

ДК 551.311.7(477.9)

1991 г.

ПЕЧЕРСКИЙ Д.М., ДИДЕНКО А.Н., САФОНОВ В.А.,
ТИХОНОВ Л.В., ЦЕЛЬМОВИЧ В.А.ПЕТРОМАГНИТНАЯ И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
СРЕДНЕЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА ГОРНОГО КРЫМА

Проведены петромагнитные и палеомагнитные исследования юрских магматических и обожженных пород Горного Крыма. Состав первичных титаномагнетитов типичен для островодужного магматизма. Первичные титаномагнетиты гетерофазно окислены при $T \geq 600^\circ$ ($N_T \geq 0,32$) и более низкой температуре. В результате Т-чистки, применения теста складки и гальки, метода пересечения кругов перемагничивания и других выделены близкие первичным палеомагнитные направления, из которых следует, что Горный Крым в конце юры — начале мела (?) повернулся на $110-140^\circ$ по часовой стрелке, средняя палеоширота времени вулканизма 25° с.ш.

Тектонические условия развития блоков литосферы отражаются в особенностях магматизма. Последние в свою очередь отражаются в составе, концентрации и структурных особенностях кристаллизующихся из магмы магнитных минералов, которые чрезвычайно чувствительны и к последующей жизни горных пород. Кроме сказанного, в естественной остаточной намагниченности магнитных минералов фиксируются величина и направление геомагнитного поля, времени их образования и преобразования. Полноценная информация такого рода отсутствует для столь интересного объекта, как юрские магматические образования Горного Крыма. Мы попытались восполнить этот пробел, проведя в 1986—1988 гг. петромагнитные и палеомагнитные исследования юрских магматических пород Горного Крыма. Это прежде всего продукты подводных излияний, секущие их дайки и силлы андезитобазальтового состава, обнажающиеся в Петропавловском карьере близ Симферополя (КП), в районе мыса Фиолент (КФ), близ селений Фарос и Рыбачье, на массиве Татар-Хабурга (КТ). Детально опробованы породы вулкана Кара-Даг (КК), среди них изучены четыре типа образований: а) лавовые потоки, захваченные деформациями, б) потоки, обтекающие деформированный рельеф вулканической постройки, в) дайки, г) крупные обломки лав из туфобрекчий (для теста галек). Кроме перечисленных вулканитов, выполнен отбор ориентированных образцов из эндо- и экзоконтактов ряда близповерхностных интрузивов: на Меласском гребне (КШ), два тела на мысе Утес (КУ), горы Аю-Даг (КА) и севернее ее у с. Лавровое (КЛ), близ с. Солнечногорское (КГ).

За редким исключением, породы интрузивов значительно изменены и практически немагнитны ($\alpha \leq 5 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС), изучались главным образом их экзоконтакты для получения надежной палеомагнитной информации. Существенно вторично измененными с практически полным уничтожением магнитных минералов оказались пиллоу-лавы у с. Фарос и Рыбачье, по остальным объектам получена достаточно уверенная и петромагнитная и, главное, палеомагнитная информация.

Для надежности выбора объектов и отбора из них подходящих для исследований образцов непосредственно в обнажениях измерялась магнитная восприимчивость пород приборами ИМВ-2 и КТ-5. Таким путем выбирались минимально измененные однородные участки тел, эндоконтактные зоны закалки, ороговикованные осадочные породы на контакте с интрузивами. В поле образцы

распиливались на кубики, проводилось измерение их естественной остаточной намагниченности и термочистка от 300 до 540°, обработка данных палеомагнитных измерений, статистическая обработка с применением таких тестов и методов, как тест обжига, складки, галек, пересечения кругов перемагничивания в ходе термочистки, обращения. В результате еще в поле получены основные палеомагнитные результаты, уточнены наиболее надежные объекты, по которым проводился дополнительный отбор образцов. В стационарных условиях (в Москве) палеомагнитные данные лишь уточнялись, применялись лабораторные тесты, как, например, тест термонамагниченного состояния Шолпо-Лузяниной [11], а также выполнены измерения серии магнитных свойств образцов пород, позволяющих судить о составе (точка Кюри, T_c), концентрации (намагниченность насыщения, I_s), структурном состоянии магнитных зерен (коэрцитивная сила H_c , остаточная коэрцитивная сила H_{cr} , отношение I_{rs}/I_s), температурные условия их образования (параметр N_T , соотношение величин естественной и созданных в лаборатории термической и идеальной остаточных намагниченностей и др.). Измерения магнитных свойств проводились в лаборатории ИФЗ АН СССР на установках, созданных К.С. Бураковым и Н.М. Аносовым.

Одни магнитные свойства не позволяют однозначно оценить состав и структуру магнитных минералов, поэтому образцы просмотрены еще на электронном микроскопе и проведен рентгеноспектральный анализ на установках «Камебакс» и ISI-60 с приставкой для энергобездисперсионного анализа. Размер зонда при определении состава около 2 мкм. Реальная разрешающая способность установок при изучении структурных неоднородностей — около 0,05 мкм. Анализировались в первую очередь содержания железа, титана, магния, алюминия, кремния. Последний анализировался преимущественно для контроля степени изменений, разьедания и разложения силикатами зерен титаномагнетита, ильменита, замещения их сфеном и т.п. В ряде случаев измерялись и второстепенные примеси хрома, марганца, ванадия, цинка и др. По отношению содержания титана и железа определена атомная доля титана в формуле титаномагнетита ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$) без учета примесей. Микрозондовые, петромагнитные и палеомагнитные данные приведены в табл. 1—3.

Данные микрозонда

Подавляющая часть рудных зерен в вулканитах и малых интрузиях представлена титаномагнетитами, широко варьирующими по составу, особенно по содержанию титана — от почти чистых магнетитов до титаномагнетита с 26 мас.% TiO_2 (КФ-5, табл. 1). Заметны примеси алюминия, магния (до 4—5 мас.% Al_2O_3 и до 3,5 мас.% MgO), в меньшей мере — MnO (до 1—1,5 мас.%), V_2O_5 (до 1,6 мас.%), Cr_2O_3 (до 0,6 мас.%) и др. Столь обширные колебания составов, нередко наблюдающиеся в одном шлифе, связаны и с условиями кристаллизации магмы, и с последующими вторичными изменениями минералов. Условия кристаллизации лав выразились в структурных особенностях зерен титаномагнетита. Так, в быстро остывающих пиллоу-лавах, особенно в их краях, а также в краях потоков и даек (зоны закалки, откуда чаще отбирались образцы как более благоприятные для палеомагнитных исследований), преобладают мелкие зерна скелетной формы, реже «осколочные», все они хорошо окристаллизованы, однородны по составу на уровне размера зонда. Забегая вперед, отметим, что измеренные точки Кюри у подавляющего большинства образцов больше 500° (табл. 1, 2) и заметно выше расчетных (табл. 1) — это говорит об очень тонком распаде внешне однородных зерен титаномагнетита, в которых «перегородки»-ламелли, судя по данным электронной микроскопии, тоньше 0,05 мкм. Соответственно в табл. 1 однородными названы зерна, однородные на уровне размера зонда, около 2 мкм. Встречаются варианты, когда состав таких однородных зерен однообразен в пределах

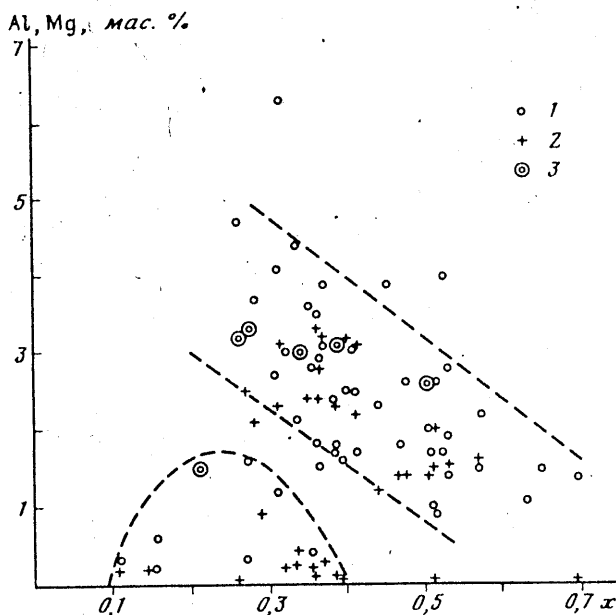


Рис. 1. Связь содержаний титана (x), алюминия (1), магния (2) в титаномагнетитах вулканитов Крыма, 3 — среднее содержание алюминия в неоднородных зернах титаномагнетита. Определено сканированием по большой части зерна.

ного образца, в серии образцов одного объекта и даже в нескольких объектах (табл. 1). Однако нередко случаи колебаний составов однородных зерен титаномагнетита даже в пределах одного образца. В случае зерен без ярких признаков окислительных изменений наблюдается следующая тенденция: с уменьшением размеров зерен падает в них концентрация алюминия, магния и растет содержание титана (например, КК-2а, 6а, 9, КФ-1г, 5, табл. 1), эта же тенденция видна в изменении составов титаномагнетитов от образца к образцу (рис. 1, табл. 1). Упомянутая закономерность типична для кристаллизации базальтов в условиях открытой системы [6, 9, 13 и др.]. Во внутренних частях потоков интрузивов, где кристаллизация шла медленнее, чаще чем в краях встречаются крупные зерна титаномагнетита, более 100 мкм (табл. 1).

В крупных зернах нередко видны признаки гетерофазного окисления, ширина ламелл в них меньше 0,5 мкм, температура такого распада выше 700° [4]. Железо в ламеллах, как правило, замещен сфеном. В ячейках между ламеллами нередко содержание $TiO_2 > 10$ мас.%, что не согласуется с данными термомонометрического анализа, т.е. такие ячейки в свою очередь при более низкой температуре распались, размер тонких ламелл менее 0,05, что соответствует температуре менее 600° [4]. Кроме распада происходит разьедание зерен силикатами, сопровождающееся образованием сфена и выносом железа. Разьедание идет от краев к центру зерен (рис. 2,а—г) и распространено очень широко (табл. 1). Наряду со «сфенизацией» процесс разьедания титаномагнетита нередко идет без привноса кремния, тогда по «трещинам» выделяется «рутил» (зондом фиксируется практически чистый TiO_2 , структура не известна), заметны его выделения в образцах КТ и КШ (рис. 2,д,е). Температура образования сфена в данной ассоциации превышает 450—500° [13].

Наблюдается растрескивание зерен титаномагнетита без заполнения тре-

Средние составы титаномагнетитов

Номер объекта	d	N	TiO ₂	FeO*	Al ₂ O ₃	MgO
КК—1а	2—150	23	12,8	75,5	2,5	3,2
2а	>100	5	11,8	76,2	2,9	2,8
	<5	4	14,4	70,1	2,6	1,4
2б	20—300	4	12,2	78,3	3,1	3,2?
6а	10—30	5	20,1	65,5	1,5	—
		2	12,5	77,4	2,4	—
7а	10—300	4	12,7	77,8	1,7	2,3
	<5	6	13,8	78,4	2,5	3,1
8а	5	6	13,8	78,4	2,5	3,1?
9	<3	4	15,4	67,4	2,6	2,0
	20—300	10	12,1	80,2	2,9	2,6
13в	10—100	6	14,8	63,7	1,0	0,0
18б	3—10	8	12,5	78,8	1,6	0,1
20в	1	2	18,0	76,0	4,0	—
20у	20—100	9	12,3	84,1	3,6	2,4
27а	10—100	6	9,7	85,3	3,7	2,1
КФ—1г	1000	1	10,6	84,7	2,7	—
	20	2	14,6	83,5	1,7	—
	<10	5	18,0	80,3	1,7	—
2г	1—2	5	9,4	70,5	3,0	0,2
4в	1—2	2	8,4	71,5	—	0,9
4г	1—2	3	8,4	63,0	6,3?	3,1?
5	<10	4	22,7	67,7	1,4	0,0
6в	2	1	8,0	81,1	—	—
6ж	2—10	2	12,6	77,0	1,8	0,1
7а	15—40	11	10,0	72,2	2,1	0,2
7б	15—30	7	13,9	70,3	3,9	0,2
	7—10	3	4,8	79,3	0,6	0,0
8	20—40	3	10,0	72,7	4,4	0,2
13а	10—25	6	11,1	71,7	3,9	0,2
13в	40	1	0,3	80,2	0	0
15	12	1	4,6	88,5	1,4	0
		1	22,0	34,3	3,6	0
		1	9,6	65,2	3,3	1,6
18а	Зерна ТМ, Мт, Ил не обнаружены					
20б	Зерна ТМ, Ил, Мт не обнаружены					
21б	Зерна ТМ, Мт, Ил не обнаружены					
25б	20—50	5	9,1	63,9	3,0	0,4
		4	27,4	2,6	6,3	0,04
		4	4,7	77,5	0,2	0,2
	5—25	8	3,2	77,7	0,3	0,2

Средние составы титаномагнетитов

Номер объекта	d	N	TiO ₂	FeO*	Al ₂ O ₃	MgO
КК—1а	2—150	23	12,8	75,5	2,5	3,2
2а	>100	5	11,8	76,2	2,9	2,8
	<5	4	14,4	70,1	2,6	1,4
2б	20—300	4	12,2	78,3	3,1	3,2?
6а	10—30	5	20,1	65,5	1,5	—
		2	12,5	77,4	2,4	—
7а	10—300	4	12,7	77,8	1,7	2,3
	<5	6	13,8	78,4	2,5	3,1
8а	5	6	13,8	78,4	2,5	3,1?
9	<3	4	15,4	67,4	2,6	2,0
	20—300	10	12,1	80,2	2,9	2,6
13в	10—100	6	14,8	63,7	1,0	0,0
18б	3—10	8	12,5	78,8	1,6	0,1
20в	1	2	18,0	76,0	4,0	—
20у	20—100	9	12,3	84,1	3,6	2,4
27а	10—100	6	9,7	85,3	3,7	2,1
КФ—1г	1000	1	10,6	84,7	2,7	—
	20	2	14,6	83,5	1,7	—
	<10	5	18,0	80,3	1,7	—
2г	1—2	5	9,4	70,5	3,0	0,2
4в	1—2	2	8,4	71,5	—	0,9
4г	1—2	3	8,4	63,0	6,3?	3,1?
5	<10	4	22,7	67,7	1,4	0,0
6в	2	1	8,0	81,1	—	—
6ж	2—10	2	12,6	77,0	1,8	0,1
7а	15—40	11	10,0	72,2	2,1	0,2
7б	15—30	7	13,9	70,3	3,9	0,2
	7—10	3	4,8	79,3	0,6	0,0
8	20—40	3	10,0	72,7	4,4	0,2
13а	10—25	6	11,1	71,7	3,9	0,2
13в	40	1	0,3	80,2	0	0
15	12	1	4,6	88,5	1,4	0
		1	22,0	34,3	3,6	0
		1	9,6	65,2	3,3	1,6
18а	Зерна ТМ, Мт, Ил не обнаружены					
20б	Зерна ТМ, Ил, Мт не обнаружены					
21б	Зерна ТМ, Мт, Ил не обнаружены					
25б	20—50	5	9,1	63,9	3,0	0,4
		4	27,4	2,6	6,3	0,04
		4	4,7	77,5	0,2	0,2
	5—25	8	3,2	77,7	0,3	0,2

Таблица 1

X · 1000	T* _c	T _c	Сф	Стм	Примечание
400	320	540	++	0,5	Однородный, Сф по трещинам
320—440					
365	340	525	++	1,4	»
475	265				»
370	340	525	++	1,2	»
650	130	535	++	1,4	Распад, ламелль < 1 мкм, в трещинах Сф
382	330	535			Однородный
385	330	555	Н.о.	1,6	
410	310	—	+	0,05	»
410	310	—	+	0,05	»
510	240		Н.о.		
360	345	515	++	0,7	Однородный, трещиноватый
515	235	440	++?	2,9	Однородный, прожилки Si, рутил
425—555					
395	320	525	Н.о.	2,6	Однородный, есть скелетные зерна
525	230	435	+++	1,7	Неоднородный, есть сульфиды
350	355	500	Н.о.	1,4	Однородный
280	400	495	++	2,1	Однородный, есть скелетные зерна
305	385	630	Н.о.	1,1	Однородное
410	310		Н.о.		
520	230		Н.о.		
470—545					
320	375	600	Н.о.	1,5	
295—375					
290	395	580	Н.о.	1,1	Скелетные зерна, много мелких Мт
315	380	580	++	1,4	Тм < размера зонда
695	100	570	Н.о.	1,0	Дайка
630—770					
245	425	590	Н.о.	1,3	Мелкие зерна Тм, Мт < размера зонда
385	330	575	Н.о.	0,6	Много мелких зерен Мт
335	365	600	Н.о.	3,2	Однородные, скелетные, осколки зерен
155—430					
450	285	605	Н.о.	1,1	Однородные
155	485				
335	365	600	Н.о.	2,8	Однородные, много мелких зерен < 1 мкм
280—360					
370	340	600	Н.о.	1,9	Однородные, много скелетных
FeOОН?	Есть м.з.		Мт		Андезитовый поток
55	545	625	+	0,4	Редко Мт
—					Мт + Сф
275?	405				Б.З. SiO ₂ = 15%
		600	++	0,1	Габбро
			Н.о.	1,1	
			Н.о.	0,6	
340	360	600	+++	1,0	Распад, разъедены Ламелли Сф
—					Матрица
155	485				Рыхлые
110	515	Обособленные, однородные			

Номер объекта	d	N	TiO ₂	FeO*	Al ₂ O ₃	MgO
256	100	1	0,6	25,3	18,2	10,8
27a		Зерна ТМ, Мт, Ил не обнаружены				
		Зерна ТМ, Мт, Ил не обнаружены				
КТ-1a	10—100	8	17,6	74,1	1,9	1,5
2a	10—30	5	18,1	69,4	1,5	1,6
3a	10—100	8	15,1	73,8	1,8	1,4
4б	100	2	13,8	77,9	3,1	2,2
	50	5	17,5	77,2	2,0	1,5
4г	5—10	8	16,6	74,0	1,7	1,4
КП-1д	40	4	9,6	86,0	1,6	2,5
4г		2	20,2	68,4	1,1	—
4г	10	3	10,2	80,3	1,2	—
5а	100	2	19,5	74,6	2,2	—
		2	17,8	64,4	2,6	—
7a	100	3	16,9	70,6	2,8	1,4
7б	10—80	7	8,7	79,1	0,3	—
7a	100	3	13,3	69,3	2,3	1,2
		5	13,6	37,8	3,1	—
8a	2	2	7,6	72,8	4,8?	0,0
8б	30	3	5,4	73,9	—	—
		9	9,1	58,6	3,2	—
8в	3—30	4	11,1	72,0	1,5	—
		3	7,3	65,1	1,5	—
8г	10	21	8,8	70,8	4,1	2,3
	10	13	0,4	73,0	0,8	1,9
КШ	50	20	12,1	81,0	0,4	—
	50	13	16,5	71,0	0,9	—
		5	20,3	53,0	4,0?	—

Примечание. Первая колонка — объект отбора, КК — Кара-Даг; КФ — Фиолент, КТ — Татар-Хабурга, КП — Петропавловский карьер, КШ — Меласский гребень; d — размер измеренных зерен в мкм, N — число зерен; x — атомная доля титана в титаномагнетите (в случае значительных колебаний x даны пределы); T*_c и T_c — точка Кюри, вычисленная по TiO₂/FeO и измеренная;

щенок (рис. 2,ж), что характерно для низкотемпературного однофазного окисления титаномагнетита (маггемитизация).

Вторичное разедание, разложение зерен титаномагнетита привело к исчезновению четкой огранки контуров зерен (рис. 2,а—г) и к широким колебаниям их составов, особенно при измерениях малым зондом. Существенный вынос железа при разедании зерен силикатами виден при сравнении измерений состава малым зондом и путем сканирования по большой площади того же зерна. Так, в образцах КП-86, 6г, 7д при сходном содержании титана содержание железа падает при площадном сканировании на 10—30 мас.% (табл. 1). Кроме описанных, практически во всех образцах присутствуют в заметном количестве

(Окончание табл. 1)

X · 1000	T _c	T _c	Сф	Стм	Примечание
—		600	Н.о. ++	0,6 0,6	Хромит
530	225	515	++	1,3	Скелетные зерна, разъедены, Сф
460—570	195	540	Н.о.	1,3	Распад < 1 мкм
535—610	275	550	Н.о.	1,3	Распад < 1 мкм, прожилки, рутил
285—590	310	560	Н.о.	1,6	Однородные
410	240	560			Трещинки с рутилом
510	245	—	++		Однородные, трещинки
505					
270	410	555	Н.о.	0,8	Однородные, трещинки
630	150	550	+++	1,4	Распад, FeOОН, разъедены
310	380	550	+++	1,1	Сильно разрушены
240—355					
570	195	560	+++	2,3	Разложенные ламелли
510	240				То же Б.З.
530	225	575	+++	1,8	Много трещин, Мт
270?	410	560	+++	1,3	Распад, ламелли Сф
155—495					
440	290	—	+++	1,9	Неоднородные
390	325				То же, Б.З.
260	415	560	—	1,8	
180		570	+++	2,3	Ламелли Сф
260	415				То же, Б.З.
365	345	565	Н.о.	2,3	Очень неоднородные
170—820?					
210	450				То же, Б.З.
310	380	580	++	1,6	Распад
130—425					
20	570?	580			Мт + FeOОН
355	350	535— 580	++	1,0	Разъеденные, рутил
515	235				
580	185				То же, Б.З.

— сфен, + — количество сфена (+ — единичные, +++ — много); ТМ — титаномагнетит, Мт — магнетит, Стм — концентрация магнитных минералов в образце, определенная по величинам J_c и T_c [7]; — не обнаружено; «—» не определено; Б.З. — большой зонд

лкие зерна вторичного магнетита и низкотитанового титаномагнетита, очевидно, продуктов разложения первичного титаномагнетита и выноса из него железа. лкие новообразованные зерна содержат меньше алюминия, магния (рис. 1, табл. 1) других примесей (хрома < 0,1%, ванадия < 0,5%, марганца < 1%; на рис. 1 образуют группу точек с $x = 0,2-0,4$ и низким содержанием алюминия магния (на рис. 1 не показаны многочисленные зерна магнетита с $TiO_2 < 2\%$). явление вторичного титаномагнетита с низким содержанием примесей, с той стороны, увеличивает диапазон вариаций составов зерен, с другой — можно сказать на стабильности палеомагнитной информации. Несмотря на большой разброс составов титаномагнетитов (по всем причи-

Магнитные свойства юрских магматических пород Крыма

Номер объекта	n	$\alpha \cdot 10^3$	$I_n \cdot 10^3$	I_s	I_n/I_s	H_{cr}
КК	43	1,94	1,15	1,27	0,05	120
26		0,1—4,3	0,07—7,4	0,1—3,1	0,02—0,1	80—250
		1,92	1,38	1,14	0,05	130
		0,1—3,1	0,2—7,2	0,1—1,9	0,02—0,1	80—250
18		2,04	0,85	1,46	0,04	110
		0,3—4,3	0,2—2,3	0,1—3,1	0,02—0,06	80—150
КФ	27	1,36	1,36	1,2	0,14	370
17		0,6—2,9	0,05—8,2	0,3—3,0	0,03—0,39	140—1230
		1,56	1,66	1,28	0,13	390
10		0,6—2,9	0,3—8,2	0,7—3,0	0,03—0,39	140—1230
		1,15	0,85	1,0	0,14	330
7		0,6—1,6	0,05—1,9	0,3—1,5	0,06—0,3	200—530
		1,26	0,75	1,23	0,16	370
20		1,57	1,4	1,12	0,13	360
13		0,12	0,11	0,11(1)	0,27(1)	370(1)
КП	10	0,86	5,0	1,46	0,11	—
8		0,02—1,5	0,2—15,8	0,7—2,2	0,06—0,24	—
		1,82	0,58	1,44	0,11	—
		0,4—3,0	0,06—0,9	0,1—2,1	0,06—0,17	—
КТ	4	1,5	1,67	1,16	0,08	—
КШ	4	—	0,6—2,9	1—1,38	0,06—0,09	—
		—	0,5	0,82	0,09	—
3	—	—	0,2—0,77	0,7—0,9	0,06—0,14	—
		—	0,01	0,07	0,005	—

Примечание. n — число образцов; α — магнитная восприимчивость, ед. СГС; I_n — естественная остаточная намагниченность, Гс; I_s — удельная намагниченность насыщения, Гс · см³/г; I_n/I_s — остаточная намагниченность насыщения; H_c и H_{cr} — коэрцитивная и остаточная коэрцитивная сила, Э;

нам), можно видеть определенные закономерности (рис. 3): на каждом из четырех рассмотренных объектов в содержании титана выделяются главные (или единственные) моды. Основные совокупности выполняют наименее измененные и наиболее однородные зерна, т.е. близко отражающие состав первично-магматических титаномагнетитов. Наименьший разброс x у вулканитов Кара-Дага и Татар-Хабурги, более растянутые распределения с двумя модами у вулканитов Фиолента и Петропавловского карьера, где ярче выражены вторичные изменения. Вторая мода $x=0,52$ в случае вулканитов КК относится, как правило, к образцам, содержащим титаномагнетиты разного состава с четкой зависимостью от размера зерна (кристаллизационная дифференциация в лаве) (обр. КК-2а, 6а, 9, табл. 1); по вторую моду вулканитов КП попали практически только образцы из долеритовых силлов и даек. Таким образом, основные моды x , отражающие вероятнее всего равновесный $T=f_0$ режим в магме к моменту начала ее кристаллизации, следующие: 0,526 (КТ) и 0,52 (КП); 0,376 (КК), 0,374 (КФ) и 0,276 (КП). По эм-

Таблица 2

	T_c	I_H/I_{H0}	I_{H1}/I_{H0}	$H_{сн}/H_{сг0}$	Замечания
	506	0,85	2,44	2,1	Потоки, дайки
90	435—570	0,5—1,05	1—5,1	1—4,1	
	502	0,83	2,52	2,26	N-полярность
90	435—570	0,7—1,0	1—3,7	1,2—4,0	
	511	0,85	2,29	1,85	R-полярность
96	470—555	0,5—1,05	1,2—5,1	1,0—4,1	
	601	0,49	0,93	1,21	Пиллоу, дайки
	570—645	0,07—0,93	0,07—3,0	0,67—1,94	
	594	0,52	1,11	1,21	N-полярность
	560—605	0,14—0,93	0,23—3,0	0,67—1,94	
	614	0,44	0,63	1,22	R-полярность
	570—645	0,07—0,84	0,07—1,0	0,73—1,8	
	591	0,57	1,08	1,07	Дайки
	605	0,46	0,88	1,26	Пиллоу-лавы
	610(1)	0,49(1)	0,49	1,38	Габбро
	570	0,88	1,39	—	Пиллоу-лавы
960	555—585	0,86—0,94	0,85—2,0	—	
	562	1,06	1,41	—	Силлы, дайки
150	555—580	0,75—1,67	0,74—1,92	—	
	541	1,02	1,59	—	Пиллоу-лавы,
35	515—560		1—2,25		силлы
	561	0,94	1,33	—	Диабаз, центр тела
75	535—580		0,6—1,6		
	—	5,1	—	—	Диабаз, эндоконтакт

Кюри, °; индекс «т» — параметры после нагрева образца до 600°. Верхняя строка — средние — предельные значения, «—» не определено.

этой зависимости атомной доли титана в титаномагнетите от глубины последнего равновесного состояния магмы в ее очаге (рис. 4), получаются различные уровни глубины «стояния» очага: 40—50 км и 20—33 км, возможно, среднего и промежуточного. Широкие вариации состава первичных титаномагнетитов и соответственно вариации глубин очагов типичны для островного магматизма [6, 9].

Магнитные свойства вулканитов

Время и характер изменений изучаемых горных пород, соответственно первичных титаномагнетитов, показывает, что магнетизм этих пород отражает первую очередь свойства магнитных минералов — продуктов указанных преобразований. Крайний случай изменений первичных титаномагнетитов — это серия интрузивов среднеосновного состава (КА, КГ, КЛ, КУ) и вул-

Палеомагнитные данные по Горному Крыму

Объект	Порода	Ш/Д	Азимут	Угол	Метод
КФ-I	Пиллоу, потоки	44,5	50,	30—50	Исх
		33,5	350	15	400
КФ-II	Пиллоу, дайка	»	350?	15?	Исх 500
КФ-III	Габбро	»	?	?	Исх 400
КФ-IV	Пиллоу, дайки	»	0	0	Исх 540
КФ-V	»	»	0	0	Исх 500
КФ-VI	Пиллоу	»	70—120	15—20	Исх 500
КФ-I+IV+VI					Круги
КФ-II+V					Круги
КП	Пиллоу, силлы, туфопески	45	350	70—100	500
		34,5			Круги
КТ	Пиллоу, силлы	45	150;	50;	Исх
		35,3	330	40—70	400 500 Круги
КК	Обломки лав в туфе		—	—	Исх 500
КК	Лавы, дайки	45	0	0	500
		35,3	310—350	40—65	500
КК-N _c +R _a	Зона перехода R — N		180—200	20—45	Обр. 500
КК				500	
				500	
КА	Роговики	44,5	?	?	Исх
		34,5			400
КЛ	»	»	?	?	Исх 400
КШ	»	44,4	?	?	Исх
		34,4			500
	Центр энтрुзива		?	?	Исх 500
КУ-1	Роговики	44,5	?	?	Исх
		34,5			400
КУ-1	Диабазы	44,5	?	?	Исх
		34,5			400
КУ-2	Роговики	44,5	?	?	Исх
		34,5			400
КУ-2	Андезиты	44,5	?	?	Исх
		34,5			400
КГ	Роговики	44,7	?	?	Исх
		34,6			500
КЖ	Туфопесчаники (альб)	44,6	345;	20—95	Круги
		33,8	30—50		Н 500

КС+КМ+КМ(Юра)

Примечание. Ш/Д — широта и долгота объекта исследований; Азимут и Угол — элементы залегания пород; Метод — методика получения палеомагнитного направления; Исх — исходное состояние образцов, 400, 500, 540 — термочистка до указанных температур; Н — чистка переменным магнитным полем; Круги — применение методики пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки; Обр — метод обращения; N и R — число изученных образцов соответственно прямой и обратной магнитной полярности; I_n — величина естественной остаточной намагниченности, Гс;

Таблица 3

№	$I_n \cdot 10^3$	$I_{ан}/I_n$	Q_n	D_c	I_c	K_c	D_n	I_n	K_n	φ_n
1	2,0		1,4	5	75,8	20,1	51,7	53,5	7,8	
		0,28		66,4	74,4	7,3	71,4	45,6	10,8	
2	0,75		1,0	288,3	-79,8	2,0	234,9	-77,6	2,0	
		1,08		198,9	-79,4	46,2	186,3	-70,0	46,2	
3	0,11		1,0	153,8	-50,9	10,0	—	—	—	
	0,67			159,9	-54,9	212,8	—	—	—	36
	1,05		1,9	28,3	56,8	11,7	—	—	—	
		0,52		53,9	48,8	24,6	—	—	—	30
4	1,17		1,7	197,6	-23,6	2,9	—	—	—	
		1,02		192,5	-35,7	9,0	—	—	—	20
	1,69		2,6	62,5	73,5	12,2	83,0	63,7	9,5	
		0,63		75,5	71,6	9,4	92,0	61,0	7,7	
				39,1	48,3	14,8	124,9	43,6	15,4	25
				172,1	-50,9	34,8	—	—	—	32
	5; 0,5;	0,4;		31,7	11,8	6,3	119,0	40,0	6,4	23
	0,08	0,13		—	—	—	101,4	46,4	12,5	28
	1,67		2,2	39,0	42,1	19,2	44,9	16,8	2,5	
		0,39		78,8	1,6	3,9	95,7	-0,7	8,4	
				80,0	0,5	3,4	102,4	4,1	19,5	
							88,3	13,4	19,1	
	0,5		1,0	1,4	63,2	6,3	—	—	—	
		0,33		255,6	68,1	4,3	—	—	—	
5	1,4		1,7	132,8	52,8	14,1	112,5	71,8	3,6	
	0,85		0,9	326,7	-4,7	8,3	331,5	-33,8	15,7	
				143,6	43,7	24,4	—	—	—	25
		0,41	1,1	103,8	8,1	82,6	106,5	7,3	82,6	
		0,17	0,3	36,8	47,2	10,7	88,3	71,2	10,7	
				233,2	22,0	7,2	207,7	1,1	7,2	
6		0,82	0,7	323,2	-54,7	19,3	345,3	-28,5	19,3	
	0,003			82,4	28,8	21,4	—	—	—	
		0,69		98,7	3,4	27,6	—	—	—	
	0,004		0,2	88,8	62,3	39,2	—	—	—	
		0,7		106,4	-51,4	73,2	—	—	—	
	0,004			83,5	40,8	23,1	—	—	—	
		0,61		98,8	37,6	30,6	—	—	—	
	4,7			315,0	67,0	65,5	—	—	—	
		0,21		33,5	60,5	99,4	—	—	—	
	0,008		0,4	109,2	58,1	31,2	—	—	—	
		0,59		119,1	44,6	43,8	—	—	—	
	0,04		1,2	11,6	69,9	1,7	—	—	—	
		0,27		56,2	61,4	3,4	—	—	—	
	0,004		0,1	68,9	1,0	3,1	—	—	—	
		0,62		105,0	-25,0	5,2	—	—	—	
	0,009		0,4	34,8	-7,6	1,4	—	—	—	
		0,38		101,0	-27,0	6,6	—	—	—	
7	0,002		0,3	223,8	-7,6	107,2	—	—	—	
		0,92		220,4	-18,8	185,0	—	—	—	
	0,14		0,4	—	—	—	350,3	45,9	24,3	27
				327,0	45,0	5,6	346,0	32,0	11,8	
				32,0	56,0	1161	26	37,0	13,0	

большая часть I_n после Т-чистки до 400° ; $Q_n = I_n/0,5\alpha$ (α — магнитная восприимчивость); α — значение, I — наклонение естественной остаточной намагниченности; K — кучность векторов Фишера; индекс «с» — современная система координат, «а» — древняя система координат (учетом залегания пород); φ_n — палеоширота места отбора образцов, определенная по среднему магнитному наклонению. «—» — не опр.

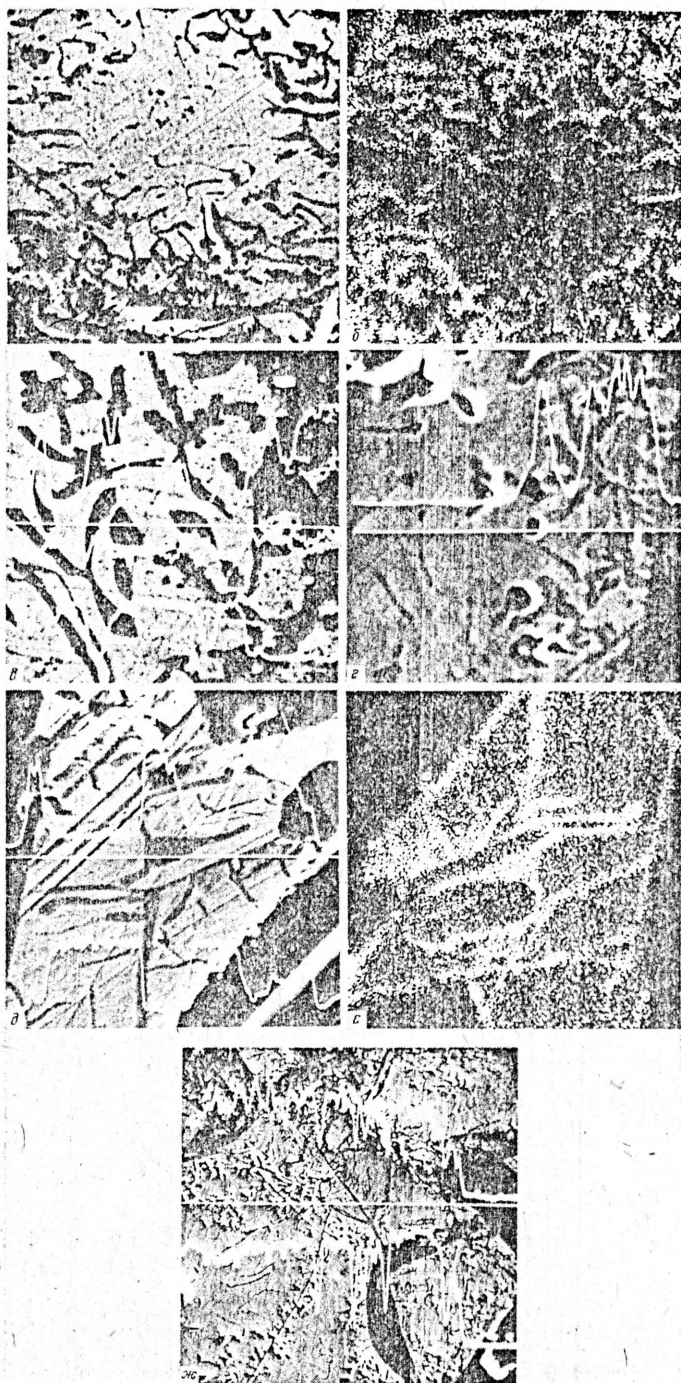


Рис. 2. Микрофотографии зерен титаномагнетита
a — обр. КП-7, разрушение идет от края. Увел. 1400; *б* — то же зерно, сканирование по кальцию, демонстрирующее распределение сфена; *в* — деталь зерна титаномагнетита (рис. 2,а), увел. 4000, профиль Са — верх, Si — середина и Fe — низ. Четко видно разьедание зерна силикатом (сфен); *г* — обр. КК-26, увел. 4000. Пример разьедания зерна ильменита сфеном (профиль Са); *д* — обр. КШ-1г, увел. 3000. Пример «рутилизации» титаномагнетита; профиль Ti (верхняя кривая) и Fe (нижняя); *е* — тот же образец, площадное сканирование по Ti; *ж* — обр. КК-9а, увел. 1000. Пример растрескивания зерна титаномагнетита, типичного для процесса однофазного окисления

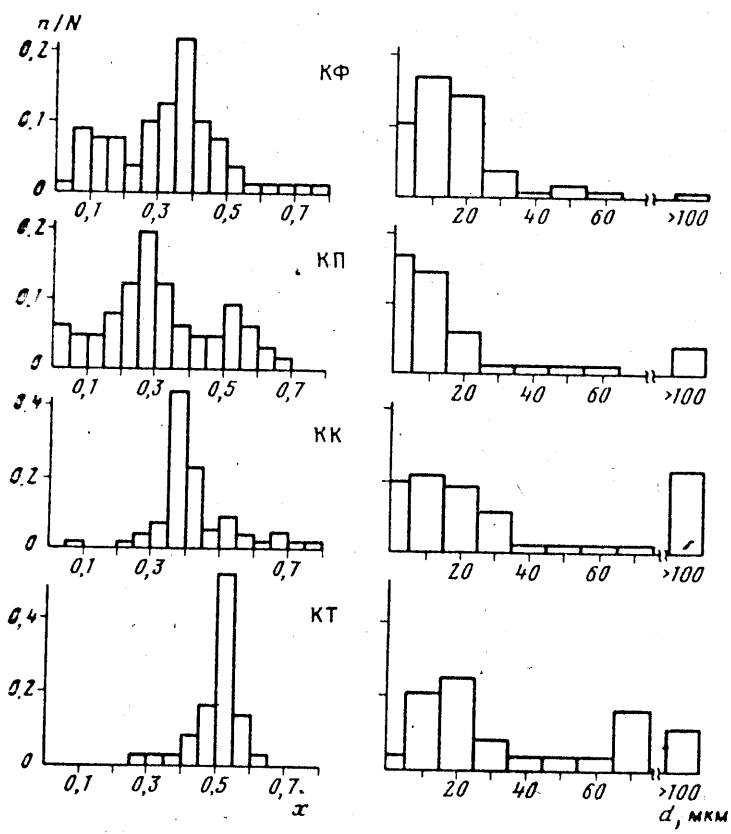


Рис. 3

Рис. 3. Гистограммы распределения зерен титаномагнетита по размеру зерен (d) и по содержанию в них титана (x). КФ — Фиолент; КП — Петропавловский карьер; КК — Кара-Даг; КТ — Татар-Хабурга

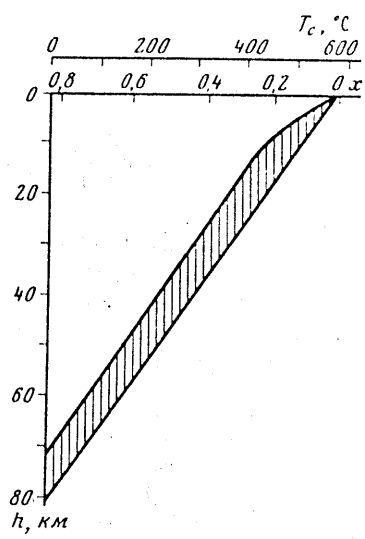


Рис. 4

Рис. 4. Эмпирическая зависимость состава титаномагнетита (x) и соответственно его точки Кюри от глубины последнего равновесного $T=f_0$, состояния магмы (очага)

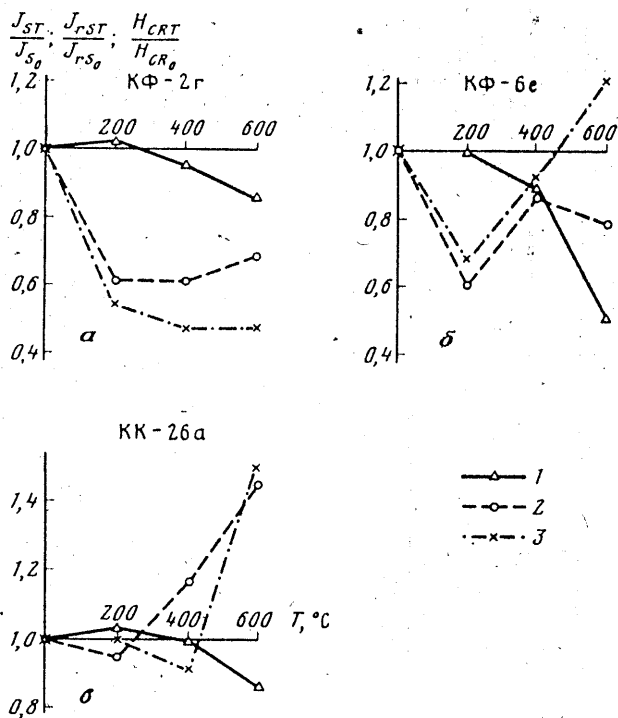


Рис. 5. Примеры изменений I_s (1), I_{rs} (2) и H_{cr} (3) после лабораторных нагревов
 а — КФ-2г, преобладает эффект перехода магнетита в гематит;
 б — КФ-6е, сочетание перехода магнетита в гематит и мартитизации оставшегося магнетита; в — КК-26а, магнетит практически отсутствует; после 600° происходит «дробление» и мартитизация магнетита

канитов у с. Фарос и Рыбачьего, в которых первичные титаномagnetиты полностью уничтожены. Их магнитная восприимчивость ниже 10^{-4} ед. СГС. Исключение — тела габбро (КФ) и диабазов (КШ) (табл. 2). Габбро первично-немагнитны, среднее содержание TiO_2 в них менее 0,5%, по данным микрозонда в них не обнаружены даже реликты Fe—Ti-минералов, т.е. их и не было (табл. 1). В случае КШ, в центре тела содержание магнетита $\sim 1\%$ ($I_s = 0,82$), и оно резко падает к краям, отражая первичные условия кристаллизации магнитных зерен, несмотря на нарушение их первичного состава. Подобная «первичная» закономерность в росте концентрации магнитных минералов (рост восприимчивости) от края потока, силла, подушки к центру нередко наблюдалась в поле при отборе образцов. С удалением от края различия в магнитных свойствах, отражающие структурные особенности зерен, в первую очередь их размер, сглаживаются: такие характеристики, как H_{cr} , I_{rs}/I_s для пиллоулав, силлов, даек одного объекта практически не различаются (табл. 2). Средние содержания магнитных минералов (величина I_s , C_{MT}) во всех изученных объектах очень близки (табл. 1, 2). Эти магнитные минералы — результат средневисокотемпературных гетерофазных изменений (судя по толщине ламеллей, температура этих процессов превышала 500° [4]). Для независимой оценки температуры воспользуемся магнитным геотермометром Шолпо-Лузяниной [11] — тестом N_T . Он применим для многодоменных зерен или ансамбля сильно магнитостатически взаимодействующих одно- и псевдодоменных зерен [11]. Среди изученных много образцов с $I_{rs}/I_s \leq 0,1$, $H_c < 50$ Э, $H_{cr} \leq 150$ Э, $H_{cr}/H_c > 2$

сно среди КК), что соответствует преобладанию многодоменных зерен [2]. Для трех таких образцов КК $N_T = 0,23-0,27$, среднее 0,25, что соответствует температурному состоянию, созданному при $T \geq T_c$, а точки Кюри изученных образцов 435—495°, т.е. по этим данным температура вторичных изменений ниже 450°. Эта цифра скорее занижена из-за возможных напряженных состояний, вызванных, в частности маггемитизацией, что ярко видно на примере образцов КФ, у которых $N_T \leq 0,1$. В этих образцах значителен вклад маггемита (рис. 5, ж). Кроме занижения, связанного с напряженным состоянием [3, 11], образцы образуются при низкой температуре и связанная с ним величина N_T может быть ниже 0,1. При нагреве до 200—400° должны сняться напряжения, связанные с маггемитизацией, и далее с уничтожением маггемита мы должны получить информацию о терромагнитном состоянии сохранившихся титаномагнетитов и магнетитов [10]. Нагрев, конечно, должен быть заметно ниже температуры образца. В нашем случае образцы грелись до температуры, которая была выше T_c на 110—200°. После таких нагревов величины N_T оказались подобными для образцов КК и КФ, $N_T = 0,32-0,45$, среднее 0,4 (по 10 образцам). Для образцов КФ $T_c > 580^\circ$, следовательно, температура образования магнетита была выше 600°. Такие оценки согласуются с немагнитными оценками температуры изменений первичных титаномагнетитов.

Средне- и высокотемпературные изменения пород, сопровождающиеся диффузионным изменением первичных титаномагнетитов, накладываются последовательно на низкотемпературные однофазные изменения — маггемитизация магнетита. Последняя ведет к напряженному состоянию зерен, что выражается в их растрескивании (рис. 2, ж) и заметном росте магнитной жесткости интенсивно маггемитизированных образцов КФ H_{cr} достигает 1230 Э, у наименее маггемитизированных образцов КК $H_{cr} < 100$ Э). По магнитным свойствам, характеризующим вторичное однофазное окисление магнетита, наименее изменены образцы КК, наиболее — КФ. Так, в первых точки Кюри изменяются от 570°, т.е. ниже чем у чистого магнетита, тогда как у вторых $T_c > 580^\circ$ и достигают 645°, что связано с различной степенью однофазного окисления магнетита Z примерно от 0,1 до 0,8. У образцов КК кривые терромагнитного анализа нередко близки к обратимым, параболической формы, средняя величина $I_{st}/I_{so} = 0,84$, тогда как у образцов КФ кривые $I_s(T)$, как правило, обратимы, характерен подъем $\sim 200^\circ$ и спад $\sim 400^\circ$, I_{st}/I_{so} в среднем падает в 2, а в некоторых образцах более чем в 10 раз. Сказанное типично для маггемитизации переходящего при нагреве в гематит, а подъем около 200° объясняется снятием напряжений [3, 10]. Последнее сопровождается резким спадом магнитной жесткости (рис. 5). Последующий рост I_{rs} и H_{cr} после нагрева образцов до 600° (рис. 5, табл. 2) связан с уменьшением эффективного размера зерен магнетита (дробление в результате мартитизации и т.п.). От того, как протекает процесс выражен ярче (уничтожение маггемита или «дробление»), наблюдается продолжающийся спад H_{cr} и I_{rs} (рис. 5, а) или новый их рост (рис. 5, б). Из приведенных в табл. 2 значения H_{cr}/H_{cr0} и I_{rs}/I_{rs0} не отражают динамические изменения данных параметров. Из-за частичной мартитизации магнетита при нагреве образцов до 600° во всех случаях (в том числе и отсутствия маггемита — рис. 5, в) падает I_s (рис. 5, табл. 2).

Образцы вулканитов КП и КТ по степени низкотемпературного однофазного окисления магнетита занимают промежуточное положение между КК и КФ. Итак, суммируем петромагнитные данные: 1) первичный титаномагнетит во всех изученных магматических породах Горного Крыма полностью уничтожен — это гетерофазное его окисление, разложение и замещение силикатами, в частности, сфеном; температура этих процессов, очевидно, превышает 500—600°; образцованный в результате высокотемпературных изменений магнетит и титанистый магнетит большей частью подвергся низкотемпературному однофазному окислению, особенно интенсивному в береговых обнажениях Фиолент.

та; выделяются два процесса однофазного окисления: первый — это образование катион-дефицитного магнетита с $T_c = 590-645^\circ$ при относительно слабом доступе кислорода, такой магнетит достаточно высоко устойчив к нагревам и, видимо, сохраняет термомагнитное состояние магнетита, образовавшегося при высокотемпературном изменении первичных титаномагнетитов ($N_T > 0,32$); второй процесс — интенсивное низкотемпературное окисление с образованием магнетита по краям и трещинкам зерен магнетита и титаномагнетита, видимо, при активном содействии воды, независимо от степени предыдущего изменения минералов. такой наложенный процесс приводит к особенно напряженному состоянию зерен и неустойчивости их к нагревам

Обоснование палеомагнитной надежности

Палеомагнитные направления большинства пород в исходном состоянии заметно отличаются от направления современного геомагнитного поля (табл. 3). Наиболее близки направлению первичной остаточной намагниченности (до чистки) обожженные на контакте с интрузивами осадочные породы (роговики), а наиболее близки современному полю направления естественной остаточной намагниченности потоков андезитов КК, КФ, интрузивов КШ, КУ. Естественная остаточная намагниченность роговиков характеризуется наиболее высокой стабильностью к нагревам: выше 400° сохраняется более 60% ее исходной величины, тогда как в магматических породах ее доля нередко меньше 20% (например, КК, КП, КШ, табл. 3). Если принять, что в случае роговиков термочисткой выделяется первичная компонента, то в случае интрузивных пород, а нередко и вулканитов до 540° сохраняется частичное перемагничивание пород (табл. 3). К сожалению, из-за неизвестного залегания изученных интрузивов, несмотря на высокую магнитную надежность роговиков, точное палеомагнитное направление по ним получить не удастся. И все же в пользу надежности выделяемых у этих тел палеомагнитных склонений говорит их большое сходство между собой и со склонениями вулканических объектов (КФ-I, VI, КК, КТ, КП, табл. 3). В случае вулканитов КК и КФ-I успешно сработал тест обращения. Палеомагнитные направления тех объектов, где сравнительно надежно определены элементы залегания (КФ-I, VI, КК, КП), очень близки, особенно при применении метода пересечения кругов перемагничивания (табл. 3).

Напомним, по тесту Шолпо-Лузяниной вулканиты КФ и КК намагничивались выше точки Кюри магнетита, что, вероятнее всего, происходило на стадии остывания пород (тогда же, очевидно, произошли и высокотемпературные изменения первичных титаномагнетитов), во всяком случае, с интересующей нас точностью можно считать палеомагнитные направления основных объектов первичными.

Еще одним контролем палеомагнитной надежности может быть оценка термической природы стабильной части естественной остаточной намагниченности по величине напряженности геомагнитного поля. Известно [2], что в юре величина напряженности поля была в 2—3 раза меньше современной. Нагревом серии образцов до 600° и охлаждением в современном поле была создана у них термоостаточная намагниченность (I_{rt}). Сравнивались величины I_n и I_{rt} после термочистки до одной и той же температуры $400-500^\circ$. Для учета минералогических изменений, до и после создания I_{rt} измерялись идеальная остаточная намагниченность и восприимчивость, в величину I_{nt}/I_{rt} вводилась поправка, пропорциональная изменению величины I_{rt} или α . Средние I_{nt}/I_{rt} оказались следующими: 0,41 (КК, $N=10$); 0,47 (пиллоу-лавы КП, $N=10$); 0,42 (КТ, $N=4$); 0,33 (КФ, $N=6$); 0,39 (КУ, роговики, $N=3$), они соответствуют ожидаемым для термоостаточной намагниченности. В то же время в интрузивах это отношение равно 0,07 ($N=18$), т.е. в последних первичная термоостаточная намагниченность не сохранилась.

Результаты палеомагнитных измерений

смотрим результаты по основным объектам (табл. 3).

Кара-Даг (КК). В разных частях этой вулканической постройки отобраны образцы в 28 пунктах из потоков андезитов и базальтов, центров излияний типа Чертова Камня и т.п. даек. Многие образцы оказались палеомагнитно нестабильными (после Т-чистки до 300—400° остается менее 10% исходной величины I_n , и при этом сохраняется значение, очень близкое современному полю) и из дальнейшего рассмотрения исключены.

Палеомагнитные измерения обломков лав из туфобрекчии показали, что они были перемагничены: даже после термочистки выше 500° сохраняется значительная намагниченность $K=4,3$ (табл. 3, КК). Учитывая это, для более надежного определения близкой первичной компоненты I_n по образцам каждого пункта отстроились круги перемагничивания по ходу Т-чистки, по пересечению которых определялось среднее направление для каждого пункта. Средние значения четко разделились на две группы: прямой и обратной полярности. Палеомагнитным свойствам они практически не различаются (табл. 2). При этом намагниченные образцы относятся к вулканитам, захваченным деформациями, их среднее палеомагнитное направление доскладчатое ($K_a=15,7$, $K_c=8,3$, табл. 3), а прямо намагниченные относятся к излияниям, обтекающим древний конус вулкана, т.е. последеформационные, их среднее палеомагнитное направление послескладчатое ($K_c=14,1$, $K_a=3,6$, табл. 3). Оба палеомагнитных направления существенно отличаются от современного поля и отличаются друг от друга почти на 180° (положительный тест обращения). Палеомагнитное направление для вулкана Кара-Даг получено методом обращения несколько необычно: определено направление прямой полярности в современных координатах и направление обратной полярности в древних координатах. Таким образом, палеомагнитным данным выделяются два этапа активной деятельности вулкана, разделенные временем, как минимум превышающим продолжительность жизни геомагнитного поля. За время между этапами вулканизма произошли значительные вулканотектонические деформации, приведшие к образованию вулканической постройки, в общем не деформированной донныне.

У села Планерское и близ Чертова Камня в разрезе переслаивающихся доломитов и лавобрекчии и потоков андезитов зафиксирована переходная зона смены геомагнитной полярности (табл. 3). В ее пределах на порядок падает величина Q_n и I_n/I_n , что характерно для поведения напряженности во время геомагнитной инверсии [5]. Это аргумент в пользу первичности выделяемой компоненты естественной остаточной намагниченности.

Фиолент (КФ). В береговых обнажениях Фиолента образцы отобраны главным образом из лавилоу-лав, в меньшей мере — из даек и из тела габбро (рис. 6). После термочистки, по средним направлениям и магнитной полярности район разделился на шесть участков (рис. 6, табл. 3, КФ). Наиболее уверенно выделяется методом пересечения кругов перемагничивания в ходе Т-чистки три средних палеомагнитных направления: 1) наиболее древнее, $D=124,9^\circ$, $I=43,6^\circ$, соответствующее прямой полярности (участки I, VI); 2) более позднее, $D=39,1^\circ$, $I=48,3^\circ$, прямой полярности (IV) и 3) самое позднее, $D=172,1^\circ$, $I=-50,9^\circ$, обратной полярности (II и V), и близкое ему направление габбро, $D=160^\circ$, $I=-55^\circ$ (III); (табл. 3). Временная последовательность указанных направлений обосновывается следующими соображениями: второе направление выделяется по кругам перемагничивания как направление частичного перемагничивания первого, в свою очередь на участке IV лавы прямой полярности второго направления порваны дайкой, имеющей обратную магнитную полярность и направление, близкое третьему. Обратные намагниченные породы (II и V участки) имеют более свежий облик, чем породы I и VI участков.

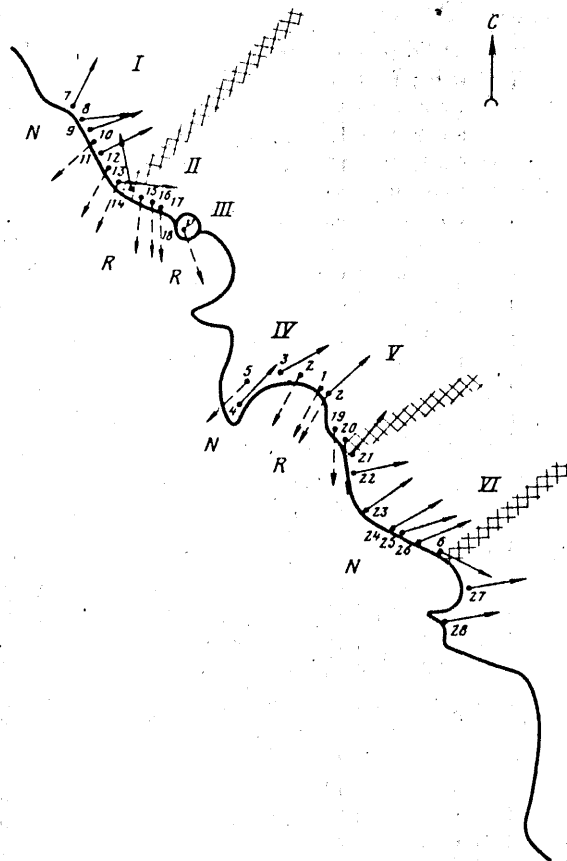


Рис. 6. Схема отбора образцов в р-не мыса Фиолент. Обозначения в табл. 3 и тексте. Штриховка — зоны разломов. Стрелки — палеомагнитное направление (сплошная прямая полярности, пунктир — обратная), цифры у стрелок — палеомагнитное наклонение; N — зона прямой полярности, R — обратной полярности

Участки I и II, V и VI разделены разломами, фиксирующимися в обнажениях мощными зонами дробления (рис. 6). На участках I и VI первичное залегание нарушено, в блоке II—V залегание пород практически не нарушено. Залегание тела габбро неизвестно, но судя по сходству палеомагнитных направлений, оно близко первичному.

Отметим некоторые различия в магнитных свойствах прямо и обратно намагниченных пород КФ, относящихся к стадии их однофазного низкотемпературного окисления: у N-пород $T_c = 594^\circ$ и $I_{st}/I_{so} = 0,52$, у R-пород — 614° и $0,44$ (табл. 2), т.е. степень частичного однофазного окисления магнетита и количество маггемита в R-породах выше. В случае N-пород отмечается довольно сильная линейная корреляция ($|r| > 0,6$) I_{rs} с I_s , H_{cr} , I_{st}/I_{so} , I_{rst}/I_{rso} и I_{rs}/I_s , резко падающая в случае R-пород ($|r| \leq 0,2$). Зато для последних характерна корреляция ($|r| > 0,6$) I_r с I_s и I_{rs} , H_{cr} с I_{rst}/I_{rso} , отсутствующая у N-пород ($|r| \leq 0,2$).

Петропавловский карьер (КП). В карьере на разных уровнях отобраны образцы главным образом из пиллоу-лав, а также из нескольких даек и силла и пачки туфопесчаников, туфоалевролитов. Породы существенно дислоцированы, в месте отбора обнажается практически моноклиальная пачка, поставленная на голову. Несмотря на заметный разброс, среднее палеомагнитное направление

бно другим юрским объектам (табл. 3), породы имеют прямую магнитную полярность.

Аю-Даг (КТ). Из естественных обнажений и небольшого карьера срана серия образцов из пиллоу-лав и силла. После термочистки все они имеют прямую магнитную полярность. Очень трудно определить истинное значение пиллоу-лав, но даже примерная ее оценка показывает несомненно положительный эффект теста складки — по мере Т-чистки растет кучность от 25 до 19,5 в древних координатах и падает от 19,2 до 3,4 — в современных координатах (табл. 3, КТ).

Интрузивы среднеосновного состава (КА, КГ, КЛ, КУ, КШ). Образцы отбирались в первую очередь из экзоконтактов и эндоконтактов тел. Палеомагнитные направления, определенные по роговикам, устойчивы, пять из них имеют подобные значения ($99-119^\circ$), но большой разброс наклонений (от 51 до -25°). Вероятно, всего, все эти тела имеют первичную прямую магнитную полярность, разброс же наклонений связан с различиями их элементов залегания. Так, залегания тел КЛ, КШ и КУ-1 практически не нарушены, тогда как интрузивы у с. Аю-Даг (КА) и мыса Утес (КУ-2) наклонены примерно на восток под углом $30-60^\circ$. Последнее определение (КУ-2) весьма неточно из-за большого разброса единичных направлений ($\alpha_{95} \approx 25^\circ$). Несколько обособилось палеомагнитное направление интрузива у с. Солнечногорское (КГ), во-первых, оно имеет обратную полярность, во-вторых, близко по склонению вулканитам участка IV (КФ) (табл. 3).

Обсуждение палеомагнитных данных

Суммируя палеомагнитные данные по основным объектам, мы видим большое сходство палеомагнитных направлений вулканитов и серии мелких интрузивов, очевидно, отражающих направление геомагнитного поля времени среднеюрской вулканической активности. Коль скоро палеомагнитные направления поддерживаются вдоль всего Горного Крыма — от Фиолента до Кара-Дага и Симферополя, можно утверждать, что оно характеризует положение этого блока земной коры как единого целого, который повернут относительно первоначального среднеюрского положения на $100-140^\circ$ против часовой стрелки. Широтное положение всех объектов с известными залеганиями близко, средняя палеоширота равна 25° с.ш. Восточнее Горного Крыма известна высокая вулканическая активность в юре на Северном и Малом Кавказе. Дуга малокавказских вулканитов была северо-восточного простирания и находилась на широте $22-23^\circ$ с.ш. [1, 8]. Как отмечалось здесь и в других геологических исследованиях, вулканиты Горного Крыма близки островодужным. Эта дуга находилась южнее окраины Восточно-Европейской плиты на $\sim 500-1000$ км. Положение окраины плиты определено по юрскому палеомагнитному полюсу Европы [14], имела северо-западное простирание, и нынешнее юго-восточное побережье в средней юре было северо-восточным. Помимо общего разворота дуги и смещения ее к северу, части ее испытывали локальные вращения, что выразилось в колебаниях палеомагнитных склонений от 100 до 140° .

К следующему этапу вулканизма относятся вулканиты участка IV (КФ), $D = 39^\circ$. Можно предположить, что это локальный поворот небольшого блока. Однако, как отмечалось, это направление выделяется в породах I, IV участков КФ как результат их частичного перемагничивания. Более того, аналогичное направление, как послескладчатое, выделяется в весьма удаленных от Фиолента между собой среднеюрских отложениях у с. Морского, Счастливого и в верховьях р. Ченн-Елга: $D_c = 32^\circ$, $I_c = 56^\circ$, $K_c = 1161$, $K_a = 13$ (табл. 3, КМ, КЧ, КС). Это же склонение появляется у интрузива у с. Солнечногорского (КГ). Таким образом, несомненно региональное значение этого палеомагнитного направления для всего Горного Крыма, и его склонение, вероятнее всего, отражает этап

вулканизма и перемагничивания пород, когда Горный Крым занимал промежуточное положение между среднерусским и современным. Палеоширотное положение Крыма в это время (29° с.ш., судя по IV участку КФ) отличается менее 5° от широты южной окраины Восточно-Европейской плиты в раннем мелу (33° с.ш. [14]). При этом и склонения их существенно сближаются (40° у Крыма и 20° у Европы), т.е. произошел поворот Крыма по часовой стрелке, и он заметно сблизился с Восточно-Европейской плитой.

Наиболее поздний изученный этап вулканизма, отмеченный на Фиоленте, характеризуется близким современному палеомагнитным склонением 352° , но обратной полярностью, палеоширотой 32° с.ш., аналогичной южной окраине Восточно-Европейской плиты в раннем — среднем мелу. Практически аналогичное направление (прямая полярность) имеют альбские туфопесчаники КЖ (табл. 3) и некоторые ранее изученные раннесреднемеловые и перемагниченные юрские терригенные отложения: $D=351^\circ$, $I=53^\circ$ [8, 14]. Из-за отсутствия надежных палеомагнитных данных, а также оценок возраста, например вулканитов Фиоленты, мы не можем пока надежно судить о времени завершения поворота Горного Крыма и примыкания его к Восточно-Европейской плите. Вероятно, это произошло не позднее альба.

Авторы благодарят Ю.М. Довгала, М.И. Ильина, С.В. Пивоварова, Э.П. Тихоненкова и В.А. Чмерева за помощь в организации работ, выборе объектов, отборе образцов, их измерениях, микронзондовом анализе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Асанидзе Б.З., Печерский Д.М. Результаты палеомагнитного изучения юрских пород Грузии и Северного Кавказа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. N 10. С. 77—92.
2. Большаков А.С., Солодовников Г.М. Напряженность геомагнитного поля за последние 400 млн. лет // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260. N 6. С. 1340—1344.
3. Большаков В.А., Гапеев А.К., Ясонов П.Г. О влиянии нагревов на магнитные свойства горных пород из зон гипергенеза // Палеонапряженность: физические основы и методы исследования. Владивосток: ДВГУ, 1986. С. 38—42.
4. Гапеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура синтетических титаномагнетитов, окисленных при высоких парциальных давлениях кислорода // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. N 12. С. 91—95.
5. Гурарий Г.З., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н., Поспелова Г.А. Тонкая структура древнего геомагнитного поля: современное состояние и проблемы // Геомагнетизм. Теоретические и практические аспекты. Киев: Наук. думка, 1988. С. 98—111.
6. Ермаков В.А., Печерский Д.М., Шаронова З.В. Петромагнитная характеристика четвертичных вулканических пород Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. N 12. С. 76—87.
7. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.
8. Палеомагнитные напряжения и палеомагнитные полюса. Данные по СССР. Сводный каталог I. Материалы мирового центра данных. М.: ВИНТИ, 1984. 94 с.
9. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных пород. М.: Наука, 1975. 288 с.
10. Печерский Д.М., Тихонов Л.В. Петромагнитная характеристика палеозойских офиолитов Алайского хребта // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 10. С. 46—62.
11. Шолов Л.Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л.: Недра, 1977. 184 с.
12. Щербаков В.П., Щербакова В.В. Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в горных породах // Решение геофизических задач геомагнитными методами. М.: Наука, 1980. С. 136—148.
13. Carmichael I.S., Nichols G. Iron-titanium oxides and f_0 in volcanic rocks // J. Geoph. Res. 1967. V. 72. N 18. P. 4665—4688.
14. Westphal M., Bazhenov M., Lauer J. et al. Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys Belt // Tectonophysics. 1986. V. 123. N 1/4. P. 37—82.

ИФЗ АН СССР,
Москва

Поступила в редакцию
01.06.89