

23. Шванов В. Н. Литостратиграфия и структура таврической свиты в бассейне р. Бодрак в Крыму//Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. Геол., геогр. 1966. Вып. 1, № 6.

Поступила в редакцию
06.06.88

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 4, ГЕОЛОГИЯ. 1989. № 6

УДК 549.731 (641.23) + 552.11 (477)

Э. М. Спиридонов, Н. Н. Коротаева, В. М. Ладыгин

ХРОМШПИНЕЛИДЫ, ТИТАНОМАГНЕТИТ И ИЛЬМЕНИТ ОСТРОВОДУЖНЫХ ВУЛКАНИТОВ ГОРНОГО КРЫМА

Аксессорные рудные минералы (оксиды, сульфиды, самородные) являются чуткими индикаторами петрогенеза. Особый интерес представляют аксессорные хромшпинелиды [1, 11, 13, 15, 28, 32–37], которые к тому же устойчивы при низкоградном метаморфизме — зелено-каменном перерождении вулканитов [1, 19]. Хромшпинелиды и Fe–Ti-оксиды вулканитов складчатых областей изучены недостаточно. В вулканитах Крыма рудные аксессорные ранее не изучались.

Химические анализы минералов выполнены с помощью электронного микроскопа CamScan-4 DV с энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором фирмы «Link». Условия съемки: 15 кВ, 15 нА, угол наклона детектора 30° (аналитик Н. Н. Коротаева). Анализы хромшпинелидов выполнены в «точке» с шагом сканирования 3–5 мкм и более, титаномагнетита и ильменита — «по площади» для устранения влияния тончайших структур распада. Пересчет анализов на минералы с определением содержания Fe_2O_3 сделан, исходя из стехиометрии состава шпинелидов Mg_3O_4 и ильменитов Mg_2O_3 .

Минералы с преобладанием $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4$ отнесены к хромиту или магнезиохромиту (при $\text{Mg} > \text{Fe}^{2+}$) $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Zn})\text{Fe}_2\text{O}_4$ — к магнетиту, $(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Zn})\text{Al}_2\text{O}_4$ — к шпинели (при $\text{Mg} > \text{Fe}^{2+}$) или к герциниту (при $\text{Fe}^{2+} > \text{Mg}$), Fe_2TiO_4 — к ульвошпинели, $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{FeFe}_2\text{O}_4$ — к титаномагнетиту [32]. Приставки «калюмо-», «хром-», «ферри-» использованы при содержаниях миналов соответственно шпинели+герцинита, хромита или магнетита более 20%. Прилагательные «титанистый», «марганцовистый», «цинклистый» применены при содержаниях TiO_2 более 3%, MnO и ZnO — более 1%.

Геологическое положение и состав островодужных вулканитов Горного Крыма. Горный Крым является краевой частью грандиозного Альпийско-Средиземноморского складчатого пояса. Магматические образования здесь развиты локально, их доля в объеме складчатого комплекса менее 10%. Магматиты Крыма изучали Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [9], В. И. Лучицкий [10], С. П. Попов [17], М. В. Муратов [14], В. И. Лебединский [8], Р. Н. Коцюрова [7], А. М. Зайцев, А. Е. Лагорио, С. М. Кравченко и ряд других геологов [5]. Ниже использована схема магматических образований Крыма по [20]. Значительный разнобой в терминологии магматитов Горного Крыма в основном обусловлен тем, что они сильно метаморфизованы. Процессы метаморфизма цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций изменили минеральный, а зачастую и химический состав пород, затушевали их структурный рисунок [18]. Для правильной диагностики магматитов потребовалось снять метаморфические новообразования, разбректо-

вать химические анализы, отбросить наиболее метаморфизованные типы, получить средневзвешенные оценки состава по возможности больших объемов горных пород.

Горный Крым является складчатой областью с рельефированной историей развития. Доверхнеюрские магматиты представляют образование раннегеосинклинального (квазикоэанического) этапа. Это позднепалеозойская (?) — триасовая офиолитовая и позднетриасовая (?) — среднеюрская островодужная ассоциации, последняя имеет ведущее значение. Офиолитовая ассоциация включает зуйский комплекс метаультрабазитов и новоселовскую сланцево-базальт-метадолеритовую вулканическую серию. Островодужная ассоциация включает позднетриасовую (?) кичикскую толщу риолитов — дацитов — андезитодацитов; среднеюрский допозднебайосский первомайско-аюдагский долерит-габбро-диоритовый комплекс даек и малых интрузивов, среднеюрскую позднебайосскую бодракско-карадагскую непрерывную базальт-андезит-дацит-риолитовую вулканическую серию, допозднеюрский кастельский диорит-плагиогранитный интрузивный комплекс. Бодракско-карадагская серия представляет ассоциацию вулканитов различных типов щелочности, полно дифференцированных, так называемую спилит-кератофировую формацию. Подобные сочетания вулканитов типичны для колчеданоносных вулканических серий, завершающих раннегеосинклинальный (квазикоэанический) этап развития складчатых областей.

В [4] отмечено трехкратное повторение спилит-кератофировой и габбро-плагиогранитной формаций в триасе — средней юре Горного Крыма, что представляется крайне маловероятным.

Хромшпинели и Fe-Ti-оксиды изучены в базитах средней юры.

Бодракско-карадагская вулканическая серия. Преобладающая часть вулканитов Крыма принадлежит этой серии, порожденной позднебайосским пароксизмом вулканизма, самым мощным для Крымско-Кавказского региона [12]. Цепочка вулканических массивов карадагской свиты от Балаклавы на западе через район Бахчисарая — Симферополя до Карадага на востоке фиксирует палеостровную дугу, которая протягивалась далее в район Кавказа. Для этой вулканической дуги намечается латеральная петрохимическая зональность.

Вулканиты Качинского и Южнобережного поднятий преимущественно известково-щелочные с подчиненным количеством толеитовых и убогим шошонитовых типов. В бассейне р. Бодрак широко проявлены базиты толеитового типа и толеиты с отклонениями к бонинитам и коматитовым базальтам. Вулканиты Туакского поднятия (Карадагский массив и прилегающие районы) преимущественно шошонитовые, менее известково-щелочные, с убогим количеством толеитовых типов. Вероятно, вулканиты запада Горного Крыма отвечают центральной (и частично фронтальной — центральной), а востока (массив Карадаг) — тыловой частям вулканической дуги [31].

Вулканиты карадагской свиты и сопутствующих им субвулканических и жерловых образований бодракского и карадагского комплексов образуют сложную мультиплетную магматическую серию, эволюция которой в грубом приближении гомодромная. С завершающими бодракско-карадагскую серию субвулканическими телами кремнекислого состава сопряжены скопления колчеданных руд.

Представлялось целесообразным рассмотреть сначала толеиты, затем базиты известково-щелочные, далее — базиты шошонитовой серии.

Таблица 1

Химический состав (мас. %) средненорских магматитов Горного Крыма,
в которых изучены хромшпинелиды, титаномагнетит, ильменит

Компонент	Образец								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₂	47,56	45,49	47,67	47,06	52,90	47,04	46,20	47,61	44,96
TiO ₂	0,47	0,48	0,66	1,13	1,15	1,49	1,79	0,66	1,20
P ₂ O ₅	0,07	0,09	0,04	0,15	0,13	0,45	0,56	0,20	0,21
Al ₂ O ₃	13,21	11,79	15,74	17,06	14,55	16,16	14,54	14,91	15,04
Fe ₂ O ₃	9,75	11,03	10,96	10,92	10,12	9,04	10,89	9,39	10,21
MnO	0,15	0,17	0,18	0,13	0,18	0,18	0,23	0,18	0,20
MgO	11,73	13,75	7,46	6,60	4,09	5,00	10,37	7,62	9,97
CaO	10,94	11,19	9,86	8,97	5,90	9,04	6,69	7,41	11,04
Na ₂ O	1,66	1,34	2,27	2,63	4,32	3,37	4,65	3,30	2,50
K ₂ O	0,27	0,16	0,14	0,64	1,01	2,09	2,44	2,04	0,96
ппп	3,95	4,01	4,65	4,51	5,89	6,08	3,03	6,63	4,05
Сумма	99,76	99,50	99,63	99,80	100,24	99,94	100,49	99,95	100,34

Примечание. *Бодракский субвулканический комплекс*: I — лавовые брекции оливиновых базальтов, овр. Джидайр; II — оливин-авгитовые долеритобазальты, овр. Шара; III — гиперстен-оливин-авгитовые долеритовые порфириты, овр. Джидайр. *Карадагская свита*: IV — двутироксеновые базальты, долина р. Бодрак; V — вариолитовые трахиандезитобазальты («спилиты»), мощный покров подушечных лав, Петропавловский карьер; VI — трахибазальты («спилиты»), Карадагский массив. *Карадагский субвулканический комплекс*: VII — оливиновые тефриты. *Первомайско-аюдагский комплекс даек и малых интрузионов*: VIII — амфибол-биотит-оливиновые габбро-долериты; IX — биотит-оливиновые габбро-долериты, кольцевые дайки верховьев р. Бодрак.

Бодракский субвулканический комплекс. Многочисленные субвулканические тела, дайки, жерловины бодракского комплекса тесно связаны с вулканитами покровной фации карадагской свиты Качинского поднятия.

Образования I фазы комплекса представлены силло- и линзообразными телами, реже дайками оливин-гиперстен-авгитовых долеритов, долеритобазальтов, двутироксеновых базальтов. Простиранье тел северо-восточное, реже широтное. Особенностью пород является наличие редких крупных, до 8 мм, вкрапленников оливина, содержащих микроростки хромшпинелидов, по составу идентичных шпинелидам в оливиновых базальтах II фазы.

Образования II фазы представлены дайками и удлиненными штоками меланократовых оливин-авгитовых, двутироксен-оливиновых базальтов, долеритобазальтов, долеритов, маломощными дайкообразными телами лавовых брекций оливиновых и авгит-оливиновых базальтов. Простиранье тел северо-западное. Для базальтоидов характерно обилие крупных вкрапленников авгита (часто это агломераты зерен авгита) и мелких оливина, наличие многочисленных миндалин с карбонатами, хлоритом. Состав пород отвечает толеитовым меланобазальтам (табл. 1, обр. I и II) и базальтам, они низкоглиноземистые, низкотитанистые, обогащенные Ca и Mg, содержат (г/т): Cr 400—600, V 100—300, Ni 80—250, Co 30—50, Cu 60—100, Zn 60—150, Pb 3—10, Sr 150—250, Ba 100—300, Zr 40—80, Nb 4—6, Sn 1—2,5. По особенностям состава базиты II фазы занимают промежуточное положение между типичными меланобазальтами (пикритобазальтами) островодужных серий и породами бонинитовой серии [6, 34], что наиболее ярко проявляется в весьма низкой щелочности и крайне низких кон-

центрациях фосфора. Оливин постоянно содержит мелкие (до 60 мкм) округлые и субдиоморфные включения хромшпинелидов. Мелкие округлые зерна и их сростки, реже октаэдрические кристаллы хромшпинелидов размером до 0,1 мм широко развиты и в цементирующей массе пород, где с ними ассоциируют ильменит, менее пирротин и халькопирит, реже титаномагнетит, кубанит, пентландит.

Образования III фазы бодракского субвулканического комплекса представлены протяженными дайками лейкоократовых авгит-гиперстеновых, оливин-гиперстеновых, гиперстеновых базальтов, долеритобазальтов, долеритов. Простирание тел субширотное — северо-восточное, реже северо-западное. Особенностями пород являются обилие мелких вкраплеников плагиоклаза и наличие миндалин халцедона (агата) и цеолитов. Ромбический пироксен (маложелезистый гиперстен, реже железистый бронзит) развит в основной массе, и во вкраплениниках. Оливин-гиперстеновые базальты и долериты содержат множество мелких выделений хромшпинелидов, ильменита, пирротина, реже титаномагнетита. Породы отвечают базальтам толеитовой (табл. 1, обр. III) и менее известково-щелочной сериям. Гиперстеновые лейкобазальты содержат (г/т): Cr 150, V 200, Ni 60, Co 30, Cu 60, Zn 150, Sr 350, Ba 400, Zr 100, Nb 4.

Образования IV фазы представлены дайками ССЗ и ВСВ простирания и штокообразными телами известково-щелочных роговообманковых андезитобазальтов, андезитодиабазитов, дацитов, плагиопорфириевых, авгит-гиперстеновых андезитобазальтов. Эти породы не содержат хромшпинелиды.

Карадагская свита (Качинское поднятие). В бассейне р. Бодрак свита сложена туфами (песчано-пепловыми, лапиллиевыми, бомбовыми, оскольчатыми туфобрекчиями из обломков пород более ранних извержений), гиалокластитами, лавокластитами типа подушечных лав с тонкообломочным гиалокластитовым цементом, тефроидами, туфотурбидитами базальтового, андезитобазальтового, трахибазальтового, андезитового, андезитодиабазитового состава. Все типы вулканитов порфировые, многие из них миндалекаменные. В цементе части туфов обилен известняковый материал. Эти особенности свидетельствуют о накоплении толщи в подводноморских условиях. Для базальтов и андезитобазальтов характерно обилие вкраплениников битовнита, лабрадора, авгита; менее гиперстена, вкраплениники оливина редки, широко развиты микровкраплениники титаномагнетита и ильменита. Типичные для этого района двупироксеновые базальты известково-щелочной серии (табл. 1, обр. IV) содержат (г/т): Cr 150, V 290, Ni 66, Co 49, Cu 55, Zn 90, Pb 7, Sr 300, Ba 500, Zr 75, Nb 6, Sn 1,6, Li 45.

В бассейне р. Салгир, в окрестностях Симферополя, значительная часть толщи вулканитов вскрыта Петропавловским карьером. Здесь переслаиваются туфы, туффиты, тефроиды, туфотурбидиты и покровы порфировых андезитобазальтов, базальтов, андезитодиабазитов. Туфы от пепловых до бомбово-лапиллиевых. Характерны подушечные лавы базальтоидов. Центральные части подушек (размер их до $2,5 \times 2 \times 1$ м) сложены мелкопорфировыми вариолитовыми натровыми трахиандезитобазальтами («спилитами», табл. 1, обр. V); вкраплениники — плагиоклаз и авгит, изредка гиперстен; титаномагнетит в форме октаэдров или удлиненных скелетных кристаллов и мелкие пластины ильменита развиты в основной массе. Краевые части подушек сложены миндалекаменными микропорфировыми базальтоидами с текстурами течения, ориентированными параллельно поверхности подушек. Некоторые типы пород «подушек» микроскопически похожи на типичные спилиты.

Подушечные базальтоиды относительно богаты Zr (130 г/т), Rb (14 г/т), бедны Ni (62 г/т) и крайне бедны Cr (3 г/т). Геохимические данные свидетельствуют, что подушечные лавы являются дифференциатами базальтоидных магм, из которых фракционированы часть оливина и практически все хромшпинелиды. Комплементарными им образованиями, вероятно, являются пикритовые и меланократовые базальты.

Карадагская свита (Туакское поднятие). Вулканиты свиты вместе с сопровождающими субвулканическими и жерловыми телами образуют Карадагский массив — реликт полигенного стратовулкана. Низы вулканической толщи сложены крупно-, грубо- и разнообломочными туфами прижерловой фации, чередующимися с мощными покровами подушечных лав базальтоидов; в цементе туfov заметная до обильной примесь известнякового материала. Верхи вулканической толщи существенно туфовые с прослоями тефроидов. Коэффициент Е вулканической толщи более 85 %. Большая часть вулканитов миндалекаменная. Состав пород варьирует от оливинсодержащих базальтов и трахибазальтов, муджиеритов, щошонитов, андезитов, трахиандезитов — латитов, бенмореитов до дацитов, калиевых трахидациотов, риодацитов, трахитов (тристанитов) (по [9] с уточнениями). Вулканиты всех типов порфировые, с вкрапленниками плагиоклаза, авгита, реже биотита, амфибола, изредка гиперстена, оливина, ортоклаза (в трахитах и щелочных базальтах), крайне редко эгирина-авгита (в трахитах). В базальтоидах наиболее распространены вкрапленники лабрадора, в их цементирующющей массе обилиен титаномагнетит, с которым иногда ассоциирует ильменит, а изредка и хромшпинелиды. Для данной толщи типичны трахибазальты (табл. 1, обр. VI).

Карадагский субвулканический комплекс. I фаза комплекса представлена телами разнообразной формы и дайками, жерловинами, неками трахибазальтов, долеритов, трахиандезитобазальтов, оливиновых трахибазальтов. II фаза имеет серию мощных даек и неков трахиандезитодациотов («кератофиров»), в том числе биотит-пироксеновых, субвулканических тел и даек андезитов, дацитов, риодацитов, трахитов, базальтов — мелафиров, трахибазальтов, тефритов и оливиновых тефритов. III фаза комплекса — флюидальные риолиты и андезиновые риодациты, слагающие жерловину Святой Горы с зонами краевых брекций. Типоморфные для комплекса оливиновые тефриты (табл. 1, обр. VII) в редких вкрапленниках оливина содержат мелкие включения хромшпинелидов, в цементирующющей массе пластинчатые выделения ильменита, единичные выделения титаномагнетита и халькопирита.

Первомайско-аюдагский долерит-габбро-диоритовый комплекс даек и малых интрузивов. Большая часть интрузивов и даек комплекса сложена кварцевыми и кварцсодержащими габбро-долеритами и габбро-диоритами с биотитом и роговой обманкой. Эти породы богаты титаномагнетитом и пирротином, но практически лишены хромшпинелидов. Хромшпинелидами богаты дайкообразные тела оливиновых габбро-долеритов, которые, вероятно, являются подводящими каналами более крупных интрузивов комплекса [20]. Таковы кольцевые (полукольцевые) дайки в верховьях р. Бодрак, мощность которых до 7 м, длина до 2 км. Вмещающие терригенные породы у контактов ороговикованы в полосе более метра. Дайки сложены мелкозернистыми меланократовыми амфибол-биотит-авгит-гиперстен-оливиновыми (табл. 1, обр. VIII) и биотитсодержащими оливиновыми габбро-долеритами (обр. IX). Эндоконтактовые зоны сложены миндалекаменными долеритами и долеритовыми порфиритами. В центре

даек иногда развиты маломощные жилообразные обособления спессартитовидных габбро-долеритов, богатых роговой обманкой и биотитом, бедных оливином.

Меланократовые габбро-долериты состоят из массы идиоморфных выделений оливина и менее гиперстена, промежутки между которыми заполнены агрегатами таблиц плагиоклаза и ксеноморфных зерен авгита с каймами замещения роговой обманки и биотита. Породы богаты рудными минералами: преобладают хромшпинелиды и титаномагнетит, немного мелких выделений ильменита, пирротина, халькопирита, единичные — пентландита. Хромшпинелиды слагают мелкие незональные выделения в оливине и зональные в основной массе. Зональные выделения хромшпинелидов нередко окружены каймой титаномагнетита — ульвошинели. Титаномагнетит (ульвошинель) слагает и многочисленные выделения в основной массе, и включения в авгите.

Хромшпинелиды островодужных вулканитов и близких им пород Горного Крыма. *Базиты толеитовой серии*. Хромшпинелиды в базитах бодракского субвулканического комплекса микроскопически незональные, в лавовых брекчиях оливиновых базальтов по составу отвечают хромиту (табл. 2, ан. 1—3), в авгит-оливиновых долеритобазальтах и гиперстен-оливин-авгитовых долеритовых порфиритах даек — хромиту (ан. 7—12) и алюмохромиту (ан. 4—6, 13, 14). Хромшпинелиды богаты хромом (до 60% Cr_2O_3), относительно высокомагнезиальные, бедны Al , Ti , Mn , Zn , Fe^{3+} . Вариации состава относительно невелики. Тренд эволюции состава: снижение Cr и Mg , рост Al , Fe^{3+} , Ti . Характерны изоморфные замещения $\text{Cr} \rightarrow \text{Al}$, Fe^{3+} .

Базиты известково-щелочной серии. В оливиновых габбро-долеритах кольцевых даек первомайско-аюдагского комплекса мелкие и мельчайшие незональные выделения хромшпинелидов округлой или октаэдрической формы включены в оливине и гиперстене, зональные их выделения развиты в основной массе (рис. 1, 2). Состав незональных хромшпинелидов и центральной части ядер зональных выделений идентичен, это магнезиальный хромгерцинит и глиноземистый магне-зиохромит с низкими содержаниями Ti , Zn , Mn , Fe^{3+} (табл. 3, ан. 1, 2; табл. 4, ан. 9). Большая часть объема ядер зональных выделений сложена алюмохромитом с низкими содержаниями Ti , Zn , Mn , Fe^{3+} (табл. 3, ан. 3, 4, 11; табл. 4, ан. 1—5, 10). Хромитовое ядро серого цвета окружено полной или частичной оторочкой серовато-белого и белого цветов в отраженном свете. Границы между ядром и оторочкой резкие, на них сильно изменяется состав хромшпинелидов. Внутренняя серовато-белая зона оторочки сложена цинкистым хромтитаномагнетитом (табл. 4, ан. 6, 11, 12), внешняя широкая белая зона оторочки сложена цинкисто-хромистым титаномагнетитом (табл. 3, ан. 5—7, 12—13; табл. 4, ан. 7) и цинкисто-хромистой ульвошинелью (табл. 4, ан. 8, 13). Хромистые шпинелиды оторочки (6—15% Cr_2O_3) обогащены Zn (до 5% ZnO), Fe^{3+} , Ti , бедны Al , крайне бедны Mg и Mn . Наиболее богаты Zn самые внутренние зоны оторочек. Крайне низкие содержания Mn , очевидно, обусловлены одновременной кристаллизацией ильменита. Тренд эволюции состава хромшпинелидов субщелочных оливиновых габбро-долеритов: резкое снижение Cr , Mg , Al , резкий рост Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti . Характерны изоморфные замещения: Cr , $\text{Al} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$; $\text{Mg} \rightarrow \text{Fe}^{2+}$; $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Zn}$.

Зональные выделения хромшпинелидов нередко окружены каймой титаномагнетита-ульвошинели, границы между ними резкие (рис. 1, 2), на границах изменяется состав шпинелидов: существенно растет доля ульвошинелевого компонента за счет магнетита, растет доля

Химический состав (мас. %) хромшпинелидов в базитах бодракского субвулканического комплекса¹

Компонент	I			II				III						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	ядро	ядро	внешняя зона	ядро	внешняя зона	незональ-	ный	ядро	внешняя зона	ядро	внешняя зона	ядро	внешняя зона	
MgO	7,42	7,59	6,31	8,92	9,48	8,51	9,92	9,03	9,01	8,70	8,55	8,84	9,39	9,57
FeO	21,62	21,55	23,81	20,73	20,49	22,71	20,31	20,02	19,69	21,09	20,76	20,82	20,79	20,75
MnO	0,30	—	—	0,17	0,09	—	—	0,15	—	—	0,23	0,21	—	0,16
ZnO	—	—	0,14	0,38	0,17	0,10	0,29	0,25	0,81	0,36	0,24	0,33	—	0,39
Cr ₂ O ₃	58,49	59,81	55,53	48,34	45,41	41,61	41,31	54,03	53,91	50,09	52,28	49,25	45,91	40,64
Al ₂ O ₃	6,51	4,71	7,19	11,46	13,49	14,54	15,92	12,00	11,64	12,19	10,52	11,26	13,32	15,98
Fe ₂ O ₃	6,24	6,76	7,53	9,86	10,77	12,12	11,60	4,84	5,29	7,69	7,76	9,29	10,79	12,56
TiO ₂	0,06	0,25	0,26	0,97	1,00	1,44	1,26	0,17	0,19	0,64	0,45	0,93	0,88	1,20
Сумма	101,31	100,68	100,78	100,83	100,90	101,02	100,61	100,49	100,54	100,76	100,79	100,94	101,07	101,25
Миналы														
Fe ₂ TiO ₄	0,2	0,6	0,7	2,4	2,4	3,5	3,1	0,4	0,5	1,6	1,1	2,3	2,2	2,9
MgCr ₂ O ₄	37,5	38,8	32,2	43,9	46,0	41,4	47,7	44,3	44,3	42,7	42,3	43,5	45,6	45,9
FeCr ₂ O ₄	40,9	42,3	42,9	19,2	12,4	12,3	5,0	26,0	26,0	22,5	26,3	20,8	13,5	5,9
MgAl ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeAl ₂ O ₄	13,0	9,5	14,2	21,4	25,5	27,7	29,6	22,7	20,8	22,9	20,0	21,2	25,5	29,4
ZnAl ₂ O ₄	—	—	0,3	0,8	0,4	0,2	0,6	0,6	1,8	0,8	0,6	0,7	—	0,8
FeFe ₂ O ₄	7,5	8,8	9,7	11,8	12,9	14,9	14,0	5,6	6,6	9,5	9,1	10,9	13,2	14,7
MnFe ₂ O ₄	0,9	—	—	0,5	0,2	—	—	0,4	—	—	0,6	0,6	—	0,4

Примечание. Здесь и в табл. 3—7 арабские цифры—номера анализов, римские—номера образцов (см. в табл. 1)

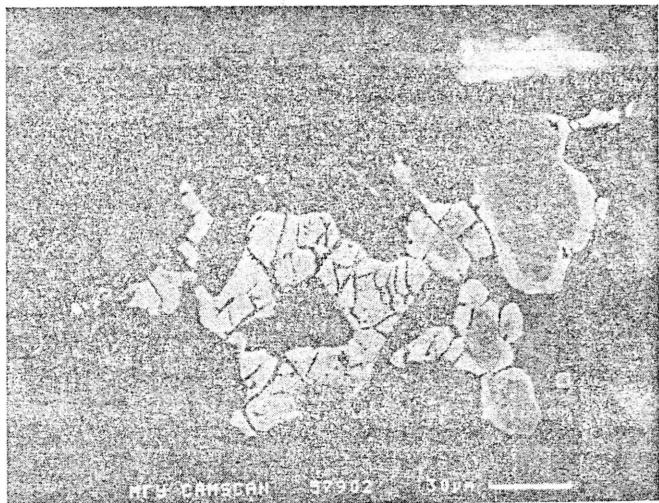


Рис. 1. Незональные и зональные выделения хромшпинелидов (серый цвет — хромгерцинит, глиноземистый магнезиохромит, алюмохромит; белый цвет — цинкистый хромтитаномагнетит и цинкисто-хромистая ульвошпинель). На зональные выделения хромшпинелидов нарос титаномагнетит (серовато-белый цвет с массой мелких кривых трещин). Амфибол-биотит-оливиновые габбро-долериты, обр. VIII

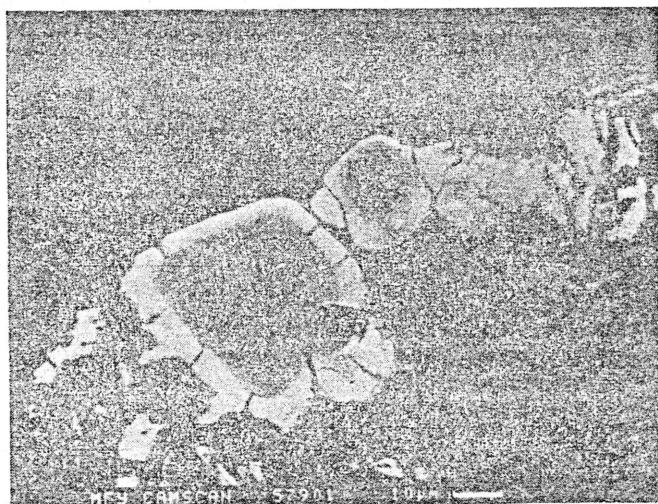


Рис. 2. Зональные выделения хромшпинелидов (серый цвет — алюмохромит; белый цвет — цинкистый хромтитаномагнетит) с «бахромой» обрастания титаномагнетита — ульвошпинели. Биотит-оливиновые габбро-долериты, обр. IX

Таблица 3

Химический состав (мас. %) хромшпинелидов и титаномагнетита роговообманково-биотит-оливиновых габбро-долеритов обр. VIII (верховья р. Бодрак)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	ядро				внешняя зона				кайма		незональное	ядро	внешн я зона
MgO	12,97	12,60	7,40	7,58	0,05	0,27	—	0,25	—	10,09	10,21	0,21	0,05
FeO	16,57	17,48	25,06	24,33	39,69	44,43	45,32	46,22	49,96	21,01	21,14	42,88	40,70
MnO	0,09	—	0,07	0,18	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
ZnO	0,22	0,13	—	0,29	4,28	1,34	1,00	0,96	0,56	—	—	1,45	4,36
Cr ₂ O ₃	37,47	37,27	36,98	34,76	7,98	7,02	6,01	3,67	0,08	33,06	35,97	11,09	7,97
Al ₂ O ₃	25,53	25,00	22,10	21,40	5,55	2,45	1,98	3,80	3,20	23,70	24,10	3,38	6,60
Fe ₂ O ₃	7,09	8,69	7,99	11,39	33,63	32,79	33,82	30,20	29,27	11,37	8,37	30,78	30,93
TiO ₂	0,59	0,50	0,93	0,90	11,35	14,56	14,83	16,37	19,43	0,88	0,87	12,76	12,21
Сумма	100,53	101,67	100,53	100,82	102,53	102,86	102,96	101,48	102,49	100,14	100,60	102,54	102,82
Миналы													
Fe ₂ TiO ₄	1,3	1,1	2,2	2,2	30,9	39,8	40,7	45,0	52,5	2,1	2,1	34,8	33,0
MgCr ₂ O ₄	44,9	44,5	35,2	36,1	0,3	1,5	—	1,4	—	40,9	44,1	1,1	0,3
FeCr ₂ O ₄	—	—	11,4	7,8	11,2	8,6	8,7	3,9	0,1	—	—	14,8	11,0
MgAl ₂ O ₄	13,7	12,2	—	—	—	—	—	—	—	2,8	3,1	—	—
FeAl ₂ O ₄	31,5	32,0	41,6	39,6	1,4	2,0	1,8	5,8	5,4	40,9	41,0	3,7	3,4
ZnAl ₂ O ₄	0,5	0,3	—	0,6	10,4	3,3	2,5	2,4	1,4	—	—	3,5	10,5
FeFe ₂ O ₄	7,9	9,9	9,4	13,2	45,8	44,8	46,3	41,5	40,0	13,2	9,7	42,1	41,8
MnFe ₂ O ₄	0,2	—	0,2	0,5	—	—	—	—	—	0,1	—	—	—

Таблица

Химический состав (мас. %) хромшипинелидов и титаномагнетита биотит-оливиновых габбро-долеритов обр. IX (верховья р. Бодрак)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	ядро					внешняя зона		кайма	ядро			внешняя зона	
MgO	10,44	9,11	7,82	7,96	6,15	—	следы	0,36	5,71	5,97	—	0,29	—
FeO	19,98	22,15	23,80	23,89	26,64	39,18	43,07	45,43	27,34	26,18	38,52	40,95	44,9
MnO	0,08	0,11	0,16	—	0,01	—	—	следы	0,19	0,66	0,11	—	—
ZnO	0,21	0,08	0,28	0,31	0,12	4,72	3,71	2,94	0,04	0,56	4,25	3,65	2,6
Cr ₂ O ₃	40,06	38,49	38,98	37,85	36,85	14,94	9,04	10,27	35,64	34,56	17,68	13,93	9,5
Al ₂ O ₃	23,98	24,11	23,17	23,11	21,48	6,01	4,58	3,55	22,29	23,19	4,19	4,02	2,9
Fe ₂ O ₃	5,19	6,97	6,92	6,90	8,89	26,75	27,81	22,26	8,78	8,90	27,58	27,19	27,0
TiO ₂	0,37	0,44	0,38	0,58	0,64	10,92	14,48	17,27	0,69	0,70	10,19	12,65	15,7
Сумма	100,31	100,26	100,61	100,59	100,77	102,51	102,70	102,08	100,68	101,13	102,51	102,67	102,5
Миналы													
Fe ₂ TiO ₄	0,9	1,0	0,9	1,4	1,6	29,6	39,4	47,2	1,7	1,7	27,9	34,4	43
MgCr ₂ O ₄	48,3	42,4	36,9	37,5	29,5	—	—	2,0	27,4	28,5	—	1,6	—
FeCr ₂ O ₄	0,9	4,8	10,8	9,8	17,4	21,3	12,9	12,8	18,0	15,3	25,4	18,4	13
MgAl ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeAl ₂ O ₄	43,4	44,2	42,6	42,4	40,5	1,3	0,7	0,4	42,2	42,6	—	—	—
ZnAl ₂ O ₄	0,4	0,2	0,6	0,7	0,3	11,4	9,0	7,2	0,1	1,2	9,0	8,6	6
FeFe ₂ O ₃	5,9	6,9	7,8	8,2	10,7	36,4	38,0	30,4	10,1	8,9	36,0	36,7	37
MnFe ₂ O ₄	0,2	0,3	0,4	—	—	—	—	—	0,5	1,8	0,3	—	—
ZnFe ₂ O ₄	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,4	0,3	0

жается Fe^{3+} (!), Cr, Zn (табл. 3, ан. 8, 9). Таким образом, ульвошипель-титаномагнетит кайм (структурно сопряженный с авгитом и пла-гноклазом) формировался в иных, более восстановительных и, веро-ятно, более высокотемпературных, условиях, чем хромтитаномагнетит оторочек зональных зерен хромшпинелидов в оливине.

Базиты шошонитовой (и щелочнобазальтовой) серии. Трахиба-зальты массива Карадаг содержат редкие мелкие (до 20 мкм) зерна хромшпинелидов, заключенные в оливине (псевдоморфозах карбоната и смектита-хлорита по оливину). Хромшпинелиды низкохромистые, бедны Mg, обогащены Fe^{3+} , Ti, Mn, Zn. Их центральные зоны отве- чают марганцовисто-титанистому хромферригерциниту (табл. 5, ан. 1),

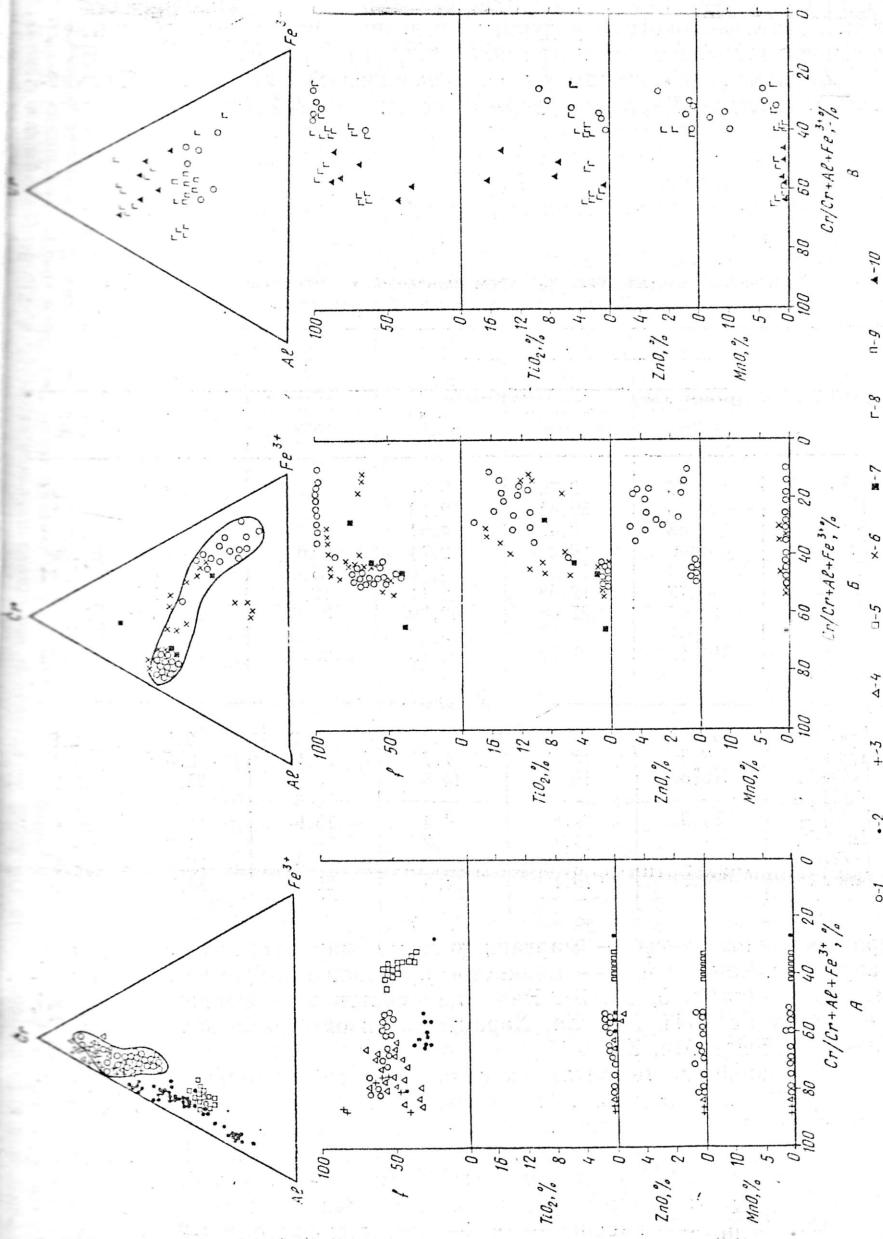
Таблица 5

Химический состав (вес. %) хромшпинелидов и титаномагнетита базитов Карадагского вулканического массива

Компонент	VI			VII		
	1	2	3	4	5	6
	ядро	промежуточ-ная зона	внешняя зона	ядро	внешняя зона	внешняя зона
MgO	1,48	0,70	0,31	7,63	0,37	0,27
FeO	34,95	36,41	32,73	12,61	23,16	20,83
MnO	1,68	3,40	4,54	9,23	10,14	12,81
ZnO	следы	0,48	2,74	следы	0,78	следы
Cr_2O_3	17,93	14,47	10,92	25,43	19,64	21,44
Al_2O_3	16,73	12,58	5,11	10,19	8,44	7,77
Fe_2O_3	24,27	25,06	32,76	35,29	38,08	37,64
TiO_2	4,51	8,07	9,22	0,27	1,31	0,97
Сумма	101,55	101,17	98,33	100,65	101,93	101,73
Миналы						
Fe_2TiO_4	11,5	21,2	26,1	0,7	3,5	2,6
MgCr_2O_4	7,5	3,6	1,7	34,0	2,0	1,4
FeCr_2O_4	16,6	16,3	14,5	—	25,7	28,9
MgAl_2O_4	—	—	—	4,5	—	2
FeAl_2O_4	33,5	24,8	4,4	15,9	15,9	16,4
ZnAl_2O_4	—	1,1	6,9	—	1,9	—
FeFe_2O_4	26,2	22,9	31,9	18,5	20,5	11,8
MnFe_2O_4	4,7	10,1	14,5	26,4	30,5	38,9

промежуточные зоны — марганцовистому хромалюмотитаномагнетиту (ан. 2), внешние зоны — цинкисто-марганцовисто-хромистому титано-магнетиту (табл. 5, ан. 3). Эволюция состава: снижение Cr, Mg, Al, Fe^{2+} , рост Fe^{3+} , Ti, Mn, Zn. Характерные изоморфные замещения: Cr, Al— Fe^{3+} ; Fe $^{2+}$ —Mn, Zn.

В оливиновых тефритах карадагского субвулканического комплекса хромшпинелиды слагают мелкие (до 40 мкм) округлые, реже октаэдрические включения в оливине. Хромшпинелиды умеренно низкохромистые (20—25% Cr_2O_3), низкоглиноземистые, низкотитанистые, весьма богатые Fe^{3+} и крайне богатые Mn (до 13% MnO!). Ядерные их части отвечают марганцовисто-магнезиальному алюмоферрихромиту (табл. 5, ан. 4), внешние зоны — марганцовистому хроммагнетиту (ан. 5, 6). Эволюция состава: резкое снижение Mg, снижение Cr и Al, увеличение Fe $^{2+}$, Fe $^{3+}$, Mn, Ti, Zn. Характерные изоморфные замещения: Cr, Al— Fe^{3+} ; Mg—Fe $^{2+}$; Fe $^{2+}$ —Mn.



Особенности состава хромшпинелидов различных типов островодужных вулканитов Горного Крыма. Раннегеосинклинальные вулканиты Горного Крыма принадлежат трем сериям: толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой. Хромшпинелиды низкощелочных вулканитов бедны Fe^{3+} , Mn, Zn, Ti, обогащены Cr (до 60% Cr_2O_3), относительно богаты Mg (до 10% MgO), низкоглиноземистые; как правило, в них слабо выражена зональность по составу. Хромшпинелиды базитов известково-щелочной серии существенно более глиноземистые и менее хромистые (менее 40% Cr_2O_3), столь же бедные Fe^{3+} , Mn, Zn, Ti, как хромшпинелиды толеитов. Исключение составляют поздние генерации, слагающие каемки в зональных выделениях хромшпинелидов базитов известково-щелочной серии, которые обогащены Fe^{3+} , Ti, Zn.

Хромшпинелиды базитов шошонитовой и особенно щелочнобазальтовой серий отличаются пониженной хромистостью и повышенной железистостью, высокими содержаниями Fe^{3+} (23—37% Fe_2O_3), высокой и крайне высокой марганцовистостью, высокой титанистостью.

В хромшпинелидах толеитовой серии железистость растет с ростом хромистости; для хромшпинелидов базитов известково-щелочной и шошонитовой серий характерна обратная зависимость этих величин (рис. 3).

Сравнение акцессорных хромшпинелидов вулканитов Крыма и других регионов. Хромшпинелиды толеитов и вулканитов коматит-бонинитовой серии. Хромиты и алюмохромиты крымских толеитов по составу и эволюции состава близки к хромшпинелидам океанских базальтоидов толеитовой серии (рис. 3, а). Хромшпинелиды толеитов океанского дна и срединно-оceanических хребтов и близких к ним толеитов офиолитовой серии складчатых областей — это магнезиохромит, алюмохромит, хромшпинель, бедные Fe^{3+} , содержащие менее 0,7% TiO_2 (обычно <0,4%), менее 0,5% MnO (обычно <0,3%) [1, 13, 27, 32—36]; по составу они отвечают хромшпинелидам альпинотипных гарцбургитов и лерцолитов [1, 15, 32], для них характерно снижение железистости при понижении хромистости. Хромшпинелиды «ультратолеитов» — коматитов, марианитов, бонинитов, развитых в основании островодужных вулканических серий и в примитивных внутриоceanических вулканических дугах [6], представлены магнезиохромитом и хромитом, весьма богатыми Cr (>50% Cr_2O_3), бедными и относительно бедными Al, весьма бедными Fe^{3+} , Ti (обычно <0,3% TiO_2), Mn (обычно <0,2% MnO), Zn [19, 22, 25, 32]; по составу они отвечают хромшпинелидам альпинотипных дунитов; для них характерно снижение железистости при понижении хромистости. Железистость хромшпинелидов вулканитов коматит-бонинитовой серии обычно выше, чем у хромшпинелидов толеитов океанского дна.

Кавказ. Толеиты и бониниты серий (1—5); вулканиты известково-щелочной серии (1, 6—7); вулканиты ложнобазальтовой серии (1, 8—10); вулканиты Горного Крыма, 2 — толеиты океанского дна и срединно-оceanических хребтов [13, 27, 33, 36], 3 — коматиты [1, 22, 25, 32], 4 — бониниты и марианиты [6, 19, 34], 5 — базальты Камчатки [1], 6 — базальты Восточной Исландии [13, 32], 7 — базальты Казахстана [19] и США [37], 10 — океаниты [1, 16, 32]

Хромшпинелиды крымских толеитов близки к хромшпинелидам типичных коматитовых-бонинитов, отличаясь несколько повышенными содержаниями Fe^{3+} и Ti (рис. 3, а); особенно близки они к хромшпинелидам раннегеосинклинальных вулканитов Северного Казахстана, состав которых — среднее между толеитами и коматитами-марианитами [19]. Возможно, данные по составу хромшпинелидов раннегеосинклинальных толеитовых вулканитов Крыма и Северного Казахстана свидетельствуют о происхождении этих пород за счет смешения коматитовых и известково-щелочных магм.

Хромшпинелиды базитов известково-щелочной серии. Базальтоиды островодужных известково-щелочных серий (как и породы расслоенных плутонов толеитовых и известково-щелочных базитов) содержат хромшпинелиды с повышенными количествами Fe^{3+} , образующие по составу непрерывный ряд от хромита, магнезиохромита, хромгерцинита (реже хромшпинели, феррихромита) до хромтитаномагнетита или хромульвошпинели. Содержания TiO_2 в них колеблются от 0,5 до 25%, MnO — от 0,2 до 0,7% [13, 28, 32, 37 и др.]; характерно резкое увеличение железистости и титанистости хромшпинелидов при снижении их хромистости. Хромшпинелиды известково-щелочных долеритов Крыма близки к типичным для островодужных базитов (рис. 3, б). Особенность хромшпинелидов базитов Крыма — высокое содержание цинка (до 5% ZnO), в близких по типу хромшпинелидах раннегеосинклинальных вулканитов Северного Казахстана — до 4% ZnO [19].

Хромшпинелиды базитов шошонитовой и щелочнобазальтовой серий по составу и его эволюции близки к известково-щелочным, но отличаются повышенными содержаниями Fe^{3+} , Ti в ранних и Mn в их поздних генерациях [1, 16, 32, 37]; характерно резкое увеличение железистости и титанистости хромшпинелидов при снижении их хромистости. Хромшпинелиды базитов повышенной щелочности и калийности Крыма близки к хромшпинелидам типичных шошонитов и щелочных базальтов (рис. 3, в), в том числе раннегеосинклинальных базитов Северного Казахстана [19]. Особенности хромшпинелидов вулканитов Крыма — повышенная железистость и крайне высокая марганцовистость; вероятно, изученные хромшпинелиды представляют поздние генерации минерала.

Титаномагнетиты и ильмениты островодужных вулканитов Горного Крыма. Базиты толеитовой серии. Титаномагнетиты в базитах бодракского субвулканического комплекса обычно замещены агрегатами карбонатов, гематита, титанита, лейкоксена и т. п. Ильмениты в некоторых типах базитов частично сохранились, большая их часть замещена агрегатами рутила с гематитом, титанита с гематитом и т. п. Ильмениты толеитовых долеритобазальтов (табл. 6, обр. II) и долеритовых порфиритов (обр. III) характеризуются низкими содержаниями Fe_2O_3 (около 4%) и MnO (0,5—0,8%) (табл. 6, ан. 1, 2).

Базиты известково-щелочной серии. Базиты карадагской свиты Качинского поднятия обычно содержат 3—5% титаномагнетита. Это мелкие изометричные или удлиненные октаэдрические кристаллы, сростки зерен, скелетные кристаллы. Составы титаномагнетита в двупироксеновых базальтах долины р. Бодрак (табл. 7, обр. IV) и в подушечных «спилитах» Петропавловского карьера (обр. V) близки. Титаномагнетиты содержат до 20% TiO_2 (до 53% ульвошпинелевого компонента), 0,5% MnO , низкохромистые. Более поздние из них беднее Ti, богаче Fe^{3+} , имеют существенно магнетитовый состав (табл. 7, обр. IV, ан. 2).

Таблица 6

Химический состав (мас. %) ильменита базитов бодракско-карадагской вулканической серии

Компонент	II		III		IV		VI	VII
	1	2	3	4	5	6		
MgO	0,14	0,42	0,63	0,57	0,53	0,18	следы	
FeO	44,50	44,49	37,67	38,58	35,80	33,81	34,15	
MnO	0,83	0,50	3,24	2,91	5,90	8,53	10,05	
ZnO	следы	следы	—	—	—	—	следы	
TiO ₂	50,74	50,86	46,77	47,32	47,50	47,55	49,30	
Cr ₂ O ₃	—	0,06	0,14	0,13	0,29	—	—	
Al ₂ O ₃	—	0,20	0,30	0,27	1,28	0,16	0,26	
Fe ₂ O ₃	3,89	4,47	10,66	10,47	10,07	9,42	7,80	
Сумма	100,10	101,00	99,42	100,25	101,37	99,65	101,56	

Миналы

MgTiO ₃	0,5	1,6	2,4	2,1	1,9	0,7	—
FeTiO ₃	94,0	92,9	79,9	81,2	74,1	71,8	71,1
MnTiO ₃	1,8	1,0	6,9	6,2	12,4	18,3	21,2
(Fe, Al, Cr) ₂ O ₃	3,7	4,5	10,8	10,5	11,6	9,2	7,7

Таблица 7

Химический состав (мас. %) титаномагнетита базитов карадагской свиты

Компонент	IV		V		VI		
	1	2	3	4	5	6	7
MgO	2,62	3,05	3,06	3,00	2,89	1,74	0,73
FeO	46,07	36,76	43,57	40,99	40,72	43,98	42,29
MnO	0,58	следы	0,54	0,46	следы	следы	3,10
ZnO	—	—	—	—	0,12	0,38	0,65
Cr ₂ O ₃	0,24	0,25	0,20	0,35	0,22	0,12	0,07
Al ₂ O ₃	3,43	4,10	3,72	3,83	3,77	2,69	2,24
Fe ₂ O ₃	29,73	47,14	28,82	35,64	43,50	39,77	39,29
TiO ₂	19,69	9,99	18,83	15,52	13,14	15,32	15,55
Сумма	102,36	101,29	98,74	99,79	104,36	104,00	103,92

Миналы

Fe ₂ TiO ₄	52,7	27,1	51,9	42,4	34,6	41,0	42,0
MgCr ₂ O ₄	0,4	0,4	0,3	0,6	0,3	0,2	0,1
MgAl ₂ O ₄	7,2	8,7	8,1	8,2	7,5	4,7	3,1
ZnAl ₂ O ₄	—	—	—	—	0,3	1,0	1,7
FeFe ₂ O ₄	31,6	56,5	29,7	39,9	50,0	48,8	43,0
MnFe ₂ O ₄	1,8	—	1,7	1,4	—	—	9,4
MgFe ₂ O ₄	6,3	7,3	8,3	7,5	7,3	4,3	0,7

Ильменит двупироксеновых базальтов характеризуется умеренными содержаниями MnO (около 3%) и повышенными Fe₂O₃ (около 10%) (табл. 6, обр. IV, аи. 3, 4).

Базиты шоинитовой и щелочнобазальтовой серий. Трахибазальты Карадагского массива содержат в основной массе значительное количество (обычно около 4—7% объема пород) мелких и мельчайших выделений титаномагнетита. Более крупные из них зональны по со-

юляция состава: снижение Mg , Cr , Ti , Fe^{3+} , обр. VI, ан. 5—7). Содержание MnO в краевой зоне превышает обогащенный ильменит, слагающий мелкие пластинки в основной массе трахитов, обогащен Mn (около 6% MnO), Al и Fe^{3+} (табл. 6, обр. VI, VII, ан. 6, 7).

В оливиновых тефритах Карадага ильменит весьма богат Mn (MnO) (табл. 6, обр. VII, ан. 6, 7).
Изменности состава Fe—Ti-оксидов различных типов описаны в оливиновых тефритах Горного Крыма. Титаномагнетиты и особенно ильмениты шошонитовой и щелочнобазальтовой серий отличаются аналогичных минералов толеитов и известково-щелочных базитов ильменитами и резко повышенными содержаниями марганца.

Изменение акцессорных Fe—Ti-оксидов вулканических Крыма и других гипсометрических. В отличие от хромшипинелидов, входящих с оливином и стальным эндопсидом в так называемую «зеленую» ассоциацию, характерную для ранних генераций вкраепленников базальтоидов иных включений в них, титаномагнетиты и ильмениты входят в так называемой «черной» ассоциации (с авгитом, гиперстеном, которая обычно характеризует поздние генерации вкраепленников и цементирующими массы базальтоидов, реже для глубинных гипсометрических). В базитах Крыма титаномагнетит и ильменит слагают микропластиники и развиты в цементирующем массиве.

С содержанием ульвошипинелевого компонента титаномагнетиты, известково-щелочных базитов Крыма (табл. 7, обр. IV, ан. 1, 3) отличаются типичным базальтом, поздние генерации титаномагнетита же — двупироксеновым андезитом; титаномагнетиты трахибазитов — щелочным базальтом и габбро [23, 24, 29, 32]; аналогично уровню содержаний Mg , Al , Cr . По уровню содержаний Mn титаномагнетит трахибазальтов Крыма отвечает базитам повышенной щелочности других регионов [21, 24, 29]. Ильмениты базитов Крыма по составу близки к ильменитам базитов соответствующих гипсометрических серий других регионов [2, 32 и др.], особенностью которых базитов высокой калиево-щелочности являются довольно высокие содержания марганца в ильменитах (до 10% MnO).

Об условиях образования хромшипинелидов и Fe—Ti-оксидов в вулканических Горного Крыма. Хромшипинелиды толеитов и ранних генераций вулканических известково-щелочных базитов отвечают ранним ликвидным фазам базитовых расплавов в глубинных условиях, о чем свидетельствует низкое содержание Fe^{3+} [11]. Хромшипинелиды тех и иных пород существенно различаются по глиноземистости (см. табл. 3). Известно, что при прочих равных условиях глиноземистость хромшипинелидов резко увеличивается с ростом давления [32 и др.]; в результате, низкоглиноземистые и соответственно высокохромистые хромшипинелиды толеитовых базитов Крыма, как и близких им коматитовых базитов, образовались при сравнительно низких давлениях, что характерно для петрогенеза коматит-бонинитовой серии.

Повышенную глиноземистость хромшипинелидов известково-щелочных базитов можно объяснить, вероятно, высокой глиноземистостью расплавов, которые образуются при высоких P_{H_2O} . Интересно, что глиноземистость хромшипинелидов шошонитовых базитов ниже; это, видимо, обусловлено повышенной щелочностью исходных расплавов, значительная часть Al связывается в полевошпатовые «молекулы», а также обогащенностью расплавов Fe^{3+} .

Резко отличные (на порядок) содержания Mn в хромшипинелидах, различия в содержаниях Mg , Al , Fe^{3+} , Ti , Zn ,

принципиально разные тренды эволюции хромшипинелидов в зависимости от независимости магматических источников базитов толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий.

В зональных выделениях хромшипинелидов в известково-щелочных долеритах (и габбро-долеритах) оторочки цинкистого хромтитаномагнетита возникли, вероятно, при процессах кристаллизации в промежуточной магматической камере при относительной высокой f_{O_2} , а каймы низкохромистого и не содержащего хрома титаномагнетита-ульвошипинели — при кристаллизации базитов в местах их залегания при более низком f_{O_2} (скачкообразное понижение содержаний Fe_2O_3 , см. табл. 3, 4).

Для большинства зональных хромшипинелидов базитов Крыма и других регионов, а также пикритов, магматических рудных месторождений, базальтоидов Луны установлена однотипная эволюция состава: в ходе кристаллизации снижаются содержания Mg, Cr, Al и возрастают Fe^{3+} , Fe^{2+} , Ti, Mn [1, 3, 13, 16, 19, 28, 32, 35–37]. По экспериментальным данным [26], указанная эволюция обусловлена снижением температуры базальтоидных расплавов и реакцией вкрапленики — расплав.

Судя по составам сосуществующих титаномагнетита и ильменита [23, 30], цементирующая масса двупироксеновых базальтов карадагской свиты (обр. IV, ан. 1 — табл. 7, ан. 3 и 4 — табл. 6) кристаллизовалась при $950^{\circ}C$ и летучести кислорода $f_{O_2} = 10^{-11.3}$ атм, что близко к буферам магнетит — фаялит — кварц и магнетит — вюстит [32]. К сожалению, другие пары сосуществующих титаномагнетита и ильменита проанализировать не удалось.

Выводы. 1. Бодракско-карадагская островодужная вулканическая серия байоса складчатой области Горного Крыма включает базиты толеитовые (с отклонениями к коматитовым), известково-щелочные, шошонитовые (с отклонениями к щелочнобазальтовым), образованные за счет независимых магматических источников. Состав акцессориев коррелируется с составом вулканитов. 2. Хромит и алюмохромит толеитов Крыма близки к хромшипинелидам коматитов-бонинитов, отличаясь несколько повышенной железистостью и содержаниями Fe^{3+} и Ti. 3. Хрошипинелиды известково-щелочных долеритов и габбро-долеритов Крыма близки к хромшипинелидам базальтоидов стандартных островодужных известково-щелочных серий. Эволюция состава хромшипинелидов долеритов Крыма: Mg хромгерцинит и Al магнезиохромит → алюмохромит → Zn хромтитаномагнетит и Zn—Cr ульвошипинель. 4. Хромшипинелиды базитов шошонитовой серии Крыма по составу и эволюции состава близки к известково-щелочным, отличаясь существенно повышенными содержаниями Fe^{3+} и Ti в ранних и Mn в их поздних генерациях. Эволюция состава хромшипинелидов крымских пород: Mn—Ti хромферригерцинит → Mn хромалюмотитаномагнетит → → Zn—Mn—Cr титаномагнетит и Mn—Mg алюмоферрихромит → Zn—Mn хроммагнетит. Титаномагнетиты и особенно ильмениты и хромшипинелиды вулканитов Крыма с повышенной калиевой щелочностью выделяются повышенными содержаниями марганца — соответственно до 3, 10 и 13% MnO. 5. Хромшипинелиды раннегеосинклинальной колчеданоносной бодракско-карадагской вулканической серии характеризуются повышенными содержаниями цинка (до 5% ZnO). 6. Данные по вулканитам Горного Крыма свидетельствуют об устойчивости акцессорных хромшипинелидов при процессах низкоградного регионального метаморфизма цеолитовой и пренит-пумпеллитовой фаций.

1. Багдасоров Э. А. Сравнительная характеристика и ос-
тава акцессорных хромшипинелитов//Состав и свойства глуби-
ны и верхней мантии платформы. М., 1983. С. 191—221.
2. Генштафт Ю. С. и др. Типоморфизм ильменитов глубинных магм
род//Там же. С. 95—190.
3. Генштафт Ю. С., Саттаров М. И. Магнитные свойства и состав ферромаг-
нитных фаз базальтов, перекристаллизованных при высоких давлениях и темпе-
турах//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 7. С. 48—54.
4. Геологическая карта СССР, масштаб 1:1000 000 (новая серия), лист L—(36) (37)—
Симферополь. Л., 1986.
5. Геология СССР. Т. 8. Крым. М., 1969.
6. Геология дна Филиппинского моря. М., 1980.
7. Кочурова Р. Н. Магматизм северо-западной части Горного Крыма. Л., 1968.
8. Лебединский В. И., Макаров Н. Н. Вулканизм Горного Крыма. Киев,
1962.
9. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканиче-
ская группа Карадага в Крыму. М.; Л., 1933.
10. Лучицкий В. И. Петрография Крыма. М.; Л., 1939.
11. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., 1979.
12. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и текто-
ника Альпийского пояса Евразии. М., 1973.
13. Муравьева Н. С. и др. Кристаллизация хромшипинелитов в четвертичных ба-
зальтах Исландии//Докл. АН СССР. 1979. Т. 248, № 2. С. 452—457.
14. Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова.
М., 1960.
15. Павлов Н. В. Химический состав хромшипинелитов в связи с петрографическим
составом пород ультраосновных интрузивов//Тр. ин-та ИГН АН СССР, 1949.
Вып. 103.
16. Плошко В. В., Тронева Н. В. Шпинелиды из океанитов острова Лорд-Хау
(Тихий океан)//Геол. журн. 1979. Т. 39, № 4. С. 69—76.
17. Попов С. П. Минералогия Крыма. М., 1938.
18. Спиридов Э. М. Метаморфические и метасоматические образования Горного
Крыма//Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. М., 1989.
19. Спиридов Э. М., Дашевская Д. М. Хромшипинелиды и ассоциирующие
минералы раннегеосинклинальных ультраосновных вулканитов Северного Казах-
стана//Тр. Минерал. музей АН СССР. 1988. Вып. 35. С. 161—182.
20. Спиридов Э. М. и др. Магматические породы Горного Крыма//Геологическое
строение Качинского поднятия Горного Крыма. М., 1989. (В печати.)
21. Чернышова Е. В., Гайдукова В. С. Структуры распада твердого раствора
в магнетитах размытого генезиса//Упорядочение и распад твердых растворов в
минералах. М., 1980. С. 109—117.
22. Agard N. T., Naldrett A. J., Pyke D. R. Komatiitic and iron-rich tholeitic la-
vases of Munro Township, Northeast Ontario//J. Petrol. 1977. Vol. 18. P. 319—369.
23. Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic
equivalents//J. Petrol. 1964. Vol. 5. P. 310—357.
24. Carmichael J. S. E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their
associated ferromagnesian silicates//Contrib. Miner. Petrol. 1967. Vol. 14, N 1.
P. 36—64.
25. Fleet M. E., Macrae M. D. A spinifex rock from Munro Township, Ontario//
Canad. J. Earth Sci. 1975. Vol. 12, N 6. P. 928—939.
26. Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function
of oxygen fugacity//J. Geol. 1974. Vol. 82, N 6. P. 709—715.
27. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projekt. Washington, 1977. Vol. 37.
28. Irvine T. N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Pt. 2//Canad. J. Earth
Sci. 1967. Vol. 4. P. 71—103.
29. Lipman P. W. Iron-titanium oxide phenocrysts in compositionally zoned ashflow
sheets from Southern Nevada//J. Geol. 1975. Vol. 79, N 4. P. 438—456.
30. Lindsley D. H. Fe-Ti oxides in rocks as thermometer and oxygen barometers.
Carnegie Inst. Wash. Year Book 62, 1963. P. 60—66.
31. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins//
Amer. J. Sci. 1974. Vol. 274. P. 321—355.
32. Oxide minerals//Reviews in Mineralogy. Vol. 3. Washington, 1981.
33. Ridley W. J. et al. Basalts from Leg 6 of the Deep-Sea Drillin-
Project//J. Petrol. 1974. Vol. 15. P. 140—159.
34. Shiraki K., Kuorda W. The boninite revisited//J. Geogr. P. 174—190.