

УДК 550.382.3 (491.1)+549.731.14

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СОСТАВА ФЕРРОМАГНЕТИКОВ И МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ БАЗАЛЬТОВ ИСЛАНДИИ

Ю.С.Геншафт, Л.В.Тихонов

Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, г.Москва

Изучены толеитовые, щелочно-оливиновые и высокожелезистые базальты Исландии из неовулканических (четвертичные), плиоценовых и миоценовых зон. Построенные гистограммы распределения точек Кюри выявили существование трех модальных групп в районе температур 140, 230, 340⁰С. В тех же интервалах (в пересчете на температуру) находятся и моды распределения TiO_2/FeO^* (состав титаномагнетитов). На этом основании делается вывод о наличии в данном регионе разноглубинных магматических очагов. Для высокожелезистых базальтов наблюдаются низкие значения естественной остаточной намагниченности. Анализ петромагнитных и микрозондовых данных и их сравнение с аналогичными базальтами островов Буве, Tenerife и Байкало-Монгольского региона, происхождение которых обусловлено воздействием мантийных плюмов, позволяет прийти к выводу, что полимодальность точек Кюри может служить характерным признаком магматизма мантийных плюмов.

ВВЕДЕНИЕ

Исландия как геологическая структура, расположенная на северной оконечности Срединно-Атлантического хребта на равном удалении от Северной Америки и Евразии, по строению земной коры, современному вулканизму, высокой сейсмичности и интенсивной гидротермальной деятельности относится к областям высокой эндогенной активности.

Ее географическое положение, особенности геологического строения и эволюции позволяют подойти к выяснению принципиально важных геолого-геофизических проблем, связанных с формированием внутриокеанических атипичных структур океанической коры, а также тех процессов, которые происходят в литосфере Земли. Следует отметить, что именно Исландия стала своеобразным испытательным полигоном для отработки гипотезы о мантийных плюмах. Информация о строении литосферы Исландии основывается на результатах геофизических, петрофизических и петролого-геохимических исследований [Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., 1999]. Результаты петромагнитных исследований магматических пород Исландии, изучения структуры и состава ферромагнитных минералов в этих породах, оценки окислительных режимов в исландских магмах публиковались неоднократно [Печерский и др., 1975; Wood D.A., Gibson I.L., 1976; Kristjansson L. 1977, 1985; Becker H. 1980; Муравьева Н.С., и др. 1980; Thy P., 1982, 1983; Трухин и др., 1995; Лыков А.В., 1993]. Однако, остаются неясными многие вопросы условий кристаллизации ферромагнетиков, их стабильности и преобразований для пород различного возраста и состава из различных частей острова, а также соотношения с ранее установленными закономерностями петромагнитных характеристик пород

океанического дна и различных структур, сформированных при значительном влиянии мантийных плюмов [Ozima M., и др. 1974; Marshall M., 1978; Печерский Д.М., и др. 1979, 1981; Гапеев А.К., и др. 1981; Печерский Д.М., Тихонов Л.В., 1982, 1983, 1995; Бретштейн Ю.С., 1988; Furuta T., 1993; Тихонов Л.В., Гапеев А.К., 1993; Тихонов Л.В., 1993; Тихонов Л.В., и др. 1997; Диденко А.Н., и др. 1999].

В Исландии выделяются три возрастных комплекса вулканитов, которые последовательно, без перерывов, сменяя друг друга во времени, образуют эволюционный ряд [Jakobsson, 1972; Saemundsson, 1986]: третичные - миоценовые платобазальты (их возраст от 16 до 3.1 млн. лет); плиоцен-эоплейстоценовые вулканиты (возраст от 3.5 до 0.7 млн. лет); плейстоцен-голоценовые рифтогенные породы западной и восточной неовулканических зон (вулканические породы моложе 0.7 млн. лет). Общей особенностью магматизма Исландии является развитие бимодальной базальт-риолитовой серии пород (кислые составляют около 10 об.%), наличие пород трех петрохимических серий – толеитовой, щелочно-оливиновой и переходной – с высоким содержанием оксидов Fe и Ti (сумма оксидов железа >12 мас.%).

Объектом исследований явились разновозрастные базальты из различных районов Исландии. Всего было изучено 74 образца высокожелезистых, толеитовых, и щелочных базальтов. Места их отбора показаны на рисунке 1.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ИЗУЧЕННЫХ ОБРАЗЦОВ И ФЕРРИМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Для 34 образцов известны данные их химического состава (табл.1). Из них 10 принадлежат к породам щелочно-оливиновой серии ($Na_2O+K_2O >4$ мас.%), 20 – к переходной,

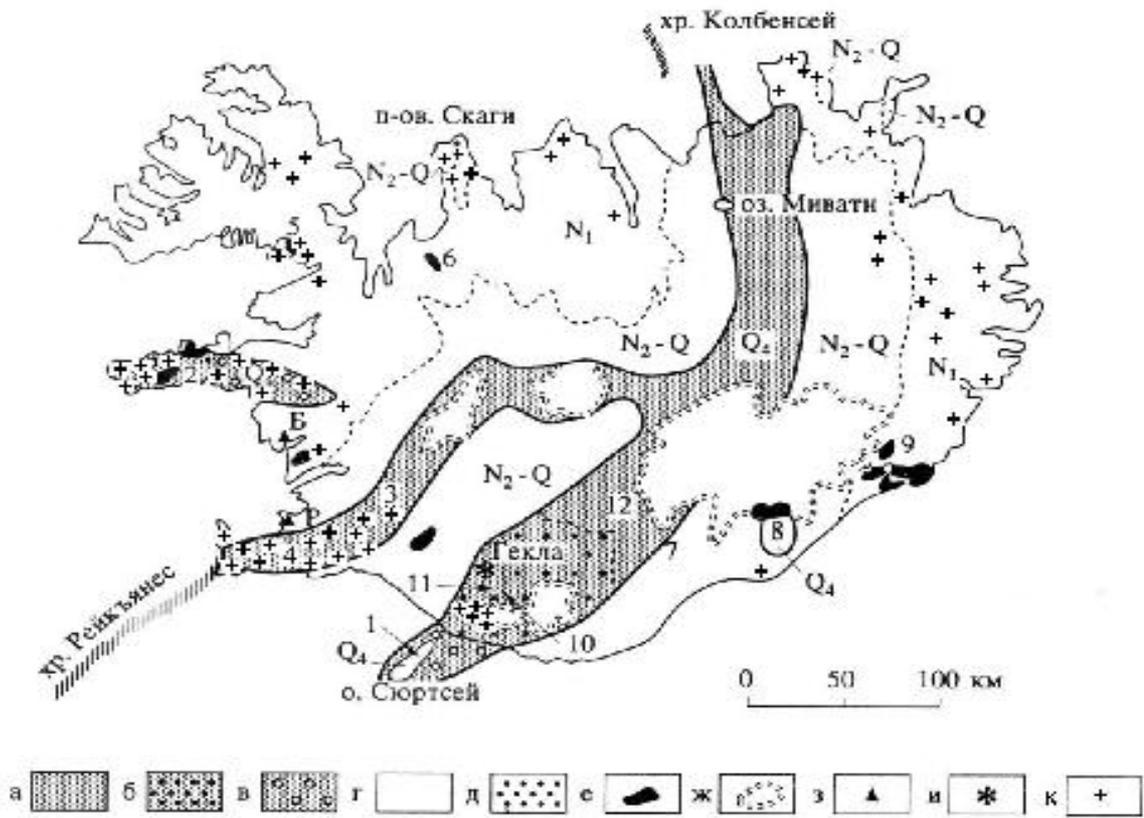


Рис. 1

высокожелезистой. Титанистость базальтов (TiO_2/FeO^* , где $FeO^* = FeO + Fe_2O_3$) коррелирует с содержанием общего железа (FeO^*), особенно для высокожелезистой группы (рис.2а). Сумма оксидов щелочей образуют ареалы, как для толеитов, так и для щелочно-оливиновых базальтов (рис.2б). Содержание MgO в породах отрицательно коррелирует с их титанистостью и кремнеземистостью, а также с суммой щелочей (рис.2в,г). Окисленность базальтов (Fe_2O_3/FeO^*) связана отрицательной корреляцией с величиной alk/Al_2O_3 как для щелочных, так и для толеитовых разновидностей, но практически не зависит от содержания железа, как для высоко окисленных, так и для слабо окисленных пород (рис.3а,б).

По данным исследования образцов методом рентгеноспектрального микроанализа (РСМ) установлено, что основными ферримагнетиками являются титаномагнетиты, гемоильмениты и продукты их изменений в результате распада и окисления. В ряде образцов найдена низкотитанистая хром-глиноземистая шпинель. Характерные формы магматических рудных минералов и структуры их субсолидусного преобразования приведены на рис.4. В результате таких изменений первичных ферримагнетиков формируются полифазные зерна, в значительной мере зараженные диффузионным путем Ca , Si , Al и другими элементами (рис.5). Диффузия

проходит по границам новообразованных фаз и по микродефектам, включая микротрещины. Благодаря этому образуются такие вторичные минералы, как сфен, рутил. При распаде и окислении титаномагнетита формируется ряд феррошпинелей, обедненных титаном, вплоть до практически безпримесного магнетита.

Часто в одном образце обнаруживаются титаномагнетиты переменного состава. Скорее всего, это связано с физико-химическими неоднородностями в кристаллизующейся магме (различная насыщенность флюдами, неоднородность состава флюидов и самой магмы в отдельных зонах расплава). На такую возможность указывают результаты изучения флюидно-расплавных микровключений в минералах магматических пород [Соловова И.П., 2004]. Для измененных гетерофазных зерен первичный состав оценивался при использовании широкого зонда, покрывающего значительную часть площади зерна.

Результаты РСМ показывают следующие особенности состава первичных титаномагнетитов и гемоильменитов. Гистограмма X- ульвошпинелевого компонента (гистограмма строилась с шагом 0,018) в твердом растворе ферришпинели (молярная доля) показывает моды на уровне 0,4, 0,55 и 0,68 (рис.6). Таким составам отвечают точки Кюри

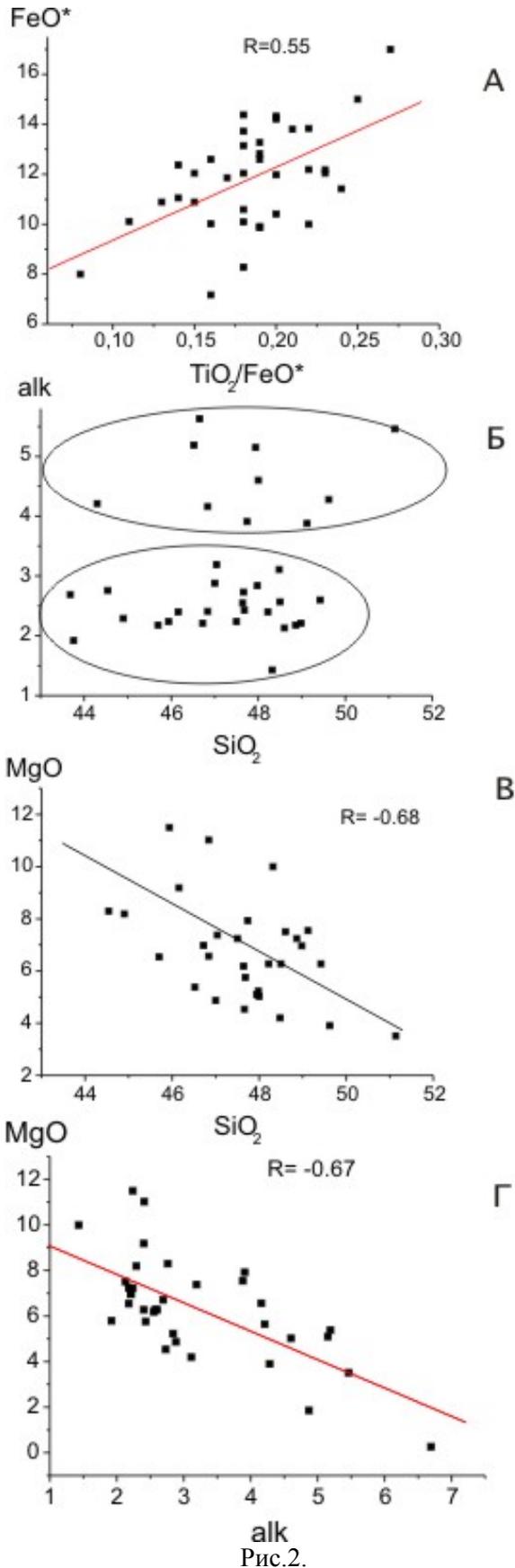


Рис.2.

320, 210 и 110°C без учета содержаний других примесей, общее количество которых не превышает, как правило, 2-4 мас.%.
Сопоставление состава титаномагнетитов с их размером показывает, что более крупные зерна содержат больше ульвошпинелевого компонента

(рис.7а). Однако считать все крупные зерна вкрапленниками, а мелкие - продуктами

(рис.7а). Однако считать все крупные зерна вкрапленниками, а мелкие - продуктами

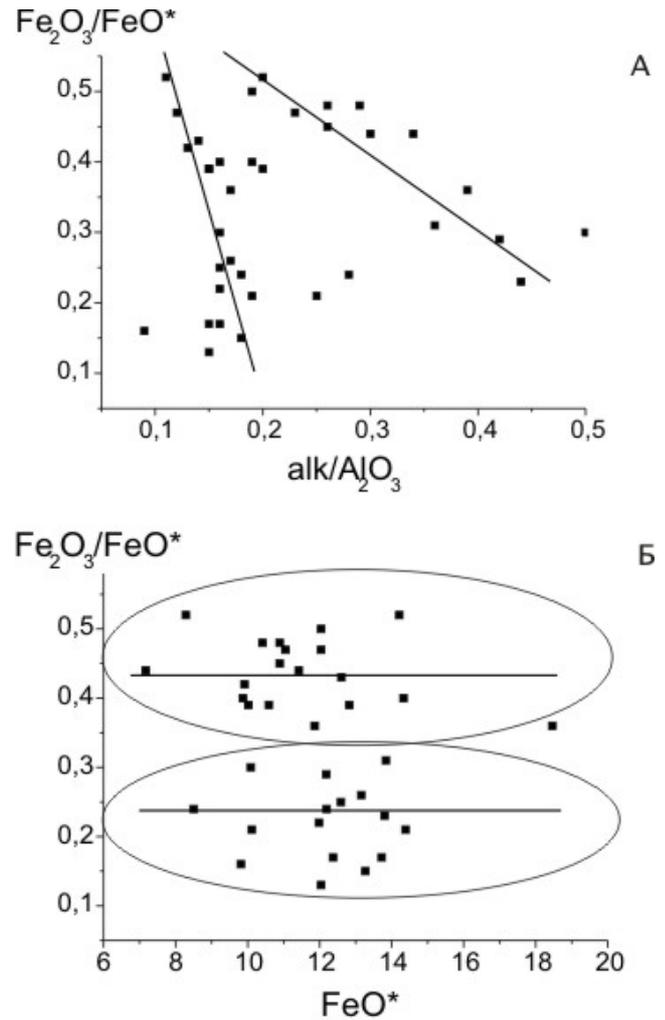


Рис.3.

кристаллизации основной массы не совсем правильно, так как при этом не учитывается возможный процесс фрагментации зерен в магматическом очаге, магматическом канале или в излившейся магме [Bindeman, частное сообщение].

Зерна титаномагнетитов и гемойльменитов по данным РСМ содержат в разных количествах примеси Mg, Al, Mn, Cr. Их концентрация зависит от размера зерна, чем оно мельче, тем больше содержание примесных компонентов (рис.7б,в). Содержание MgO не зависит от концентрации MnO на основном уровне содержания последней (0.3 – 0.8 мас.%). Однако более высокие содержания MnO установлены в зернах с минимальным содержанием MgO – менее 1 мас.%.

В ильменитах, за исключением трех образцов, содержания примесей не превышают в сумме 2-3 мас.%. В миоценовом базальте № 235, юго-восточная Исландия, титаномагнетиты окислены, вторичный ильменит, содержит от 3.8 до 7.7 мас.% MnO при содержании MgO менее 0.5 мас.%. В образцах базальтов № 319 (северо-

РИС 2

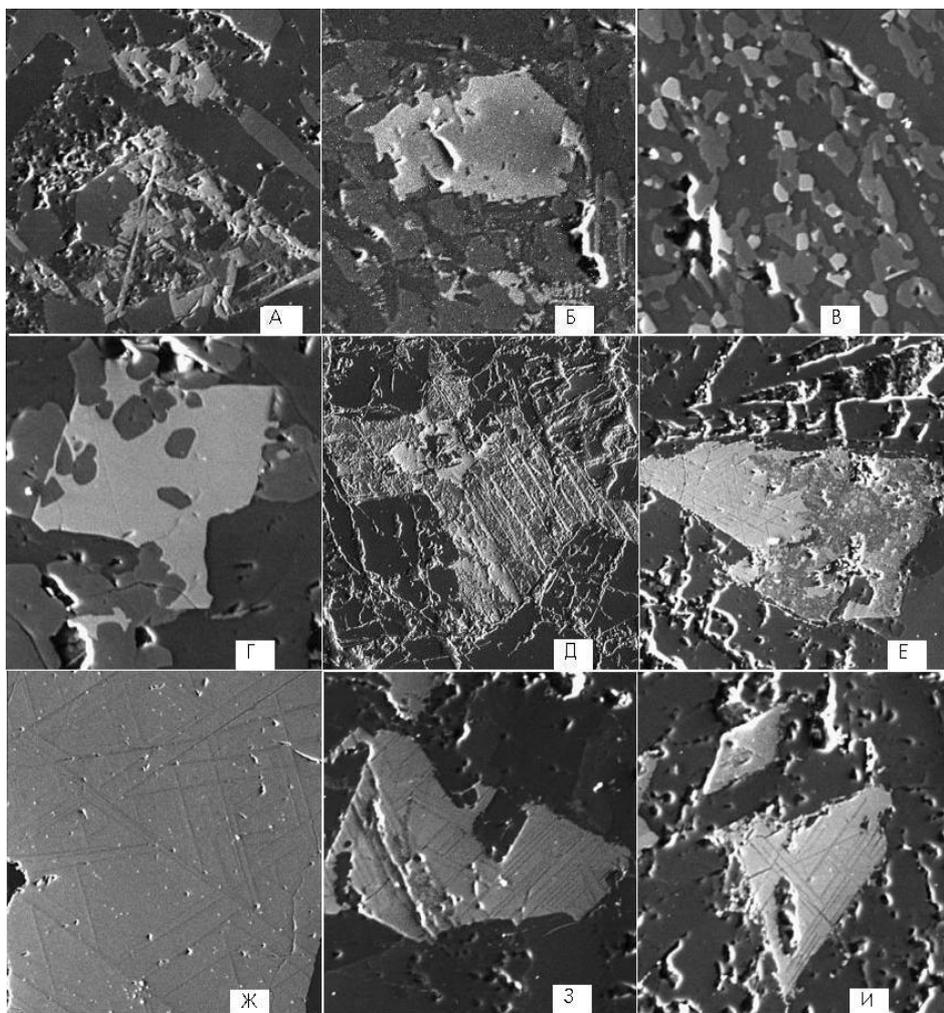


Рис. 4

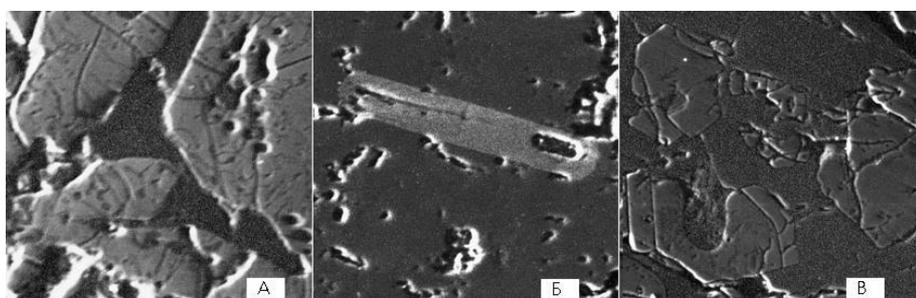


Рис. 5

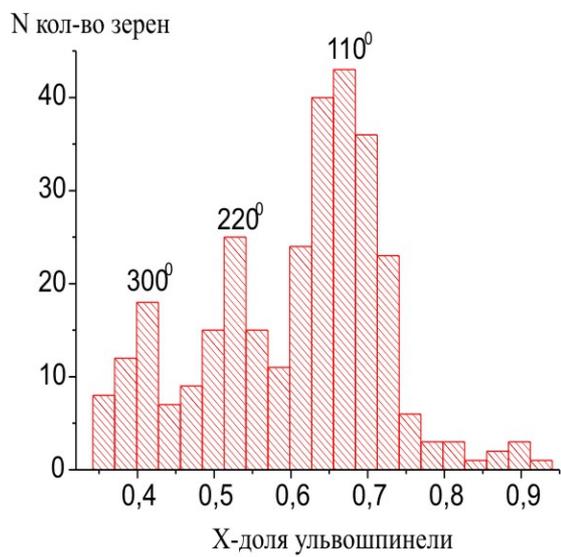


Рис 6

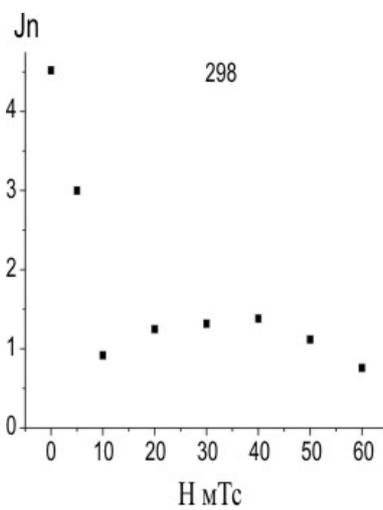


Рис.8

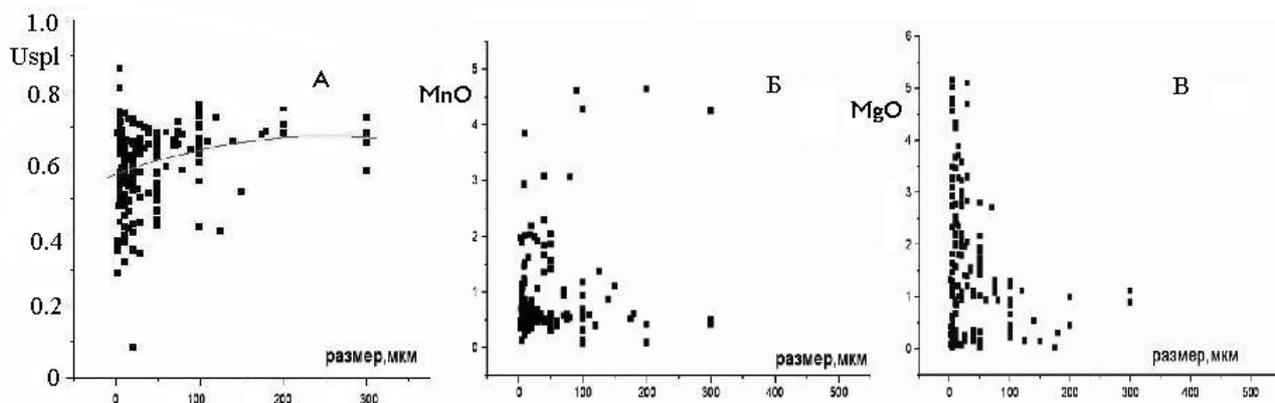


Рис. 7

восток Исландии,) и 392 ильмениты обогащены MgO – более 3 мас. %.

Высокохромовая шпинель найдена в базальтах из неовулканических зон. Встречаются как отдельные зерна с различным содержанием оксидов Cr, Al, Mg, Ti, так и сростания высокохромовой глиноземистой шпинели с крайне низким содержанием TiO_2 с обычным титаномагнетитом (содержание TiO_2 не менее 17 мас. %). Титаномагнетит в ассоциации с хромовой шпинелью отличается повышенными содержаниями MgO и Al_2O_3 . Вопрос особенностей распространения в базальтах Исландии хромовой шпинели и титаномагнетита рассматривался в работах [Thy P., 1982, 1983]. Было показано, что хромовая шпинель встречается в стеклах с $TiO_2 < 2.8$ мас. % и $FeO^*/MgO < 2$; содержание Cr в базальтах не менее 200 ppm. Титаномагнетиты кристаллизуются в расплаве, характеризуемом отношением $FeO^*/MgO > 2.7$, содержание $TiO_2 > 4$ мас. %. Отмечается гетерогенное зарождение хромовой шпинели вблизи растущего кристалла оливина, в этом основная причина неоднородности состава хромшпинели в одной породе. В цитируемой работе также отмечено отсутствие титаномагнетита в тех образцах, где найдена хромовая шпинель. Ильменит обнаружен только в основной массе и не встречен в виде вкрапленника. Как будет видно из приведенных данных настоящего исследования, титаномагнетиты кристаллизуются во всех петрохимических типах пород, а хромовая шпинель во всех случаях ассоциирует с титаномагнетитом.

МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА

Петромагнитные исследования включали измерение и анализ ряда стандартных магнитных характеристик: магнитная восприимчивость (**K**), естественная остаточная намагниченность (**Jn**), отношение Кенигсбергера (**Q**), остаточная коэрцитивная сила (**Hcr**), намагниченность

насыщения (**Js**) и ее остаточная величина (**Jrs**), их соотношение. Для изучения состава магнитных минералов в базальтах проводился терромагнитный анализ: исследовались зависимости **Js** - T° и по ним определялись температуры Кюри. Петромагнитные данные приведены в таблице 2.

Величины безнагревных магнитных параметров данной коллекции мало отличаются от аналогичных характеристик большинства базальтов земной литосферы, как океанских, так и материковых, что предполагает, в общем, единые условия кристаллизации ферромагнитных фракций, присутствующих в них. Корреляционная зависимость между магнитной восприимчивостью и намагниченностью насыщения (в первую очередь концентрация ферромагнетика в базальтах), характеризующая в определенной мере единые условия образования титаномагнетитов в магме, достаточно отчетлива ($R=0.88$). Отношения Кенигсбергера в подавляющем большинстве случаев больше 1, что предполагает преобладание остаточной намагниченности над индуктивной. Однако, встречаются образцы у которых величина **Q** близка к единице или ниже. И таких образцов не мало – 10-15%. Величины остальных магнитных характеристик, как-то: **K**, **Js**, **Jn**, **Hcr** в допустимых нормах, т.е. обычны для базальтов земной литосферы.

Средние значения петромагнитных характеристик четвертичных (Q_4), плиоценовых (PL) и третичных (T) базальтов несколько отличаются друг от друга (таблица 3). У PL и T базальтов наблюдается различие в **Js** - в полтора раза, **Hcr** – в два раза меньше. У Q_4 базальтов по сравнению с PL и T базальтами различие еще больше. **K**- в два раза меньше, **Js** – в полтора-два раза меньше, **Q** - в три раза выше. Причем **Jn** практически одинаковы.

Если отделить высокожелезистые базальты (ВЖ) от остальных третичных (T) базальтов, поскольку большинство ВЖ базальтов приходится на этот возраст, то получается

Таблица 2. Петромагнитные характеристики базальтов Исландии

N	$K \times 10^2$ ед.СИ	J_n , А/м	Q	J_s , Ам ² /кг	Jrs/Js	Hcr мТс	Tc, ⁰ °C	Tc ₂ °C	Jst/Js
Q₄									
10-1	2,63	1,12	1,06	1,82	0,14	13	520		1,14
160	1,02	4,87	11,94	0,78	0,21	17	140		1,09
168	2,24	3,89	4,34	1,10	0,25	8,0	140		1,21
17	0,66	3,86	14,62	0,68	0,22	33	150	540	0,9
258a	1,28	10,18	19,88	0,54	0,24	27	100		1,08
264	0,13	0,70	13,46	0,14	0,10	60	150		1,16
297	1,84	1,94	2,64	0,54	0,15	4,5	135		1,22
298	3,40	0,60	0,44	1,73	0,18	10,5	200		1,16
298a	6,40	1,05	0,41	2,62	0,19	8,8	240	530	0,87
301	0,47	4,25	22,61	0,59	0,22	32,0	250	580	0,93
326	1,76	1,69	2,40	0,63	0,15	3,7	90		1,46
352	0,56	41,39	184,78	0,52	0,22	16,7	220	540	1,43
356	0,72	14,28	49,58	0,67	0,26	12,5	100		1,44
359	0,17	4,38	64,41	0,42	0,31	36,7	220	530	1,13
361	0,52	10,42	50,10	0,42	0,23	15,5	125	500	1,55
363	0,55	6,49	29,50	0,44	0,17	12,5	120	520	1,19
39в	2,28	1,21	1,33	1,66	0,17	17,4	350		1,03
4а	1,44	12,00	20,84	0,73	0,22	27,0	70		3,80
6-21	0,27	19,25	176,96	0,47	0,18	31,5	80		4,82
65	0,74	14,95	50,51	0,73	0,25	13,5	140		1,02
6а 8	0,80	8,77	27,41	0,71	0,21	14	100		1,19
73	3,16	4,36	3,45	1,06	0,15	6,7	110		1,1
87	3,32	3,44	2,59	1,90	0,19	7,5	120	450	0,89
91	0,53	11,82	55,75	0,51	0,28	26,0	250		1,27
Ср.знач	1,61	8,71	28,2	0,94	0,21	16,7	177	510	1,29
PL									
11-11	3,14	4,05	3,22	1,52	0,19	7	160	310	1,09
152	3,45	7,34	5,32	3,10	0,30	51	560		1,01
257a	8,70	9,62	2,76	2,65	0,19	4	350		0,75
278	2,55	10,17	9,97	1,25	0,19	11,8	260	540	1,05
280	0,72	3,29	11,43	0,66	0,14	32,0	560		0,9
283е	0,82	0,94	2,87	0,54	0,18	7	330		1,61
286	1,84	32,60	44,30	1,32	0,25	23,4	220	550	1,02
286в	2,13	31,65	37,15	1,57	0,28	22	230	480	0,98
290	2,96	4,50	3,80	1,12	0,18	5,3	225		1,15
291	1,41	6,70	11,88	0,80	0,26	7,7	140		1,22
310в	7,12	2,95	1,04	3,61	0,14	14,0	570		0,45
312в	3,12	0,92	0,74	1,11	0,16	3,5	260		1,08
317	2,64	8,96	8,48	1,30	0,21	13,5	125		1,75
319							150		1,2
319а	1,28	12,09	23,62	0,90	0,25	7,0	110		1,31

N	$K \times 10^2$ ед.СИ	J_n , А/м	Q	J_s , Ам ² /кг	Jrs/ Js	Hcr мТс	Tc, ⁰ °C	Tc ₂ °C	Jst/Js
321	2,72	1,43	1,31	0,90	0,16	8,0	110		1
323	1,36	1,37	2,52	0,53	0,14	5,0	150	450	1,01
328							250		1
328	2,40	4,50	4,69	1,02	0,18	4,2	140		1,21
330	3,60	31,25	21,7	1,35	0,22	4,0	160		1,09
351	0,54	3,53	16,3	0,67	0,24	43,2	550	400	1,56
60	9,36	7,18	1,92	2,31	0,16	4,5	170		1,17
61	3,81	1,70	1,12	1,43	0,19	7	550		0,84
ср. зн.	3,25	9,3	10,2	1,36	0,19	10,2	270	455	1,06
Т									
144	3,44	1,27	0,92	2,26	0,17	17,0	350	520	0,94
146	2,32	2,83	3,05	1,91	0,26	41,0	530		0,96
147	1,28	0,51	1,00	0,95	0,21	35,0	520		0,93
152	3,45	7,34	5,32	3,10	0,30	51	560		1,01
205	9,10	5,90	1,62	3,66	0,12	10	560		0,99
235	9,71	28,2	7,27	4,77	0,17	16,5	550		0,97
235									
235	9,44	41,8	11,1	5,04	0,15	18,5	560		0,6
241							580		0,97
241									
241	2,96	2,11	1,78	1,27	0,19	4,3	160		0,9
241							340		1,25
243	4,40	0,84	0,48	1,58	0,18	3,0	210		1,1
244	5,04	5,87	2,91	2,42	0,15	8,0	240	500	1,04
247									
247	0,12	0,07	1,46	0,17	0,07	25	150	530	1,02
250	3,44	1,20	0,87	1,82	0,16	9,0	330	460	1,11
264	0,13	0,70	13,46	0,14	0,10	60,0	150		1,16
272	2,78	1,61	1,45	1,16	0,13	10	150	510	0,89
275	1,77	0,60	0,85	0,97	0,14	12	490	600	0,88
276	5,42	7,31	3,37	2,73	0,15	16	350	500	1,12
285	8,80	4,47	1,27	0,65	0,24	13,5	130		1,70
304									
304							230		0,5
316	1,76	10,9	15,5	1,88	0,19	43,5	570		0,91
35-05							350		1,1
392	2,72	6,19	5,69	1,02	0,21	1,5	140	450	0,95
43а	2,58	1,81	1,75	3,11	0,24	51	560		0,8
47	0,04	0,03	1,88	0,17	0,15	32	150	550	1,2
59	0,88	12,1	34,5	1,01	0,19	34,0	560		0,93
62	3,68	20,1	13,6	2,23	0,16	12,0	530		0,91
ср. зн.	3,62	7,65	7,4	1,81	0,18	20,2	360	521	1,01

Примечание: N - номер образца; K - магнитная восприимчивость; J_n - естественная остаточная намагниченность; Q - отношение Кенигсбергера; J_s - намагниченность насыщения; Jrs/Js - отношение остаточной намагниченности к намагниченности насыщения; Hcr - остаточная коэрцитивная сила; Tc₁ - точки Кюри однофазных образцов и низкотемпературной фазы относительно Tc₂; Tc₂ - точки Кюри высокотемпературной фазы; Jst/Js - отношение намагниченности насыщения после нагрева к исходной; ср.зн - среднее значение. Возраст: Q₄ - четвертичные базальты, возраст менее 0.7 млн. лет, PL - плиоцен-эоплеистоценовые породы с возрастом 0.7 - 3.5 млн. лет, T - третичные, миоценовые базальты с возрастом 3.1 - 16 млн. лет.

Таблица 3. Средние петромагнитные характеристики по возрастам

	$K \times 10^2$, ед. СИ	J_n , А/м	Q	J_s , Ам ² /кг	J_{rs}/J_s	$H_{cr, мТс}$	T_c , °С	J_{st}/J_s
Все образцы	2,65	8,15	17,7	1,38	0,19	15,7	308	1,28
Q ₄	1,61	8,71	28,2	0,94	0,21	16,7	177	1,29
PL	3,25	9,30	10,2	1,36	0,19	10,2	270	1,06
T	3,62	7,65	7,4	1,81	0,18	20,2	360	1,01
T-ВЖ	3,03	2,74	6,8	0,99	0,17	20,3	350	1,05
ВЖ	6,42	8,22	4,2	3,12	0,18	16,7	366	0,88

Примечание: Q₄ четвертичные; PL-плиоценовые; T-третичные базальты;

T-ВЖ-третичные минус высокожелезистые базальты; ВЖ-высокожелезистые базальты

Таблица 4. Средние петромагнитные характеристики базальтов, характеризующиеся модальными значениями T_c .

T_c , °С	$K \times 10^2$, ед СИ	J_n , А/м	Q	J_s , Ам ² /кг	J_{rs}/J_s	$H_{cr, мТс}$	J_{st}/J_s
140	1,80	8,69	24,3	0,86	0,20	16,5	1,65
230	2,64	7,00	18,2	1,37	0,21	18,0	1,02
340	4,20	9,66	5,9	2,18	0,16	12,7	0,89

Таблица 5. Значения коэффициентов корреляции между указанными петромагнитными характеристиками для групп базальтов, характеризующиеся модальными значениями T_c

	140 ⁰	230 ⁰	340 ⁰
K-Js	0,87	0,89	0,90
K-H _{cr}	-0,65	-0,75	-0,37
J _n -Q	0,82	0,85	0,41
J _n -J _{rs} /J _s	0,75	0,73	0,31
J _n -H _{cr}	0,63	0,61	0,32

следующая картина (таблица 3): магнитная восприимчивость у четвертичных почти в два раза меньше чем у T-ВЖ базальтов, J_n почти в три раза больше. Еще больше разнятся Q - в четыре раза выше у четвертичных базальтов. Высокожелезистые базальты имеют величины J_s , K в три – четыре раза больше, чем четвертичные, а величины J_n практически одинаковы. На рисунке 8 показано размагничивание J_n переменным полем образца 298. Наблюдается резкий спад J_n в районе 10 мТс, потом небольшой подъем в интервале 30-40 мТс и снова спад. Если один компонент, то такое в принципе невозможно. Такое возможно только при наличии разнонаправленных компонент J_n у базальтов, что наблюдалось в работах [Трухин и др., 1995; Тихонов, Гапеев, 1993]. Возможно, за время жизни тех или иных базальтов с разными T_c в одном

потоке (от 100 до температуры Кюри магнетита) подвергались вторичному разогреву до достаточно высоких температур (порядка 200-250⁰С) и остывали в поле обратной полярности. Нельзя исключить и влияние эффекта самообращения намагниченности при наличии распада ферромагнитных зерен [Грибов, 2004; Трухин и др., 2004].

Температуры Кюри базальтов, полученные в результате терромагнитного анализа и определяющие состав ферромагнетика в них, меняются в широких пределах (от 70 до 580⁰С), от титаномагнетита до магнетита. Примеры зависимостей $J_s - T^0$ и второй производной J_s от T^0 (точки Кюри определяются по второй производной J_s) приведены на рис.9. Из рисунка видно, что имеются как стабильные к нагревам титаномагнетиты (обр. 73), так и

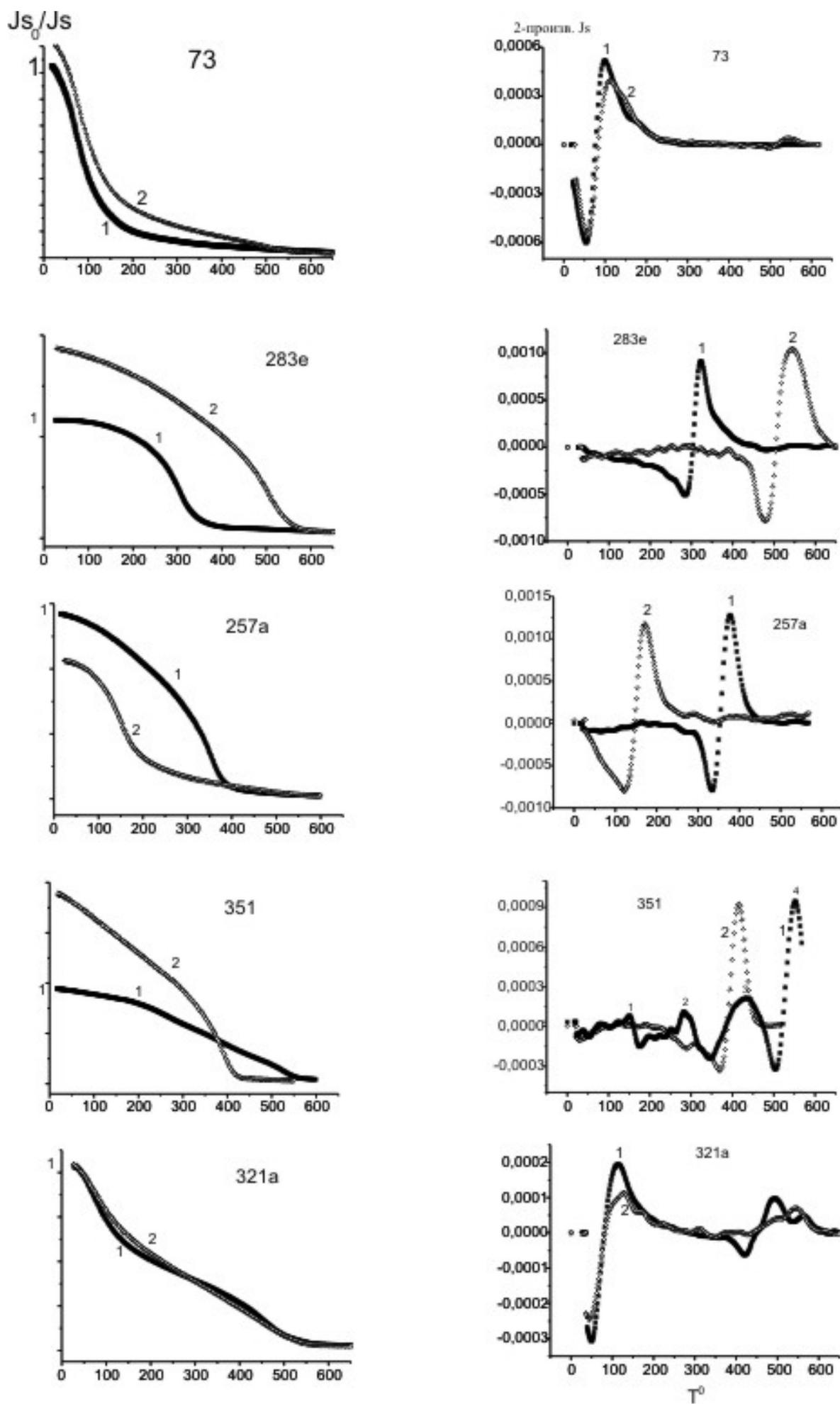


Рис 9

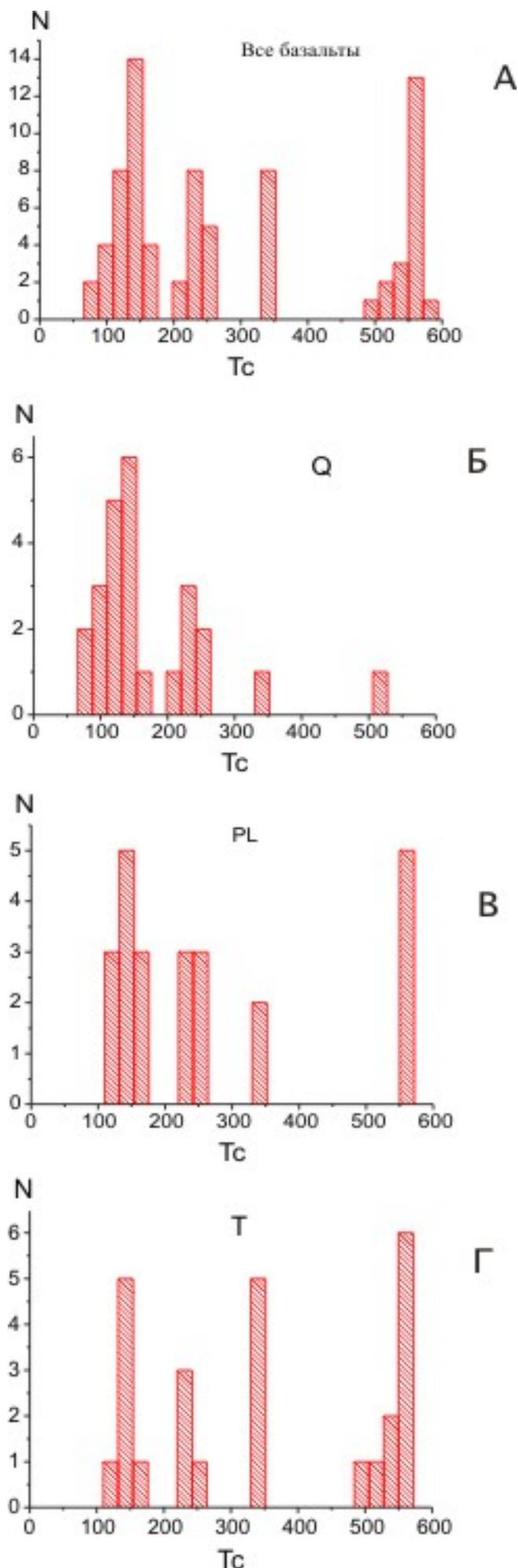


Рис 10

нестабильные (обр. 283е). Для образцов, в которых титаномагнетиты были изменены в результате окисления, точки Кюри увеличиваются и такие зерна оказываются неустойчивыми к нагревам. После нагрева до 600°C нестабильные титаномагнетиты распадаются с выделением магнетита. У обр.257а повторная кривая смещается в сторону уменьшения температур. Это похоже на гомогенизацию распавшихся зерен титаномагнетита. То, что такой процесс идет на воздухе и при достаточно низкой температуре (около 600°C), говорит об очень тонкой структуре распада [Печерский и др., 1981]. Внимание заслуживает обр.351, у которого четыре точки Кюри (в таблице 2 приведена Tc=550°C). Такое встречается не часто. Причем повторная кривая смещается в сторону уменьшения температур, как у обр.257а. Чем хороши вторые производные на них видны все изменения $J_s - T^0$, тогда как на кривой намагниченности насыщения от температуры не всегда можно определить Tc (сравните два графика обр.351). Встречаются и двухфазные кривые (обр. 321а), у которого одна точка Кюри в районе ~120, вторая ~500°C. Следует отметить, что повторная кривая практически повторяет первую, чуть смещен магнетитовый компонент.

Построенные гистограммы распределений Tc (гистограмма строилась с шагом 22°C) выявили наличие четырех модальных значений в районе 140, 230, 340 и 560°C (рис 10а). Причем в четвертичных базальтах (рис.10б) отсутствует мода 340° (исключение один образец 39а). В плиоценовых и третичных базальтах наблюдаются все четыре моды (рис.10в,г). Рассмотрение гистограмм распределений других петромагнитных характеристик показывает следующее (рис 11): **K** - бимодальность в районе 0.8 и 3 x 10² ед.СИ, **Hcr** – бимодальность в районе 12 и 32 мТл, **Jn**, **Q**, **Js**, **Jrs/Js** и **Jst/Js** – практически одномодальны.

Если сгруппировать петромагнитные характеристики по модальным значениям Tc (магнетитовая фаза не учитывается, т.к. она является продуктом распада первичного титаномагнетита) и подсчитать средние значения, то можно наблюдать следующую закономерность (таб.4): с увеличением температур Кюри происходит заметное увеличение магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения, при этом **Jn**, **Jrs/Js** и **Hcr** практически одинаковы. Для моды 340° **Jrs/Js** и **Hcr** чуть ниже. Величина **Q** – убывает с возрастом.

Микронзондовый анализ проводился на установке «САМЕВАХ». Были исследованы все

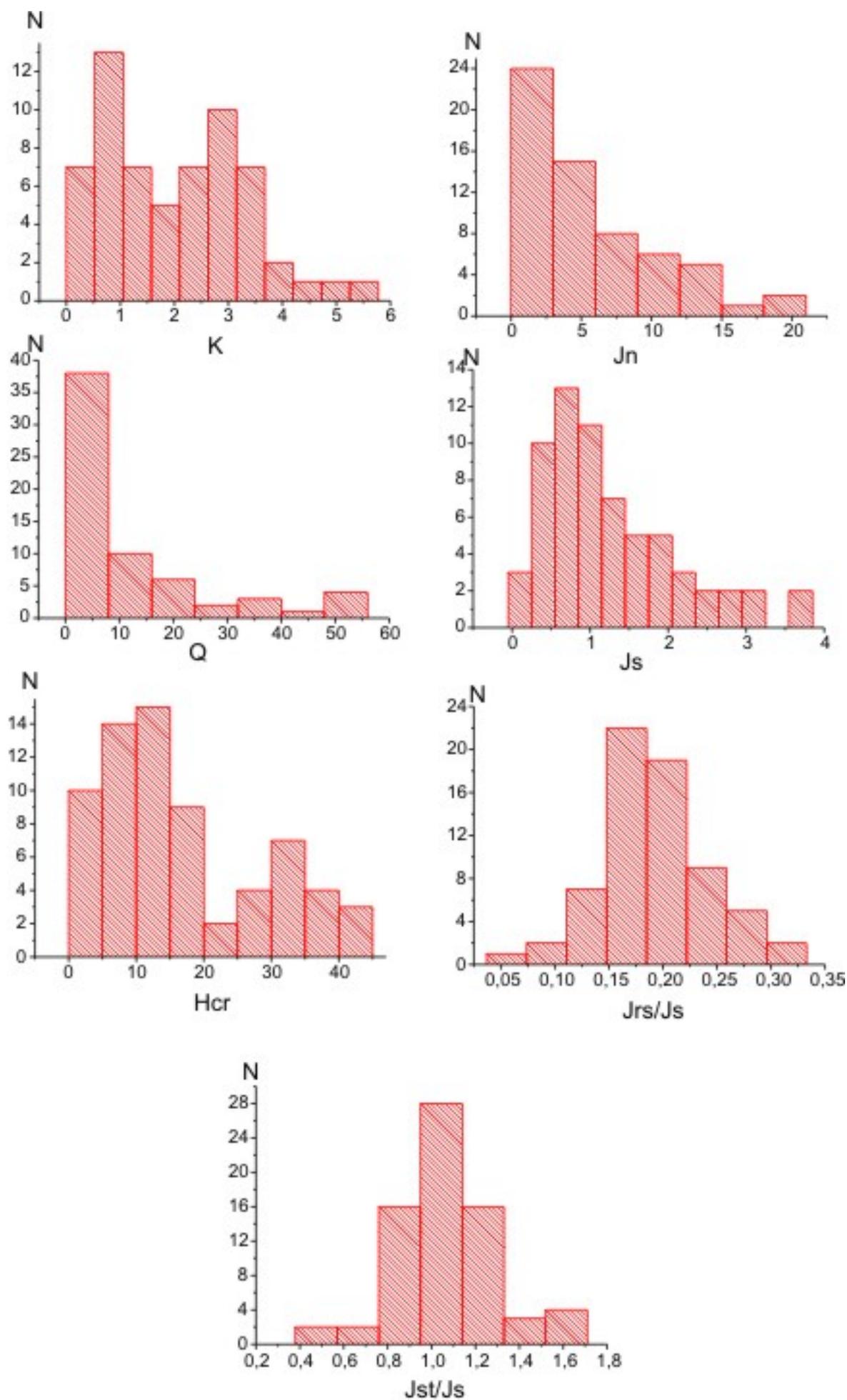


Рис.11

без исключения образцы базальтов, входящих в коллекцию.

Построенная гистограмма распределения отношения TiO_2/FeO^* в титаномагнетитах (гистограмма строилась с шагом 0,018) выявила наличие трех мод совпадающих с некоторым температурным сдвигом (для мод 140, 230 и 340° С по точкам Кюри) в сторону уменьшения (Рис. 12а) с гистограммой распределения температур Кюри. Причину сдвига понять нетрудно. По-видимому, это связано с некоторой окисленностью исходных титаномагнетитов (при окислении температуры Кюри увеличиваются), и что подтверждается визуальными наблюдениями под микроскопом (легкая кородированность зерен, трещиноватость). Нужно отметить, что на гистограмме Q_4 отсутствует мода 340°, тогда как на гистограмме PL и T эта мода присутствует (Рис. 12б,в,г), что согласуется с гистограммой температур Кюри.

Если рассмотреть корреляционные связи в районе модальных значений точек Кюри, то наблюдается следующая картина (табл.5):

А) **K-Js** – обе величины определяются в первую очередь концентрацией, поэтому велики значения R.

Б) **K-Hcr** – отрицательная корреляция. Чем больше напряжены зерна титаномагнетита, тем меньше их магнитная восприимчивость. Это в меньшей степени относится к моде 340°, поскольку зерна титаномагнетита как мелкие, так и крупные.

В) **Jn-Q** – положительная корреляция, для мод 140 и 230° достаточно высокая. Это означает, что основные изменения **Jn** происходят при малых изменениях магнитной восприимчивости **K**, т.е. определяются главным образом размером ферромагнетиков. Электронномикроскопические исследования показывают, что повышенные **Q** и **Jn** характерны для ряда образцов, содержащих относительно мелкие зерна первично магматического титаномагнетита. Однако, измеренные температуры Кюри образцов (по данным термомагнитного анализа) оказываются выше расчетных значений по составу «гомогенного» титаномагнетита. Следовательно, в этом случае зерна фактически являются однофазно окисленными (окисление уменьшает эффективный магнитный объем зерна) и повышенные значения **Q** и **Jn** отражают истинный размер ферромагнетика. Если зерна титаномагнетита образуют конгломерат, то корреляция была бы гораздо меньше, что наблюдается для моды 340°.

Г) **Jn-Jrs/Js** – положительная корреляция. Для мод 140° и 230° корреляция достаточно высокая. Для моды 340° – низкая. Средние значения **Jrs/Js** для мод 140° и 230° – 0.2 и 0.21 соответственно. Значение **Jrs/Js** для моды 340° – 0.16 (табл.4), то есть несколько ниже.

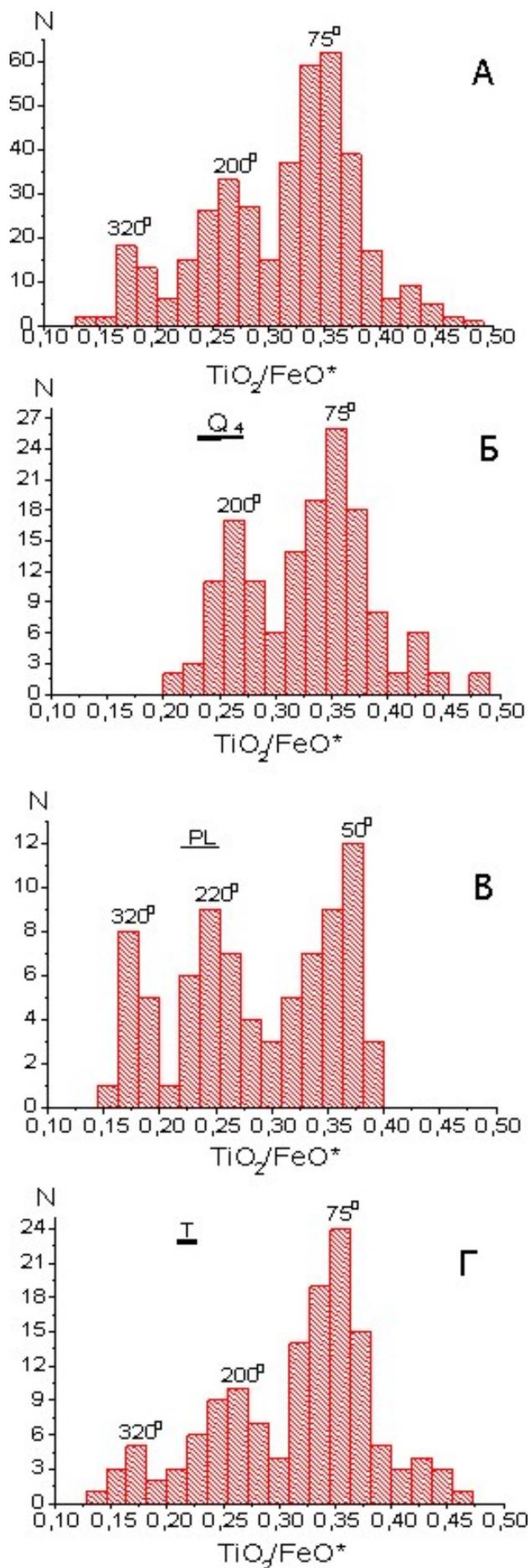


Рис 12

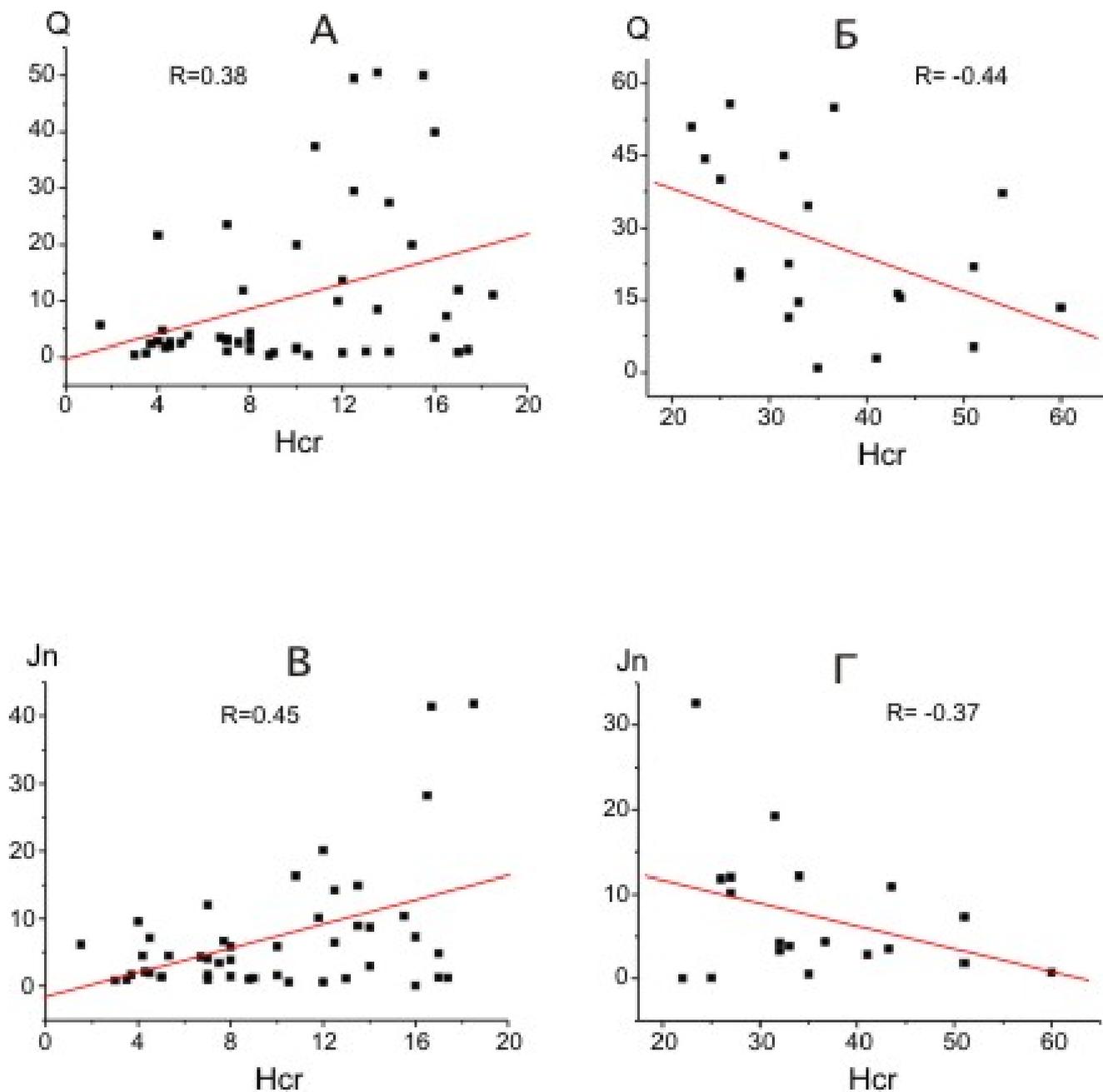


Рис 13

Следовательно, для мод 140° и 230° зерна титаномагнетита преимущественно мелкие, а для моды 340° как мелкие, так и крупные. Отсюда и корреляция меньше. При прочих равных условиях (имеется в виду концентрация титаномагнетита), чем зерна мельче, тем выше естественная остаточная намагниченность и отношение J_{rs}/J_s .

В) J_n - H_{cr} – та же картина, что и в предыдущем случае.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Существование выявленных корреляционных связей между магнитными характеристиками для пород с разными точками Кюри не характерно для базальтов, подвергшихся окислению, когда эффективный магнитный объем зерна дробится на несколько областей, что

приводит к увеличению магнитной жесткости и снижению объемной концентрации носителей намагниченности в породе. Являются ли значения точек Кюри в районе 230 и 340°C результатом окисления или исходными, а может и то и другое, петромагнитный анализ в полной мере ответить не может. Отсутствие моды 340° в четвертичных породах говорит в пользу образования зерен с такой T_c в результате вторичных процессов окисления. Однако, на гистограмме $\text{TiO}_2/\text{FeO}^*$ в плиоценовых и третичных базальтах эта мода существует. Эта проблема различения первичных и вторичных точек Кюри была предметом рассмотрения для базальтов Исландии и других регионов (Печерский и др., 1975).

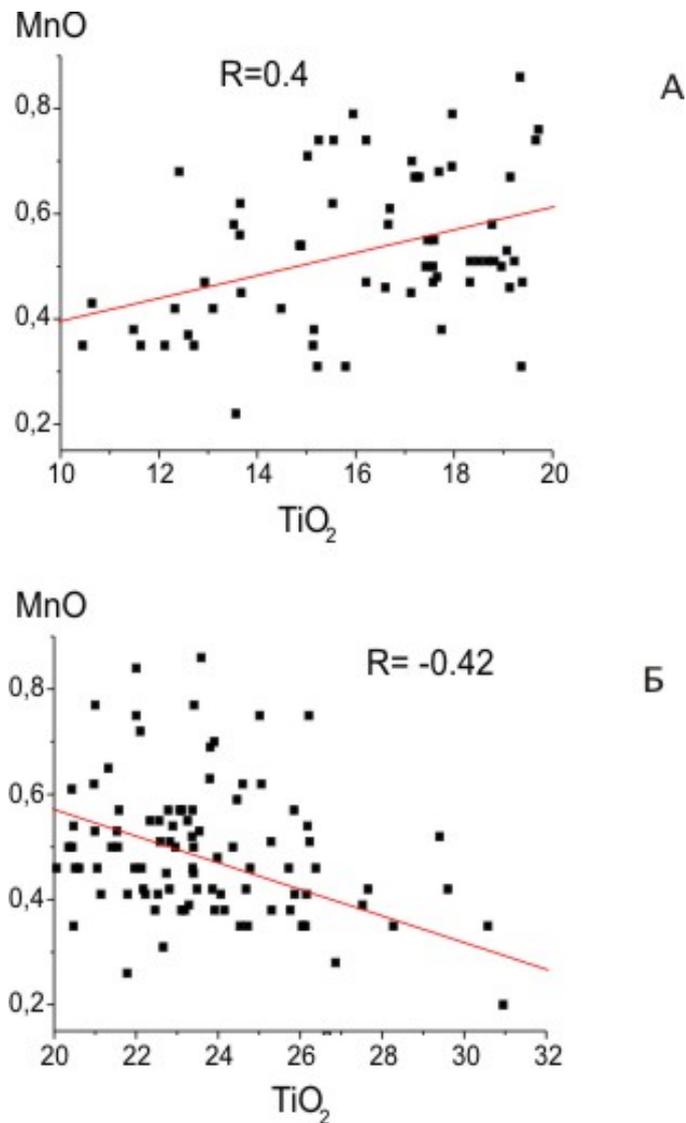


Рис 14

Бимодальность в значениях Hcr определяет неоднозначную связь этой характеристики с другими параметрами. Соответственно разделению параметра Hcr на две группы, на фоне большого разброса, фактор Q прямо коррелирует с Hcr при значениях коэцитивной силы < 20 и отрицательно - с Hcr при значениях > 20 . Такие зависимости установлены между Hcr и Jn (рис.13 а,б,в,г). Вероятно, это связано с начальной стадией окислительного распада, при котором состав шпинельной фазы меняется незначительно, но, в соответствии с взглядами Д.Стренгвэя с соавторами [Strangway et al., 1968], выделяющиеся пластинчатые ламели ильменита делят зерно на достаточно малые участки, подобные единичным доменам. С развитием окислительного распада образуются шпинельные фазы, содержащие все меньше TiO_2 (Tc повышается), и зерно все в большей степени приобретает свойства однодоменных частиц.

Сопоставление составов титаномагнетитов изученных образцов и ранее опубликованных

данных для интрузивных пород Исландии показывает, что шпинели обеих групп характеризуются близкими закономерностями изменчивости составов. При относительно низких содержаниях MnO – для подавляющей части зерен 0.2-1.0 мас.% - вхождение последнего в решетку титаномагнетита как будто положительно коррелирует с содержанием TiO_2 от 10 до 20 мас.%. При более высоких содержаниях TiO_2 наблюдается отрицательная корреляция (рис.14 а,б). Такое поведение согласуется с закономерностями зависимости изменения состава титаномагнетита от размера зерна (рис.7а, б, с). Так же неоднозначно поведение Mn в первичных и окисленных титаномагнетитах в высокожелезистых базальтах [Геншафт, Салтыковский, 1999, рис.47], хотя авторы отмечали только положительную корреляцию между этими компонентами состава. Однако в поведении Mn и Mg разный характер взаимосвязи этих элементов при различных концентрациях был уже тогда выявлен [Геншафт, Салтыковский, 1999, рис.48]. В изученных нами образцах (рис.15) выделяются две группы: первая MgO - 0-1% MnO - 0-2.5%, вторая MgO - 0-6% MnO - 0.3-0.8%. Они перекрываются, т.е. в первом случае, независимо от Mg , титаномагнетиты сильно заражены Mn . Во втором случае – наоборот. Таким образом, вряд ли справедливо полностью отождествлять условия кристаллизации и формирование примесного состава титаномагнетитов в базальтах Исландии и в океанических базальтах, где скоррелированность в содержаниях Ti , Mn , Mg , Al более однозначная [Furuta, 1993].

MgO

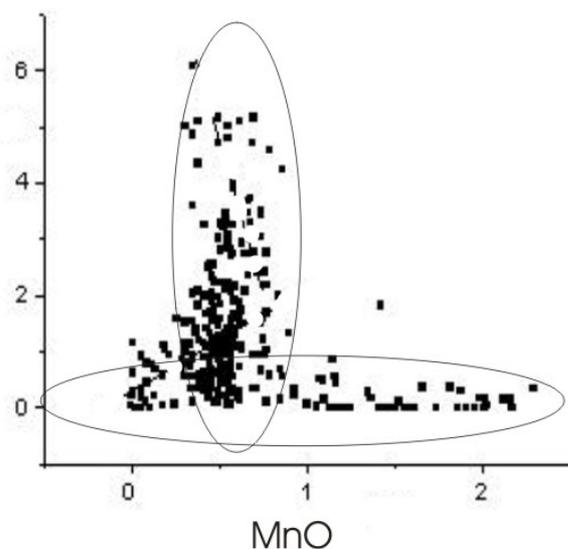


Рис 15

Предполагается, что формирование расплавов в изученном регионе осуществлялось на разных глубинных уровнях [Геншафт,

Салтыковский, 1999]. На основании эмпирической диаграммы [Печерский, Диденко, 1995, рис.1-4], пользуясь данными микронзондового анализа (поскольку лишь только он отражает истинный состав первичного титаномагнетита), мы оценили глубины очагов; соответственно, порядка 65 ± 5 и 45 ± 5 км. Третьей, высокотемпературной моде Тс отвечает глубина ~ 30 км. Последняя величина характерна для подошвы четвертого слоя земной коры Исландии, формирование которого связывают с воздействием мантийного плюма. Возможно, на этой глубине сказывается влияние коры – повышение окислительного потенциала, при котором и начинается основной процесс распада первичных ферромагнетиков еще в субликвидусных условиях.

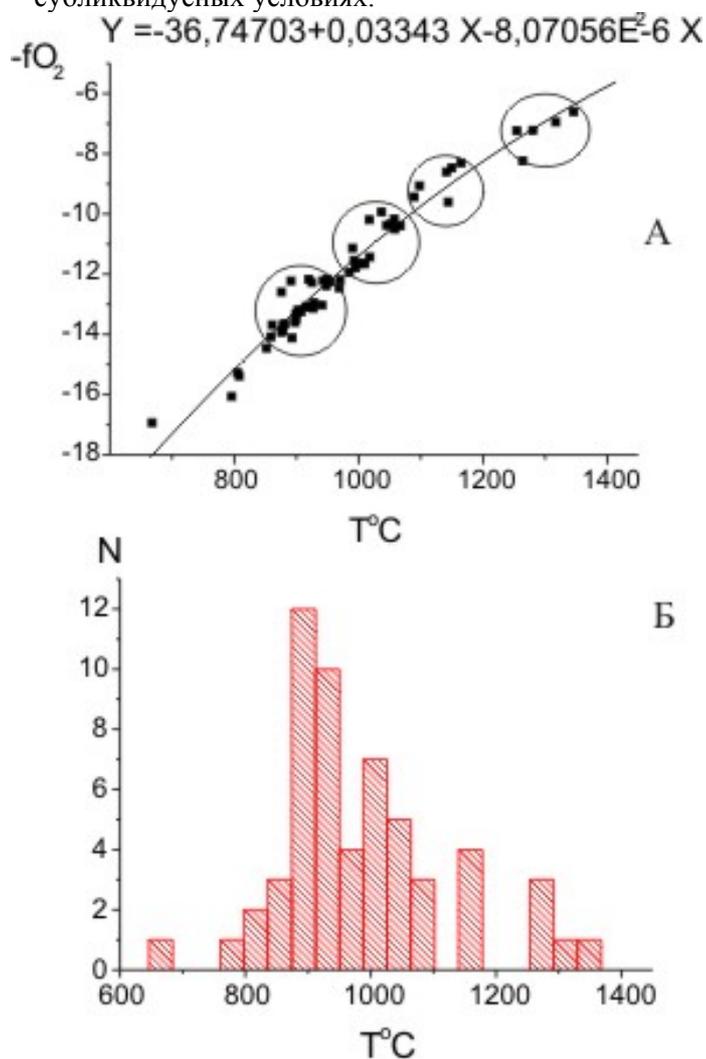


Рис 16

Подобный механизм формирования расплавов на разных глубинных уровнях в районах мантийных плюмов уже предлагался; о. Буве [Диденко и др., 1999], Байкало – Монгольский регион [Тихонов и др., 2003] и о. Тенерифе (Канарские острова) [Тихонов и др., 2004], где наблюдалось модальное распределение

точек Кюри и отношения TiO_2/FeO^* в титаномагнетитах. Следовательно, полученный результат имеет не региональное, а глобальное значение, и этот факт, в какой-то мере, может служить характерным признаком магматизма под влиянием мантийных плюмов.

По данным составов сосуществующих титаномагнетитов и гемоильменитов определены $T-fO_2$ условия кристаллизации базальтовых магм Исландии (рис.16а). Использован геотермооксометр [Anderson D.J., Lindsley D.H., 1985]. В интервале температур $1300 - 800^\circ C$ окислительные условия близки к буферу QFM. Полученные соотношения $T - fO_2$ близки к установленным для лав современных извержений на островах Хэймей и Сюртсей [Thy, 1983], к субликвидусным и субсолидусным условиям кристаллизации рудных минералов в ферробазальтах и интрузивных пород Исландии [Геншафт, Салтыковский, 1999], а также в кислых, средних и щелочно-оливиновых базальтах [Муравьева и др., 1980]. По данным [Муравьева и др., 1980; Кадик и др., 1989] исландские толеиты начинают кристаллизоваться ($T \sim 1300-1250^\circ C$) в значительно более восстановительных условиях, между буферами WM и IW. Как видно на рис.16а, вблизи ликвидусных температур летучесть кислорода в базальтах практически соответствует буферу QFM, при этом самые высокие температуры сосуществующих пар титаномагнетит-гемоильменит получены для высокожелезистых толеитовых базальтов. По данным разных авторов [Исландия..., 1978, с.53], “кристаллизация расплавов риолит-базальтовых серий Исландии протекает в условиях, для которых летучесть кислорода соответствует буферу QFM”. Отмечаемые различия в оценках летучести кислорода носят принципиальный характер, так как определяют, по существу, способы образования различных по кислотности, щелочности и железистости магм. В работах [Муравьева и др., 1980; Кадик и др., 1989] обосновывается кристаллизационная дифференциация как основной путь формирования указанных выше расплавов из исходной толеитовой магмы. Не имея возможности в данной работе подробно рассмотреть все данные в пользу иных точек зрения, тем не менее, отметим, что нельзя исключить возможность независимого, самостоятельного образования существующих в Исландии петрохимических типов магм. На это, возможно, указывают и приведенные однотипные оценки буферных условий кристаллизации всех изученных разновидностей базальтов.

Для $T - fO_2$ параметров устанавливается полимодальное распределение: для температуры ($^\circ C$) и для летучести кислорода ($lg fO_2$),

соответственно, ~1300 и -7, 1150 и -9, 1050 и -11, 900 и -13 (рис.16б). Этим модам соответствует полимодальность точек Кюри и содержаний ульвошпинели в твердом растворе титаномагнетита. Очевидно, кристаллизация титаномагнетита начинается вблизи ликвидуса базальтовых магм, формируются вкрапленники, что подтверждается электронно-микроскопическими и петрографическими наблюдениями. Значительная часть кристаллизуется в виде мелких зерен в основной массе, в том числе вблизи солидуса. В области температур 600–1100°C в базальтах Исландии ферримагнетиты кристаллизуются в условиях летучести кислорода на 0.5 – 1 порядок более высокой, чем в базальтах Монголии [Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., 2004].

ВЫВОДЫ

Полученные петромагнитные и микронзондовые данные позволяют установить следующие особенности:

1. Составы титаномагнетитов и петромагнитные характеристики базальтов Исландии характеризуются полимодальным распределением, отражающим как процессы окислительного распада феррошпинелей, так и различные условия их кристаллизации.

2. Отсутствие моды $T_c \sim 340^\circ\text{C}$ для четвертичных базальтов свидетельствует, по

видимому, об отличии окислительного распада титаномагнетитов в этих породах, по сравнению с третичными.

3. С повышением содержания титана в титаномагнетитах увеличивается степень однофазного окисления. Это связано с тем, что в высокотитанистых титаномагнетитах количества двухвалентного железа больше, чем в низкотитанистых.

4. Наличие полимодальности в точках Кюри и составах титаномагнетитов может свидетельствовать о наличии разноглубинных магматических очагов, формирующихся под воздействием мантийного плюма.

5. Характерной особенностью в базальтах мантийных плюмов является повышенное количество хрома. Такое наблюдалось и в вулканиках мантийных плюмов о. Буве, островов Зеленого Мыса, Байкало-Монгольского региона [Диденко и др., 1999; Тихонов и др., 1997; Тихонов и др., 2003]. По-видимому, это связано с определенной спецификой формирования расплавов в мантийных плюмах.

Авторы выражают искреннюю признательность Д.М.Печерскому за внимательное прочтение рукописи и исключительно полезные замечания.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 03-05-64078.