в строении верхней аллохтонной пластины.

Средние составы риолитов ( $n=4$ ) и дацитов ( $n=3$ ), мас. %:  $\text{SiO}_2$  75,79 и 60,59;  $\text{TiO}_2$  0,21 и 0,41;  $\text{P}_2\text{O}_5$  0,08 и 0,17;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  11,50 и 16,99;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  0,99 и 2,57;  $\text{FeO}$  0,52 и 1,54;  $\text{MnO}$  0,06 и 0,12;  $\text{MgO}$  0,60 и 1,04;  $\text{CaO}$  1,85 и 5,15;  $\text{Na}_2\text{O}$  3,35 и 3,18;  $\text{K}_2\text{O}$  2,16 и 0,33;  $\text{H}_2\text{O}^+$  1,49 и 4,55;  $\text{CO}_2$  0,91 и 2,97; S 0,014 и 0,013; сумма 99,82 и 99,62; содержания микроэлементов, г/т: Cr 19 и 51; V 17 и 86; Ni 9,1 и 7,8; Co 3,2 и 5,3. По

этим характеристикам породы близки к вулканитам известково-щелочных серий [3, 11].

В Степном Крыму у с. Северного известны кварцевые долериты и кварцевые диориты поздне триасового возраста — 210 млн лет [1].

**Среднеюрский допозднебайосский первомайско-аюдагский интрузивный комплекс.** Достоверные данные о наличии магматитов ранней юры в Горном Крыму отсутствуют. Среди магматических образований средней юры наиболее древними являются габброиды Первомайского интрузива (бассейн р. Бодрак), прорванные жерловиной лавовых брекчий и дайками базальтов, долеритов, андезитов бодракского субвулканического комплекса. Аналогичные соотношения установлены в районе мыса Фиолент [10].

Первомайско-аюдагский долерит-габбро-диоритовый комплекс объединяет гипабиссальные интрузивы габбро-долеритов и габбро-диоритов, обычно пересыщенных кремнеземом, и сопровождающие их дайки и малые интрузии долеритов и кварцевых долеритов, в том числе порфиroidных и резко порфиroidных. Это — преобладающая часть интрузивов Южного берега Крыма (ЮБК): горы Аюдаг — мыс Партенит, Чамлы-Бурун, у городов Ялта и Алушка, горы Хыр, в районе г. Балаклава и др.; почти все интрузивы в субмеридиональной полосе от ЮБК к г. Симферополю: Ферсмановский (у с. Лозовое), Эски-Ордынский и др.; многочисленные дайко- и штокообразные тела Качинского поднятия: Первомайский и др. Субмеридиональная полоса интрузивов контролируется магмоподводящим Салгино-Октябрьским разломом [12]. В бассейне р. Бодрак штоко- и дайкообразные мелкие интрузивы комплекса тяготеют к зоне субширотного Бодракского разлома, образуя полосу от верховьев оврага Шара на западе до верховьев оврага Джидайрский на востоке (рис. 1). По петрографическим и петрохимическим особенностям к данному комплексу принадлежат дайки габбро-долеритов верховьев р. Бодрак, а возможно, и дайки пикритовых габбро-долеритов и пикритов в глубоких скважинах у г. Симферополя, по [14].

Для пород комплекса характерны текстуры течения, нередко полосчатые, выраженные чередованием меланократовых и лейкократовых габброидов или пород, в различной степени обогащенных кварцем и гранофировыми агрегатами кварца и щелочного полевого шпата; наличие биотита, а нередко и роговой обманки.

Первомайский интрузив. Приурочен к разлому, который разделяет поля развития таврической и эскиординской серий. Интрузив внедрился в терригенные породы эскиординской серии и ороговиковал их. Кровля интрузива относительно пологая, размеры более 100×100 м, вертикальная мощность, очевидно, составляет несколько сотен метров.

Краевая (эндоконтактная) зона шириной до 15 м сложена мелкозернистыми резкопорфиroidными кварцевыми долеритами и кварцевыми микрогаббро-диоритами, которые отличаются лишь деталями микроструктур. Преобладающая часть интрузива сложена мелкозернистыми биотит-роговообманково-авгитовыми кварцевыми микрогаббро-диоритами с призматически-зернистыми и гипидиоморфно-зернистыми, оксифитовыми микроструктурами; в этих породах небольшие вкрапленники — сростки пироксенов — замещены тонкозернистыми агрегатами амфибола и титаномагнетита; акцессорные минералы — титанистый магнетит, апатит, ильменит, пирротин, ортит, циркон. В расположенной гипсометрически выше части интрузива преобладают авгит-биотит-роговообманковые и авгит-роговообманково-биотитовые

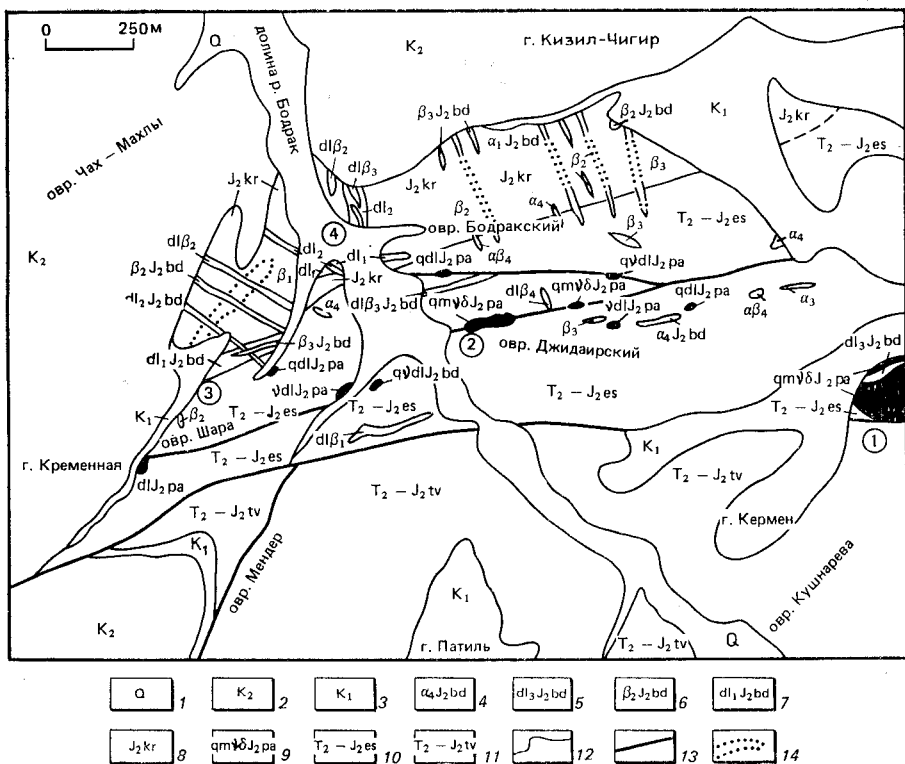


Рис. 1. Схема размещения интрузивных и субвулканических образований в районе среднего течения р. Бодрак: 1 — четвертичные отложения; 2 — верхний мел; 3 — нижний мел; 4—8 — позднебайосская бодракско-карадагская вулканическая серия: 4—7 — бодракский субвулканический комплекс: 4 — IV фаза, роговообманковые андезиты ( $\alpha_4$ ), андезитобазальты ( $\alpha\beta_4$ ), долеритобазальты ( $dl\beta_4$ ); 5 — III фаза, миндакаменные лейкократовые авгит-гиперстеновые и гиперстеновые базальты ( $\beta_3$ ), долеритобазальты и долеритовые порфиры ( $dl\beta_3$ ), 6 — II фаза, частовкрапленные меланократовые оливин-авгитовые, двупироксеновые, оливинные базальты ( $\beta_2$ ), долеритобазальты ( $dl\beta_2$ ), долеритовые порфиры и долериты ( $dl_2$ ), 7 — I фаза, порфировидные авгитовые и оливин-авгитовые долериты ( $dl_1$ ) и долеритобазальты ( $dl\beta_1$ ); 8 — карадагская свита; 9 — среднеюрский допозднебайосский Первомайско-аюдагский интрузивный комплекс: кварцевые микрогаббро-диориты и микродиориты ( $qm\upsilon\delta$ ), габбро-долериты ( $vdl$ ), кварцевые долериты ( $qdl$ ), долериты ( $dl$ ); 10—11 — средний триас — средняя юра: 10 — эскиордынская серия, 11 — таврическая серия; 12 — геологические границы; 13 — разломы; 14 — контуры магматических тел по геофизическим данным. Цифры на схеме: 1 — Первомайский интрузив, 2 — Джидайрский «линейный диапир», 3 — силл Короновского, 4 — Трудолобовский массив

кварцевые микродиориты. Среди них развиты редкие шпильки мелкозернистых биотитовых тоналитов — плагиогранитов размерами до  $15 \times 10$  см. В более высоких частях интрузива количество шпильки плагиогранитов увеличивается. В верхней части Первомайского массива в кварцевых микродиоритах и микрогаббро-диоритах наблюдаются внедрения мелкозернистых биотитовых тоналитов — плагиогранитов и магматических брекчий из обломков (округленных) микродиоритов и микрогаббро-диоритов, сцементированных тоналитами — плагиогранитами; размеры этих внедрений до 3—5 м (рис. 2). Первомайский интрузив несогласно перекрыт отложениями нижнего мела.

Ферсмановский, Эски-Ордынский и другие относительно крупные интрузивные тела долины р. Салгир весьма похожи на Первомайский.

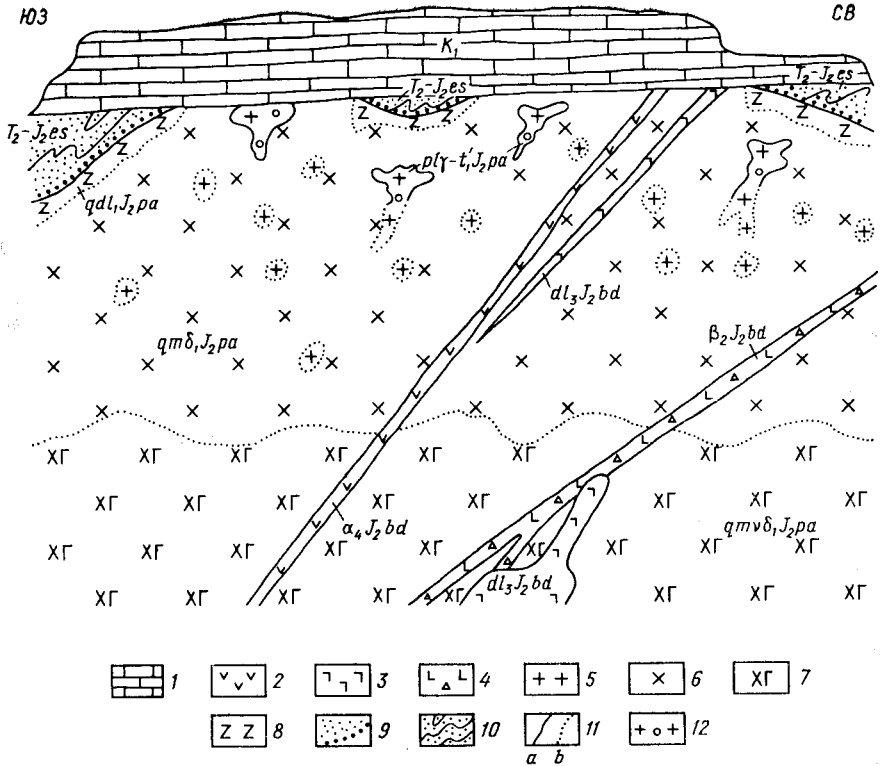


Рис. 2. Геологический разрез верхней части Первомайского интрузива, вскрытой карьером строительного камня. По вертикали около 60 м. 1 — терригенно-карбонатные отложения нижнего мела ( $K_1$ ); 2—4 — бодракский субвулканический комплекс: 2 — роговообманковые андезиты IV фазы ( $\alpha_4 J_2 bd$ ), 3 — гиперстен-оливин-авгитовые долеритовые порфириты III фазы ( $dl_3 J_2 bd$ ), 4 — лавовые брекчии оливиновых базальтов II фазы ( $\beta_2 J_2 bd$ ); 5—8 — первомайско-аюдагский интрузивный комплекс: 5 — плагиограниты — тоналиты дополнительных инъекций ( $pl\gamma-t'_1 J_2 pa$ ), 6—8 — породы интрузивной фазы (6—7 — фация ядра, 8 — фация эндоконтакта): 6 — кварцевые микродиориты ( $q\mu\delta_1 J_2 pa$ ), 7 — кварцевые микрогаббро-диориты ( $q\mu\nu\delta_1 J_2 pa$ ), 8 — кварцевые долериты и габбро-долериты ( $qdl_1 J_2 pa$ ); 9 — ороговивканне породы; 10 — терригенные отложения эскиордынской серии ( $T_2-J_2 es$ ); 11 — границы интрузивные (a) и фациальные (b); 12 — интрузивные брекчии

В экзоконтактовых ореолах этих интрузивов А. Е. Ферсман установил наличие граната (гроссуляр), шпинели, эпидота. В зонах дробления в Эски-Ордынском интрузиве находятся кварц-карбонатные жилы с вкрапленностью галенита, сфалерита, пирита, халькопирита; мощность жил до 0,5 м.

Интрузивный массив Аюдаг. Наиболее крупный интрузив комплекса, сложное, возможно, многофазное и полихронное образование. Основной объем интрузива и его спателита на мысе Партенит сложен зернистыми роговообманково-биотитсодержащими двупироксеновыми кварцевыми долеритами, габбро-долеритами, менее кварцевыми габбро-диоритами и диоритами, с обильными титаномагнетитом (в отдельных прослоях до 15—20%) и гранофировыми агрегатами кварц-олигоклаза и кварц-ортоклаз-пертита; из аксессуарных характерны ортит и пирротин. В прикровельных частях интрузива местами развиты лейкократовые кварцевые габбро-диориты и кварцевые диориты, которые из цветных минералов содержат главным образом биотит; они не-

редко обогащены пирротином, содержат крупные зерна апатита. Среди этих пород встречаются гнезда и участки, обогащенные гранофировыми и микропегматитовыми агрегатами (кварц+ортотлаз), вплоть до гранофировых гранитов (табл. 1); здесь же изредка наблюдаются жилки аплитовидных пород.

Аюдагский интрузив окружен ореолом шириной 5—10 м узловатых сланцев и роговиков с биотитом, андалузитом, турмалином, силлиманитом, магнетитом и широким ореолом ороговикованных пород. Среди интрузивных пород и роговиков изредка наблюдаются зоны брекчированных и пропилитизированных пород (пропилиты малоуглубинной эпидот-хлоритовой фации), кварц-карбонатные и карбонатные жилы и прожилки с пиритом, пирротином, галенитом, сфалеритом, халькопиритом [15].

Мелкие интрузивные тела бассейна р. Бодрак. Многочисленные штоко- и дайкообразные тела субширотного простирания на водоразделе Джидайрского и Бодракского оврагов (Джидайрский «линейный диапир» и др.) сложены породами, близкими и аналогичными породам Первомайского массива,— кварцевыми биотитовыми микрогаббро-долеритами, биотитсодержащими кварцевыми габбро-долеритами и микрогаббро-диоритами, роговообманково-биотитсодержащими гиперстен-авгитовыми кварцевыми габбро-долеритами с редкими вкрапленниками гиперстена и оливина с каймой авгита. Во вкрапленниках содержатся мелкие включения хромшпинелидов, в гиперстене — титаномагнетита.

В нижней части оврага Мендер, в его левом борту вскрыт шток биотитсодержащих микрогаббро-долеритов с поперечником около 50 м. В средней части оврага Шара в его правом борту находятся небольшие изометричный и дайкообразный интрузивы мелкозернистых кварцсодержащих долеритов с единичными вкрапленниками гиперстена. В верховьях этого оврага в левом его борту карьером вскрыт небольшой шток кварцсодержащих долеритов и порфиroidных двупироксеновых долеритов, богатых мелкими выделениями титаномагнетита с решетчатыми структурами распада ильменита, другие акцессорные минералы — халькопирит и пирротин. Долериты залегают в ороговикованных полимиктовых песчаниках и граувакковых алевролитах.

Кольцевые дайки верховьев р. Бодрак. Ряд круто и вертикально залегающих кольцевых (полукольцевых) даек развит в 7 км вверх по течению р. Бодрак от с. Трудолюбовка. Дайки залегают среди интенсивно дислоцированных отложений таврической серии. Мощность даек 0,3—7 м, длина до 2 км. Контакты даек припаянные, ненарушенные, с массой послонных маломощных апофиз. Таким образом, это не силлы, дислоцированные совместно с вмещающими толщами [6]. Вмещающие терригенные породы у контактов ороговиканы в полосе шириной не менее метра. Дайки сложены мелкозернистыми меланократовыми роговообманково-биотит-авгит-гиперстен-оливиновыми и биотитсодержащими оливиновыми габбро-долеритами, а их краевые зоны — миндалекаменными долеритами и долеритовыми порфиритами. В центральной части некоторых даек развиты маломощные жилкообразные обособления спессартитовидных габбро-долеритов, богатых роговой обманкой и биотитом, бедных оливином. Габбро-долериты состоят из массы идиоморфных выделений оливина и меньше гиперстена (в длиннопризматических кристаллах), промежутки между которыми заполнены агрегатами табличек плагиоклаза и ксеноморфных зерен авгита с каймами замещения буровато-зеленой роговой обманки и биотита. Роговая обманка нередко слагает обособленные призматические

Химический состав горных пород первомайско-аюдагского интрузивного комплекса, мас. %

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	45,89	47,62	50,46	55,92	72,96	51,73	53,81	55,70	53,82	54,60	44,96	47,61	48,91
TiO <sub>2</sub>	3,86	0,69	2,22	0,74	0,03	0,79	—	0,70	0,72	0,71	1,20	0,66	0,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,34	0,17	—	0,16	—	0,14	—	0,24	0,32	0,23	0,21	0,20	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,91	16,67	16,60	16,76	13,84	18,18	17,46	17,86	17,91	17,23	15,04	14,91	17,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO <sup>Fe</sup>	14,48	12,96	12,14	9,16	2,34	9,71	9,29	8,72	9,19	9,20	10,21	9,39	9,98
MnO	0,15	0,20	0,18	0,23	0,03	0,16	—	0,20	0,21	0,21	0,20	0,18	0,14
MgO	7,58	4,31	4,25	2,05	0,15	4,79	5,48	2,93	2,77	3,28	9,97	7,62	5,94
CaO	9,77	10,24	6,31	7,43	0,79	6,86	4,73	5,22	7,58	6,40	11,04	7,41	7,47
Na <sub>2</sub> O	2,87	2,37	3,66	3,52	3,80	3,55	3,41	4,75	3,23	3,38	2,50	3,30	4,07
K <sub>2</sub> O	0,41	0,94	1,91	0,82	5,25	0,84	1,36	1,12	0,89	1,47	0,96	2,04	0,49
ппп	0,24	3,82	1,68	2,83	0,50	3,09	4,24	2,57	2,88	2,77	4,05	6,63	4,51
Сумма	99,50	99,90	99,89	99,72	99,79	99,84	99,78	99,50	99,50	99,50	100,34	99,95	99,76

Примечание. Интрузив горы Аюдаг—мыс Партенит: 1—двупироксеновые долериты, обогащенные титаномагнетитом; 2—габбро-долериты; 3—порфириодитные титаномагнетит-роговообманково-ботит-авгитовые габбро-диориты; 4—кварцевые габбро-долериты; 5—гранофировые граниты. Интрузив г. Ялты: 6—габбро-долериты. Ферсмановский интрузив (д. Курцы): 7—порфириодитные роговообманково-биотит-авгитовые кварцевые микрогаббродиориты ( $n=5$ ). Интрузив Первомайский: 8—кварцевые долериты; 9, 10—кварцевые микрогаббро-диориты. Кольцевые дайки верховьев р. Бодрак: 11—оливиновые габбро-долериты; 12—биотит-оливиновые габбро-долериты. Дайки водораздела оврагов Джидайрский и Бодрак: 13—кварцевые долериты ( $n=3$ ). 1—по М. Н. Щербаковой; 2, 4—по [9]; 3, 5, 6, 7—по [11, 16]; 8—10, 13—по В. М. Ряховскому; 7, 11—по Э. М. Спиридонову.

зерна, биотит — мелкие таблички в интерстициях других минералов. Таблички плагиоклаза зональные по составу: ядра — анортит-битовнит  $Ca_{96-84}$ , кайма — лабрадор  $Ca_{53-51}$ ; валовый состав отвечает битовниту. Железистость биотита около 50.

Меланократовые габбро-долериты богаты хромшпинелидами и титаномагнетитом, содержат немного мелких выделений ильменита, пирротина, халькопирита, единичные — пентландина. Незональные включения хромшпинелидов в оливине и гиперстене и ядра зональных выделений в основной массе пород сложены алюмомагнезиохромитом, алюмохромитом, Mg-хромгерцинитом; каймы зональных выделений — Zp-хромтитаномагнетитом и Zp—Cr-ульвошпинелью [19]. Состав и эволюция состава хромшпинелидов и титаномагнетита в описанных габбро-долеритах типичны для базитов известково-щелочных серий.

Кольцевые дайки биотитсодержащих оливиновых габбро-долеритов, вероятно, представляют собой корневые части (подводящие каналы) интрузивов типа Первомайского. Нижние части этой магматической системы обогащены оливином и хромшпинелидами, средние и верхние — практически лишены их, средние — обогащены авгитом, лабрадором и титаномагнетитом, верхние — лишены лабрадора, обогащены кварцем и (или) микропегматитом (рис. 3).

Таким образом, породы первомайско-аюдагского комплекса обычно пересыщены кремнеземом, содержат около 0,8—1,5%  $K_2O$ , щелочность их в целом невысокая и умеренная, железистость повышенная (табл. 1). По особенностям минерального и химического состава породы комплекса близки базитам известково-щелочных до субщелочных островодужных серий.

**Позднебайосская бодракско-карадагская вулканическая серия.** В Горном Крыму широко развиты вулканы позднего байоса, это подводно-морские дифференцированные базальтоидные серии, разновозрастные и близкие по составу вулканитам Большого Кавказа [12]. Вулканы среднеюрской карадагской свиты Горного Крыма сходны по условиям образования, принадлежат преимущественно известково-щелочной серии, но заметно отличаются по составу и мощностям толщ; целесообразно дать их описания для отдельных вулканических массивов. С карадагской свитой сопряжены многочисленные субвулканические и жерловые образования, которые настолько существенно отличаются в районе Карадага и в западных районах Горного Крыма, что провести корреляцию тех и других не удалось. Особо широко субвулканические тела развиты в долине р. Бодрак. По этой причине выделено два многофазных субвулканических комплекса — бодракский и карадагский, которые совместно с карадагской свитой образуют вулканическую серию.

**Карадагская свита.** Объединяет вулканические толщи сходного геологического положения, находящиеся в пределах Качинского (бассейны рек Салгир, Альма, Бодрак), Южнобережного, Туакского (вулканический массив Карадаг) поднятий.

Вулканы свиты *в районе р. Бодрак* представлены туфами (песчано-пепловыми, лапиллиевыми, бомбовыми), туфобрекчиями, гиалокластитами, лавокластитами (типа подушечных лав с тонкообломочным гиалокластитовым цементом), тефроидами, туфотурбидитами базальтового, андезитобазальтового, трахибазальтового, андезитового состава. Все типы вулканитов порфириновые, многие из них миндалекаменные. В цементе значительной части туфов заметное количество известнякового материала. Эти особенности свидетельствуют о накоплении вулканитов в подводно-морских условиях.



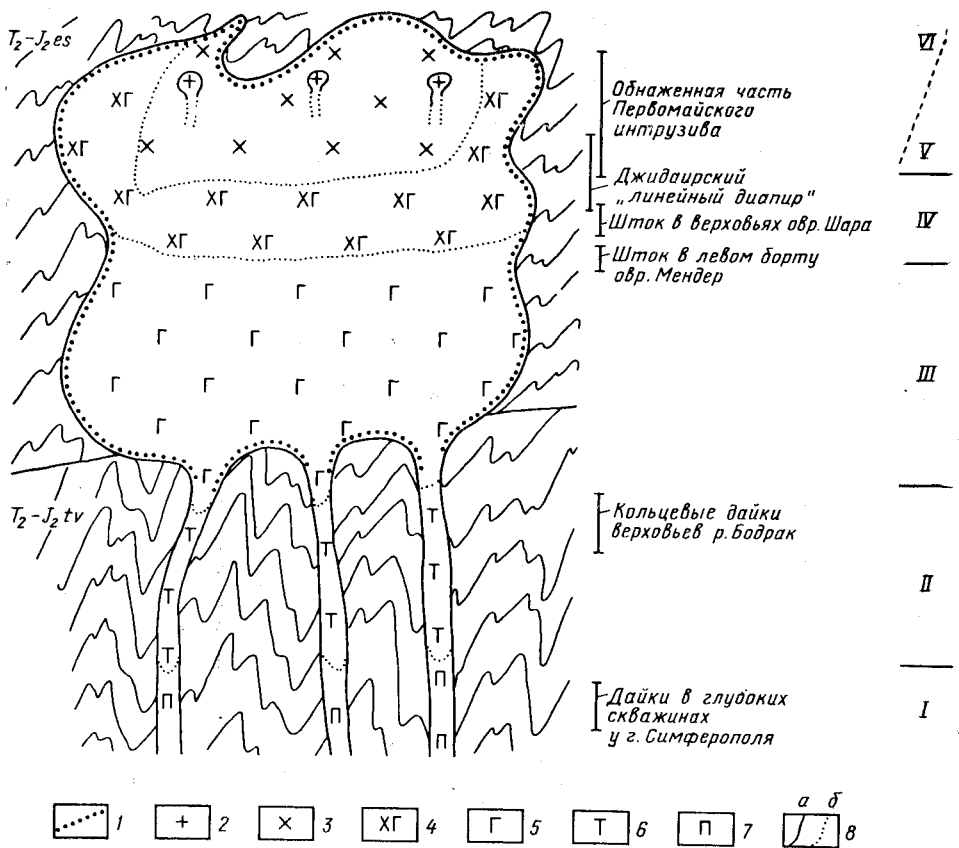


Рис. 3. Реконструкция интрузивных массивов первомайско-аюдагского комплекса Качинского поднятия, в разрезе. Рама — дислоцированные терригенные породы эскиордынской ( $T_2-J_2es$ ) и таврической ( $T_2-J_2tv$ ) серий: 1 — породы зоны закалки; 2 — плагиограниты, тоналиты, гранофиновые гранодиориты; 3 — кварцевые микродиориты и габбродиориты; 4 — габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты и габбро-долериты; 5 — габбро-долериты; 6 — оливковые габбро-долериты; 7 — пикритовые габбро-долериты и пикриты; 8 — границы интрузивные (а) и фациальных переходов (б). Минеральные ассоциации плутонов: I — ол+хр+ав+ан±би; II — ол+ав+хр+ан+тмт+би+ро; III — ав+лб+тмт+би±ол±хр±ро±кв; IV — ро+би+оа+кв+ав+тмт; V — ро+оа+кв+би±орт; VI — кв+оа+би+ро±орт (ол — оливин, хр — хромшпинелиды, ав — авгит, ан — битовнит-анортит, лб — лабрадор, оа — олигоклаз-андезин, ро — роговая обманка, би — биотит, кв — кварц, орт — ортоклаз)

Для базальтов и андезитобазальтов характерно обилие вкрапленников плагиоклаза (битовнит, лабрадор) и авгита; весьма часто совместно с авгитом развит гиперстен; вкрапленники оливина редки; широко развиты микровкрапленники титаномagnetита и ильменита. Вкрапленники авгита зональные, состав их в ядре  $Ca_{40}Mg_{44}Fe_{16}$ , во внешней зоне  $Ca_{40}Mg_{42}Fe_{18}$ ; авгит содержит, мас. %:  $Al_2O_3$  1,6—2,0;  $TiO_2$  0,4;  $MnO$  0,16—0,39;  $Na_2O$  0,28—0,73;  $Cr_2O_3$  0,07—0,18. Составы авгита, титаномagnetита и ильменита [19] базитов р. Бодрак типичны для известково-щелочных базитов островодужных серий. Микроструктуры вулканитов микролитовые, микродолеритовые, до метельчатых и вариолитовых.

Средние содержания микроэлементов в вулканитах карадагской свиты бассейна р. Бодрак, г/т

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	280	150	190	105	95	80	25	29
V	220	290	205	220	195	210	70	60
Ni	140	66	83	65	58	52	78	9
Co	45	49	26	32	33	37	10	11
Cu	70	55	65	65	67	55	9	18
Zn	80	90	175	170	150	130	80	55
Pb	10	7	8	7	13	12	11	18
Ba	550	500	680	410	600	820	590	560
Sr	220	300	390	310	250	330	480	540
Zr	70	75	130	65	90	70	95	85
Ge	1,8	1,7	1,6	1,5	1,6	2,1	—	—
Nb	7	6	16	5	10	9	не опр.	не опр.
Sn	2,0	1,6	3,7	1,5	3,0	3,1	1,6	1,7
Li	55	45	65	17	28	50	не опр.	не опр.

Примечание. По данным приближенно-количественного спектрального анализа; — элемент не обнаружен. Овраг Шара: 1 — лапиллиевые туфы оливиновых базальтов; 2 — массивные базальты. Овраг Бодракский; 3 — туфобрекчии меланобазальтов; 4 — бомбовые туфы базальтов; 5 — лапиллиевые туфы базальтов; 6 — туфы андезитобазальтов; 7 — туфы андезитов. Долина р. Альма: 8 — туфы андезиодацитов. Коллекция Д. К. Фролова.

Химический состав двупироксеновых базальтов одного из покровов у д. Трудолобовка, по [5]:  $\text{SiO}_2$  47,06;  $\text{TiO}_2$  1,13;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  17,06;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  10,92;  $\text{MnO}$  0,03;  $\text{MgO}$  6,60;  $\text{CaO}$  8,97;  $\text{Na}_2\text{O}$  2,63;  $\text{K}_2\text{O}$  0,64; ппп 4,51; сумма 99,55% — это бедные щелочными элементами базальты известково-щелочной серии. Судя по содержанию большинства микроэлементов (табл. 2), вулканиты обладают типичными особенностями пород известково-щелочной серии (с отклонениями к толеитовой и к шошонитовой сериям) [3].

В западной части Южного берега Крыма вулканическая толща развита у мысов Ифигения, Мелас и Форос (районы Балаклавы и Лямен). Здесь в низах толщи наиболее распространены туфы бомбовые, глыбовые (размер бомб до 60 см, вулканических глыб до 2 м), лапиллиевые, песчано-пелловые, часто плохо сортированные, с обильным известняковым цементом и линзочками известняков; состав туфов преимущественно базальтовый, до андезитового. Туфы переслаиваются с туфотурбидитами, тефроидами, покровами подушечных и массивных лав базальтов и андезитобазальтов, горизонтами гиалокластитов андезитового, реже оливин-базальтового состава. Верхи толщи в районе Балаклавы сложены туфами и менее лавами андезиодацитового, плагиориолитового и риолитового состава. Мощность толщи вулканитов превышает 500 м [8]. Коэффициент эксплозивности (Е) более 75%. В верхней части разреза вулканитов мыса Ифигения в горизонте тефроидов установлена фауна позднего байоса [16].

Все типы вулканитов района ЮБК миндалекаменные и порфировые, с вкрапленниками плагиоклаза, авгита, нередко оливина, реже гиперстена, с микровкрапленниками титаномагнетита (повсеместно), хромшпинелидов (в оливиновых базальтах, меланобазальтах). Вулканическая толща сопровождается секущими дайками плагиориолитов, риолитов, андезитов и базальтов, они широко развиты в районе Балаклавы.

Химический состав вулканитов ЮБК, по [10, 15]: базальты ( $n=3$ ), андезитодациты ( $n=1$ ) и плагиориолиты ( $n=6$ ) —  $\text{SiO}_2$  48,83, 62,00 и 73,04;  $\text{TiO}_2$  0,57, 0,45 и 0,16;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  21,40, 14,62 и 13,00;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  8,77, 7,68 и 2,05;  $\text{MnO}$  0,20 и не опр.;  $\text{MgO}$  2,14, 2,07 и 1,12;  $\text{CaO}$  7,12, 3,16 и 0,79;  $\text{Na}_2\text{O}$  3,95, 5,16 и 5,47;  $\text{K}_2\text{O}$  1,43, 1,37 и 1,50; ппп 5,37, 3,22 и 2,43; сумма 99,78, 99,73 и 99,56%. Все это типичные известково-щелочные вулканиты; базальтоиды высокоглиноземистые и высокожелезистые; риолиты низкокалиевые и низкожелезистые. Наиболее распространенные туфы базальтов содержат, г/т: Cr 30—200, V 100—200, Ni 30—150, Co 14—80, Cu 40—100, Zn 50—100, Pb 2—10, Ba 300—1200, Sr 500—800, Zr 50—100, Sn 1—2, т. е. имеют геохимические параметры типичных островодужных известково-щелочных вулканитов [3].

Вулканиты карадагской свиты района Балаклавы содержат линзы и гнезда колчеданных рудных концентраций существенно пиритового состава.

Существенные выходы вулканитов развиты в северной части Качинского поднятия, к югу от Симферополя, у с. Украинка. Значительная часть толщи вулканитов вскрыта Петропавловским карьером. Карьером вскрыты залегающие почти вертикально (с СЗ на ЮВ, снизу вверх): существенно кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты сараманской толщи; флишоидная граувакковая толща эскиординской серии; 10-метровая зона тектонических микститов с глыбами известняков и песчаников С—Р, Т<sub>3</sub>, J<sub>1</sub>, K<sub>1</sub>; толща вулканитов. Положение пластов (верх—низ) в толще вулканитов, установленное по текстурам подушечных лав и туфотурбидитов, аналогично определенному по пластам кварцевых песчаников и конгломератов. Разрез толщи зеленокаменных вулканитов от контакта с глыбовым горизонтом, снизу — вверх:

Туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, с заметной примесью известнякового материала в цементе . . . . . 0,5 м.

Миндалекаменные порфиновые андезитобазальты . . . . . 1,2 м.

Тефроиды, туфотурбидиты, туффиты . . . . . 6 м.

Переслаивание аналогичных пород и туфов лапиллиевых и мелкобомбовых базальтового и андезитобазальтового состава . . . . . 10 м.

Покров подушечных и шаровых лав мелкопорфириновых базальтоидов, размер шаров и подушек от 0,2×0,1 до 2,5×2×1 м; верхняя поверхность подушек выпуклая, нижняя — местами вогнутая, с заливами между нижележащими подушками; промежутки между подушками заполнены гиалокластитам и туфоалевролитами (рис. 4) . . . . . 17—20 м.

Чередование бомбово-лапиллиевых (бомбы сложены базальтами, трахиандезитобазальтами, андезитами, андезитодацитами) и песчано-пепловых туфов, тонкослоистых туффито-тефроидов, покровов базальтов, андезитобазальтов и андезитов . . . . . 25 м.

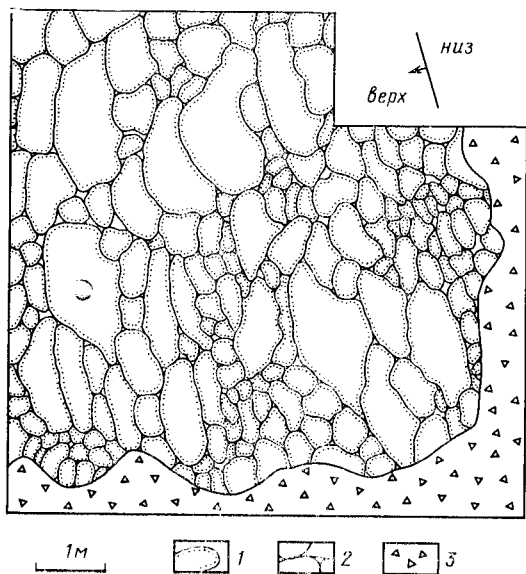
Пепло-бомбовые (размер бомб до 10 см) туфы смешанного состава с линзами кремнистых туффитов . . . . . 0,3—0,5 м.

Покров мелкопорфириновых андезитодацитов, нижняя поверхность покрова с великоленными текстурами канатных лав . . . . . более 10 м.

Более высокие части толщи состоят из туфов и лав базальтоидов и андезитов. Мощность вулканической толщи около 250 м [2]. Она пересечена субвулканическими телами кварцевых долеритов, которые по химическому составу идентичны подушечным лавам.

Характерным типом вулканитов являются подушечные лавы базальтоидов. Центральные части подушек сложены мелкопорфириновыми андезитобазальтами, натровыми трахиандезитобазальтами до андезита; вкрапленники — плагиоклаз и авгит, изредка гиперстен, микро-

вкрапленники — титаномагнетит, в основной массе немало ильменита; структуры основной массы — микродолеритовая и вариолитовая. Краевые части подушек сложены миндалекаменными микропорфировыми базальтоидами с микролитовой, петельчатой и вариолитовой структурой и текстурами течения, ориентированными параллельно поверхности подушек. Некоторые подушки микроскопически весьма похожи на типичные спилиты. Титаномагнетит этих пород по составу такой же, как в базальтах карадагской свиты в долине р. Бодрак [19].



Подушечные лавы, как и другие вулканыты окрестностей Симферополя, интенсивно метаморфизованы в условиях, переходных от пренит-

Рис. 4. Обнажение подушечных шаровых лав спилитовых андезитобазальтов. Зона закалки в шарах и подушках лав показана точками. Межподушечное пространство заполнено гналокластитами и туфоалевролитами. Залегание пластов показано справа, сверху от рисунка. Осыпь показана треугольниками. Стенка Петропавловского карьера, окрестности г. Симферополя

пумпеллиитовой фации к цеолитовой (ломонтитовой). По этой причине оценки исходного состава метавулканитов возможны по содержанию Al, Ti, Cr, Nb, Zr — малоподвижных при низкоградном метаморфизме, отчасти по средним из ряда анализов. Средние составы подушечных лав по разным авторам достаточно близки (табл. 3). Это базальтоиды известково-щелочного ряда с отклонениями к трахиандезитобазальтам, умеренно глиноземистые, существенно натровые,  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  (ср.) = 4. В типичных спилитах величина  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 5-10$  и более; классические спилиты — породы афировые, тесно связаны с толентовыми базальтами. Подушечные базальтоиды Петропавловского карьера относительно богаты Ti (1,2%  $\text{TiO}_2$ ), Zr (130 г/т), Sr (199 г/т), Rb (14 г/т), бедны P. Повышенная железистость, пониженное содержание Ni (ср. 62 г/т) и крайне низкое Cr (ср. 3 г/т) свидетельствуют о том, что подушечные лавы представляют собой дифференциаты базальтоидных магм, из которых фракционированы часть оливина и практически все хромшпинелиды. Комплементарными им образованиями, вероятно, являются пикриты и меланоделериты.

«Канатные» лавы — это натровые андезиодациты,  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} = 13$ , умеренно железистые (табл. 3).

По особенностям строения и по составу вулканитов описанная толща вполне сопоставима с вулканической толщей у мыса Ифигения (ЮБК) и нижней частью вулканической толщи Карадага. Представляется, что нет оснований считать вулканическую толщу окрестностей Симферополя позднетриасовой, поскольку: 1) не доказана сингенетичность фауны  $T_3$  и вулканитов; наиболее вероятно, что фауна  $T_3$  содержится в терригенных породах, слагающих тектонический клин среди

Химический состав (мас.%) вулканитов окрестностей г. Симферополя (Петропавловский карьер)

Компоненты	Подушечные лавы					Канатные лавы — натровые андезитоациты, по М. Н. Щербаковой
	1 (2)	2 (6)	3 (3)	4 (10)	5 (21)	
SiO <sub>2</sub>	50,30	52,84	54,97	53,60	52,90	61,84
TiO <sub>2</sub>	1,35	1,27	1,10	0,95	1,15	1,19
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	0,11	0,16	0,13	0,13	0,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,23	14,90	13,41	14,55	14,55	13,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,81	4,01	4,68	3,86	4,04	3,06
FeO	6,32	6,55	6,56	4,97	6,08	3,79
MnO	0,24	0,16	0,11	0,21	0,18	0,14
MgO	3,23	4,04	4,83	4,08	4,09	1,97
CaO	7,14	5,98	4,33	6,22	5,90	4,38
Na <sub>2</sub> O	4,25	5,27	4,16	3,56	4,32	5,12
K <sub>2</sub> O	1,24	0,81	0,68	1,33	1,01	0,39
ппп	7,29	4,55	5,09	6,48	5,89	4,55
Сумма	100,40	100,40	100,08	99,94	100,24	99,70

Примечание. 1 — трахиандезитобазальты; 2 — трахиандезитобазальты, близкие к муджиритам; 3 — андезитобазальты; 4 — андезиты; 5 — средний состав. В скобках — число анализов. 1 — по [5]; 2 — по В. М. Ряховскому; 3 — по [3]; 4 — по М. Н. Щербаковой.

вулканитов; 2) в таврической и эскиординских сериях отсутствует сингенетичный базальтоидный вулканический материал.

Вулканиты карадагской свиты вместе с сопровождающими субвулканическими и жерловыми телами слагают *Карадагский вулканический массив* (реликт полигенного стратовулкана). Вулканический массив залегает на терригенных отложениях средней юры и таврической серии.

В нижней части вулканической толщи преобладают крупно- и грубообломочные, разнообломочные туфы прижерловой фации, переслаивающиеся с мощными (до 30 м) покровами подушечных лав базальтоидов; размер подушек достигает 3 м в поперечнике, подушки сцементированы красными слегка кремнистыми туфоалевролитами, чаще гналокластитами, цемент пленочный. Цемент туфов обычно известняковый. Верхняя часть вулканической толщи существенно туфовая; туфы чаще прижерловой фации, содержат прослои тефроидов с фауной верхнего байоса [2, 9, 13, 16]. Коэффициент Е более 85%. Большая часть вулканитов миндалекаменные.

Вулканиты всех типов порфиоровые, с вкрапленниками плагиоклаза, авгита, реже биотита, изредка гиперстена, ортоклаза (в трахитах и щелочных базальтах), крайне редко эгирин-авгита (в трахитах). В базальтоидах наиболее распространены вкрапленники лабрадора. В субщелочных базальтах и андезитах, трахибазальтах и трахиандезитах в цементирующей массе обилен титаномагнетит (до 10% общ.), с которым ассоциируют подчиненный ильменит, изредка хромшпинелиды.

В типичных для толщи трахибазальтах титаномагнетит и ильменит обогащены Mn, хромшпинелиды представлены рядом: Mg—Ti—хромферригерцинит (ядро) — Mn—хромалюмотитаномагнетит — Zn—Mn—Cr—титаномагнетит (внешняя зона); состав и эволюция состава

Химический состав вулканитов Карадагского массива, мас. %

Типы пород	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	45,11	45,42	55,86	59,75	61,21	65,24	69,51	55,58	60,45	62,69	66,81	74,34	79,64	48,96	57,22	63,70	69,27
TiO <sub>2</sub>	1,67	0,87	1,03	0,72	0,78	0,83	0,26	0,92	0,73	0,96	0,39	0,28	0,32	1,30	0,91	0,70	0,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	0,35	—	—	—	—	0,35	—	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,89	17,26	15,97	17,39	15,65	14,66	14,97	15,77	17,31	16,02	15,77	12,49	11,09	17,43	16,92	19,35	14,11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	10,07	10,28	8,70	7,19	6,59	5,61	3,49	11,14	5,26	3,83	4,07	3,34	0,86	8,01	6,88	3,91	4,20
MnO	0,19	0,14	—	0,13	0,11	0,10	0,16	сл.	0,12	0,14	0,12	0,12	0,03	0,17	0,24	0,34	0,07
MgO	5,24	3,70	1,84	1,81	1,92	1,28	0,48	3,48	1,11	1,34	0,89	0,40	0,12	4,76	1,55	0,80	1,24
CaO	6,27	7,50	5,79	1,86	2,15	1,90	0,84	4,73	5,56	4,84	4,95	2,60	0,90	11,80	8,36	7,01	4,02
Na <sub>2</sub> O	4,13	4,51	4,74	7,07	3,95	5,05	6,24	3,75	3,60	3,74	2,95	4,01	4,50	2,61	3,79	2,26	2,98
K <sub>2</sub> O	3,41	1,43	2,26	1,62	4,29	3,00	2,76	1,59	0,72	2,44	1,65	2,56	1,45	0,76	0,32	1,03	1,24
ппп	8,55	9,30	3,59	2,62	1,76	2,12	1,43	3,28	5,12	3,46	2,51	—	1,24	4,41	4,22	0,89	1,84
Сумма	99,53	100,41	99,78	100,16	99,76	99,79	100,14	100,24	99,98	99,81	100,11	100,14	100,15	100,26	100,46	99,99	99,75

Примечание. Анализы из работы [10]. Шошонитовая серия: 1 — муджиериты (спилиты), 2 — трахибазальты (спилиты), 3 — трахандезиты — латиты (щелочные андезиты), 4 — бенморениты (кератофиры); 5 — тристаниты (трахиты), 6 — трахидациты (оксикератофиры), 7 — трахириолиты (оксикератофиры). Известково-щелочная серия: 8 — андезиты (кератоспилиты), 9 — андезитодациты, 10 — калиевые дациты (оксикератофиры), 11 — дациты, 12 — риолиты, 13 — плагиориолиты (палеолипариты). Толеитовая серия: 14 — базальты, 15 — андезиты, 16 — дациты, 17 — риодациты. В скобках даны названия пород по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, если они отличаются от современной номенклатуры.

рудных аксессуарных минералов типичны для базитов шошонитовой серии [19, 21].

Состав вулканитов колеблется от базальтов до риолитов. Характерно сочетание в едином разрезе вулканитов нескольких петрохимических серий: известково-щелочной, шошонитовой, толеитовой (табл. 4). Вулканиты шошонитовой серии на Карадаге развиты весьма широко. Они представлены трахибазальтами, муджиеритами (калиевые олигоклазовые базальты), шошонитами, трахиандезитобазальтами, трахиандезитами (и латитами), в том числе повышенной щелочности — натриевой (бенморейты) и калиевой (тристаниты), трахидацитами, трахириодацитами, калиевыми трахириолитами. Некоторые из муджиеритов, тристаниты и бенморейты по составу занимают промежуточное положение между шошонитовой (субщелочной) и щелочной (базальт-трахитовой) сериями. Породы Карадага, близкие по составу к бенморейтам и тристанитам, обеднены Ti по сравнению с топотипами. Широко развитые на Карадаге вулканиты известково-щелочной серии представлены оливиновыми базальтами и базальтами (редки), андезитами, андезитодацитами, дацитами, риолитами. Вулканиты толеитовой серии, в том числе высокоглиноземистые, распространены мало — это базальты, дациты, андезиты, плагиориолиты.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта СССР, м-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист L — 36, 37 — Симферополь. Л., 1986. 134 с. 2. Геология СССР. Крым. М., 1969. Т. 8. 576 с. 3. Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан—континент. Новосибирск, 1984. 185 с. 4. Кочурова Р. Н. Магматизм северо-западной части Горного Крыма. Л., 1968. 111 с. 5. Кравченко С. М. Петрографические особенности интрузивных массивов южной части Крыма в свете новых данных//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 12. С. 100—105. 6. 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. 7. Лебединский В. И. Дифференцированная пластовая интрузия диабазов в Горном Крыму//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 84—94. 8. Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев, 1962. 143. 9. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадага в Крыму. М.; Л., 1933. 151 с. 10. Лучицкий В. И. Петрография Крыма. М.; Л., 1939. 98 с. 11. Магматические горные породы. М., 1985. Ч. 1, 2. 768 с. 12. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., 1973. 323 с. 13. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского п-ова. М., 1960. 207 с. 14. Плоско В. В. Ассоциация пикритов и кварцевых диабазов Крыма//ДАН СССР. 1979. Т. 244, № 2. С. 442—445. 15. Попов С. П. Минералогия Крыма. М.; Л., 1938. 352 с. 16. Славин В. И. Современные геологические процессы в Юго-Зап. Крыму. М., 1975. 195 с. 17. Спиридонов Э. М. Метаморфические и метасоматические образования Горного Крыма//Геол. строение Качинского поднятия Горного Крыма. М., 1989. С. 136—152. 18. Спиридонов Э. М., Дашевская Д. М. Хромшпинелиды и ассоциирующие минералы раннегеосинклинальных ультраосновных вулканитов Сев. Казахстана//Тр. минерал. музея АН СССР. 1988. Вып. 35. С. 161—182. 19. Спиридонов Э. М., Коротаева Н. Н., Ладыгин В. М. Хромшпинелиды, титаномagnetит и ильменит островодужных вулканитов Горного Крыма//Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1989. № 6. С. 35—45. 20. Le Bas M. I., Le Maitre R. W., Streckisen A. et al. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alcalisilica diagram//J. Petrol. 1986. Vol. 27, N 3. P. 745—750. 21. Oxide minerals//Reviews in Mineralogy. Washington, 1981. Vol. 3. 502 p.