

## О ПЕРЕМАГНИЧИВАНИИ МЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ТОЛЩ КАМЧАТКИ И ЮГА КОРЯКИИ

*Д.В. Коваленко, Е.Е. Чернов*

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва*

Проведены петромагнитные исследования перемагниченных и аналогичных неперемагниченных пород Камчатки и юга Корякии. Их сравнение показало, что по петромагнитным характеристикам перемагниченные и неперемагниченные толщи практически не отличаются. Практически во всех исследованных перемагниченных толщах, за исключением некоторых толщ Малкинского выступа, не выявлены признаки химического и термоостаточного перемагничивания. Предположение о термовязком перемагничивании толщ объясняет отсутствие следов формирования большой концентрации новых магнитных минералов, сильной термической проработки пород и однокомпонентную послескладчатую намагниченность толщ с различными магнитными минералами (магнетит и гематит). Но при такой интерпретации трудно объяснить длительное существование источника тепла, необходимого для прогрета пород до 200–300°C.

**Ключевые слова:** палеомагнетизм, вторичная намагниченность, петромагнитные характеристики, мел, палеоген, Камчатка, Корякия.

### ВВЕДЕНИЕ

Накопленные в настоящее время палеомагнитные данные показывают, что в геологических структурах различных геологических блоков часто участвуют толщи, первичная намагниченность которых частично или полностью замещена более поздней намагниченностью. Такие породы широко распространены в геологических структурах разного возраста, на разных стадиях их тектонического развития. Ареалы перемагничивания пород часто простираются на большие расстояния. Очевидно, что перемагничивание пород является следствием каких-то глобальных физических и геологических процессов, знание которых важно для понимания закономерностей развития земной коры. В этой связи, мы провели исследования проблемы перемагничивания толщ Камчатки и юга Корякии.

В настоящее время районы Камчатки и юга Корякии достаточно детально исследованы палеомагнитным методом [6–15, 18–20, 24, 25]. Естественная остаточная намагниченность исследованных геологических комплексов имеет различную природу – намагниченность некоторых комплексов включает только одну доскладчатую компоненту, намагниченность других состоит из нескольких доскладчатых и послескладчатых компонент, намагниченность еще ряда толщ характеризуется только присутствием послескладчатых компонент. Послескладчатые вторич-

ные компоненты намагниченности встречаются в толщах Камчатки и юга Корякии не реже, чем доскладчатые, и характеризуются высокой устойчивостью к температурной чистке и широким спектром блокирующих температур, часто до точек Кюри магнетита и гематита. В большинстве палеомагнитных работ анализировались в основном доскладчатые компоненты намагниченности, вопросы же о природе вторичной намагниченности незаслуженно игнорировались. В этой работе мы провели анализ структурного положения перемагниченных и неперемагниченных толщ на Камчатке и юге Корякии, сравнение палеомагнитных и петромагнитных характеристик перемагниченных и аналогичных неперемагниченных пород, а также анализ петромагнитных и палеомагнитных параметров перемагниченных в виде единого пакета тектонических чешуй толщ разного генезиса, имеющих важное значение для решения поставленной проблемы.

### СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ И НЕПЕРЕМАГНИЧЕННЫХ ТОЛЩ

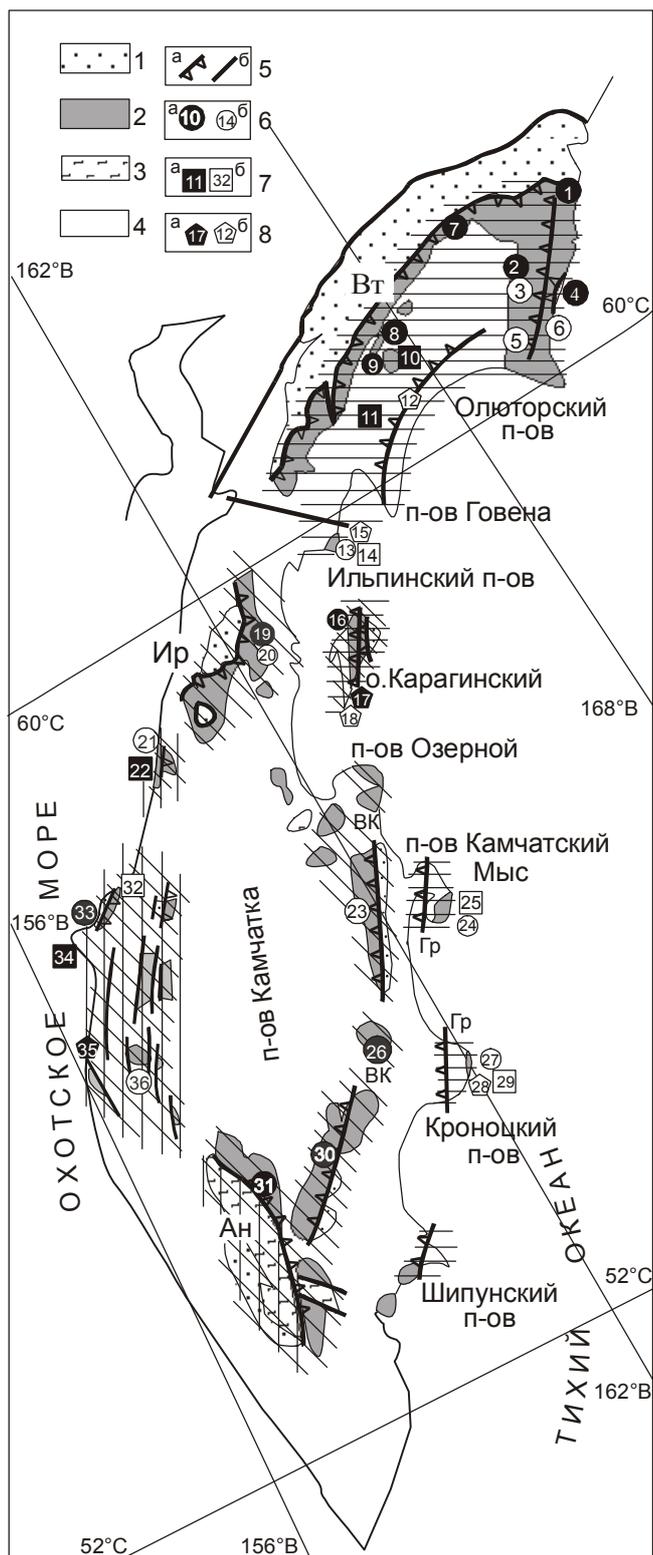
Вторичная намагниченность горных пород Камчатки и юга Корякии характеризуется разными спектрами блокирующих температур. Многие из них уничтожаются при нагревах до 200–300°C и, вероятно, имеют вязкую природу. В данной работе нас интере-

суют относительно устойчивые к размагничивающим факторам компоненты, поэтому перемагниченными будем называть породы, вторичная намагниченность которых сохраняется при нагревах не менее чем до 450–500°C. Неперемагниченными названы породы, обладающие доскладчатой намагниченностью, вторичные компоненты намагниченности которых “счищались” при температуре не более 200–300°C. Структурное положение перемагниченных и неперемагниченных толщ наиболее четко видно на юге Корякии. Здесь широкая полоса перемагниченных пород занимает внутреннее по отношению к побережью положение и протягивается вдоль крупного Ватынского тектонического покрова, имеющего коллизионную природу (рис. 1). Перемагничиванию подверглись пакеты тектонически совмещенных надвиговых пластин и чешуй, сложенных породами разного генезиса (лавы, туффиты, флиш, красные яшмы, кремни), сформированных в различных геодинамических обстановках. Практически все породы перемагничены полностью, доскладчатые компоненты намагниченности в них не были выделены вообще. Большинство направлений вторичной намагниченности из этой полосы перемагничивания близки к направлению современного магнитного поля Земли для этого района или полю, обратному ему (табл.). Следовательно, перемагничивание толщ, скорее всего, происходило после главных этапов деформаций в районе юга Корякии.

На Камчатке четкой приуроченности перемагниченных пород к какой-либо геологической структуре не наблюдается. Но также можно отметить, что большинство вторичных компонент намагниченности формировались после главных этапов деформаций пород Камчатки (табл.).

**Рис. 1.** Положение перемагниченных и неперемагниченных толщ в структуре Камчатки и юга Корякии.

1 – Хозгонско-Лесновско-Укеляятский флишевый пояс; 2 – поздне меловые островодужные толщи; 3 – выступы метаморфического фундамента; 4 – районы распространения кайнозойских толщ; 5 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – субвертикальные; 6–8 – перемагниченные (а) и неперемагниченные (б) толщи поздне мелового (6), палеоценового (7) и эоценового возраста (8). Цифры показывают различные районы, где проводились палеомагнитные исследования: 1 – бухта Анастасии [10]; 2, 3 – бассейн р. Ничакваям [7]; 4 – мыс Витгенштейна [7]; 5 – бассейн р. Бурной [10]; 6 – м. Вулканический [10]; 7 – верховья р. Апуки [18]; 8, 9 – хр. Майны-Какыйне [8]; 10 – Ивтыгинский хребет [8]; 11 – бассейн р. Хатапваям [8]; 12 – хр. Малиновского [8]; 13–15 – Ильпинский п-ов [6]; 16–18 – о. Карагинский [12, 14]; 19, 20 – Камчатский перешеек [15]; 21, 22 – устье р. Паланы [14]; 23 – хр. Кумроч [25]; 24, 25 – п-ов Камчатский мыс [24]; 26 – хр. Тумрок [24]; 27–29 – Кроноцкий п-ов [24]; 30 – Валагинский хребет [20]; 31 – Малкинский выступ [13]; 32, 33 – хр. Омгон [19]; 34 – Утхолокский п-ов [14]; 35 – м. Омбон [19]; 36 – бассейн р. Тихой [19].



Горизонтальная штриховка – области миоценовой складчатости, косая – раннеэоценовой, вертикальная – поздне меловой. Наложение разных штриховок свидетельствует о том, что в этих районах проявлены несколько этапов деформаций пород.

Таблица. Характеристики послескладчатой намагниченности толщ Камчатки и юга Корякии.

N	Возраст	Тест	D <sub>g</sub>	I <sub>g</sub>	K <sub>g</sub>	$\alpha_{95g}$	D <sub>s</sub>	I <sub>s</sub>	K <sub>s</sub>	$\alpha_{95s}$	ДФ
1a	K <sub>2</sub> cp-m	F-	31	-79	19	5	43	4	14	6	С 30
1б	K <sub>2</sub> cp-m	F-	282	-77	32	4	203	-24	2	13	С 25
2	K <sub>2</sub> st	F-	321	-57	22	5	86	-33	10	8	С 45
4a	K <sub>2</sub> st-m	F-T-	171	54	12	7	311	32	2	19	С 55
4б	K <sub>2</sub> st-m	F-T-	14	70	14	7	348	-26	1	24	0
7	K <sub>2</sub> cp-d	F-	направление не рассчитывалось								
8	P <sub>1</sub>	T-	32	-59	10	14	91	-71	10	14	С 50
9	P <sub>1</sub>	T-	310	-45	13	14	322	-23	14	14	ССЗ 60
8,9	P <sub>1</sub>	F-T-	56	78	9	9	100	58	5	12	0
10	P <sub>1</sub>	T-	227	-46	11	15	161	-38	10	15	З 40
11	P <sub>1</sub>	F-	196	-86	14	6	136	-32	10	7	С 20
16a	K <sub>2</sub>	F-T-	170	-62	36	7	223	-10	8	15	0
16б	K <sub>2</sub> cp-m	F-T-	302	-30	9	7	314	2	6	9	ЗСЗ 60
17	P <sub>2</sub>	R-T-	299	68	12	11	313	53	10	12	0
19	K <sub>2</sub> cp-m	F-	347	69	17	7					0
22	P <sub>1</sub>	F-T-	203	-86	12	15	225	-71	8	19	0
26	K <sub>2</sub> cp-m	F-	направление не рассчитывалось								
30	K <sub>2</sub> cp-m	F-	направление не рассчитывалось								
31a	K <sub>2</sub> cp-m	F-	350	71	29	4	343	-13	14	6	0
31б	MZ	F-	231	48	10	10	11	67	6	12	ЮЗ 60
31в	PZ-MZ	F-	52	66	18	7	43	11	12	8	0
31г	PZ-MZ	F-	335	85	40	5	326	1	23	7	0
31д	MZ	F-	314	48	37	7					Ю 20
31е	PZ-MZ	F-	56	64	32	6	45	2	22	7	З 10
31ж	MZ	F-	75	60	19	8	79	16	14	10	З 15
31з	K <sub>2</sub> cp-m	F-	327	54	20	4	359	-3	11	6	0
31и	K <sub>2</sub> cp-m	F-	8	72	19	7	41	13	12	9	0
33a	K <sub>2</sub>	F-	231	-74	29	8	312	-57	11	13	0
33б	K <sub>2</sub>	T-	260	-21	37	8	191	-58	39	8	З 69
34a	P <sub>1</sub>	F-	41	74	76	4	73	76	24	7	0
34и	P <sub>1</sub>	F-	79	67	41	6	62	46	2	24	0
35	P <sub>2</sub>	F-	174	-38	29	7	185	-60	22	8	Ю 37

Примечание. 1 – Бухта Анастасии [10]: (а) – позднемиоценовые базальты, красные яшмы, кремни, осадки, сформированные в условиях окраинного моря, (б) – позднемиоценовые островодужные туфы; 2 – меловые океанические базальты в бассейне р.Ничакваам [7]; 4 – эоценовый флиш в районе м. Витгенштейна, (а) и (б) – разные послескладчатые компоненты намагниченности [7]; 7 – верховья р. Алука, позднемиоценовые островодужные туфы [18]; 8–9 – хр. Майны-Какыйне, позднемиоценовые островодужные туффиты [8]; 10 – Ивтыгинский хребет, позднемиоценовые туфы, туффиты [8]; 11 – бассейн р. Хатапваам, раннекайнозойские песчаники, алевролиты, карбонатные конкреции, туффиты [8]; 16,17 – о. Карагинский, позднемиоценовые туфы, туффиты (16) [12], среднеэоценовые туфы (17) [14]; 19 – позднемиоценовые окремненные туффиты [15]; 22 – устье р. Паланы, палеоэоценовые песчаники [14]; 26 – хр.Тумрок, позднемиоценовые базальты [24]; 30 – Валагинский хр. [20]; 31 – Малкинский выступ, а – позднемиоценовые островодужные туфы, б – меловые океанические базальты, в – амфиболиты андриановской свиты, г – амфиболиты колпаковской свиты, д – габбро, е – гнейсы, ж – зеленые сланцы [13]; 33 – хр.Омгон, меловой флиш [19]; 34 – п-ов Утхолок, палеоэоценовые лавы и туфы [14]; 35 – мыс Омбон, эоценовые лавы, окраинно-континентального генезиса [20].

N – номер палеомагнитного направления на рис.3; D, I, K,  $\alpha_{95}$  – склонение, наклонение, кучность и угол доверия. Символы g и s обозначают современную и древнюю системы координат соответственно; F – отрицательные результаты теста складки, T – движение вектора  $J_{nt}$  по дуге большого круга при “чистке” компоненты, R – отрицательный тест обращения. ДФ – направление и угол отклонения векторов послескладчатой намагниченности от поля перемагничивания. Например, С 45 соответствует отклонению вектора намагниченности на север на 45°.

## ПЕТРОМАГНИТНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНЫХ ПРИЧИН ПЕРЕМАГНИЧИВАНИЯ

### Объекты исследования

Для исследования проблемы перемагничивания пород Камчатки и юга Корякии нами были изучены перемагниченные и для сравнения неперемагниченные позднемиоценовые вулканогенные островодужные толщи, широко распространенные в структуре Камчатки

и юга Корякии, и палеоэоценовые осадочные комплексы пород, обнажающиеся на юге Корякии. Мы считаем, что такое сравнение может быть корректным, так как, по мнению большинства исследователей, островодужные толщи формировались в позднем мелу в условиях одной островной дуги (Озерновско-Валагинская [1] или Олюторская [2, 3, 21]) и имеют общую тектоническую историю, а осадочные породы накапливались в пределах единого небольшого бас-

сейна (Ильпинско-Пахачинский прогиб [21]). Среди островодужных комплексов в качестве перемагниченных объектов были выбраны толщи хребта Майны-Какыйне (8 и 9 на рис. 1 и в табл.) и Малкинского выступа (31 на рис. 1 и 31а в табл.), намагниченность которых представлена только послескладчатыми компонентами, и толщи о.Карагинского (16 на рис. 1 и в табл.), в намагниченности которых выделяются послескладчатые компоненты, сохраняющиеся до 500°C. Неперемагниченные толщи изучались в бассейне р.Бурной (3 на рис. 1), в районе мыса Вулканического (6 на рис.1), на Камчатском перешейке (20 на рис. 1) и в хр.Кумроч (23 на рис. 1). В их намагниченности либо отсутствуют послескладчатые компоненты, либо они низкотемпературные, направлены по современному полю Земли и, скорее всего, связаны с вязким перемагничиванием.

Перемагниченные осадочные толщи исследовались в центральной части Ильпинско-Пахачинского прогиба (11 на рис. 1 и табл.), неперемагниченные – в его южной части (14, 15 на рис. 1).

#### Методы исследования

В настоящее время наиболее распространены три типа процессов перемагничивания, которые могут привести к полному уничтожению первичной намагниченности и к формированию новых, устойчивых к размагничивающим воздействиям компонент намагниченности: 1) сильный прогрев пород и приобретение ими термоостаточной намагниченности; 2) химическое преобразование пород с формированием новых магнитных минералов (обычно чистого магнетита или гематита) и 3) термовязкое перемагничивание, протекающее при низких температурах в течение длительного времени.

Для выяснения, с каким из этих процессов связано перемагничивание толщ Камчатки и юга Корякии, мы провели следующие исследования перемагниченных и неперемагниченных толщ:

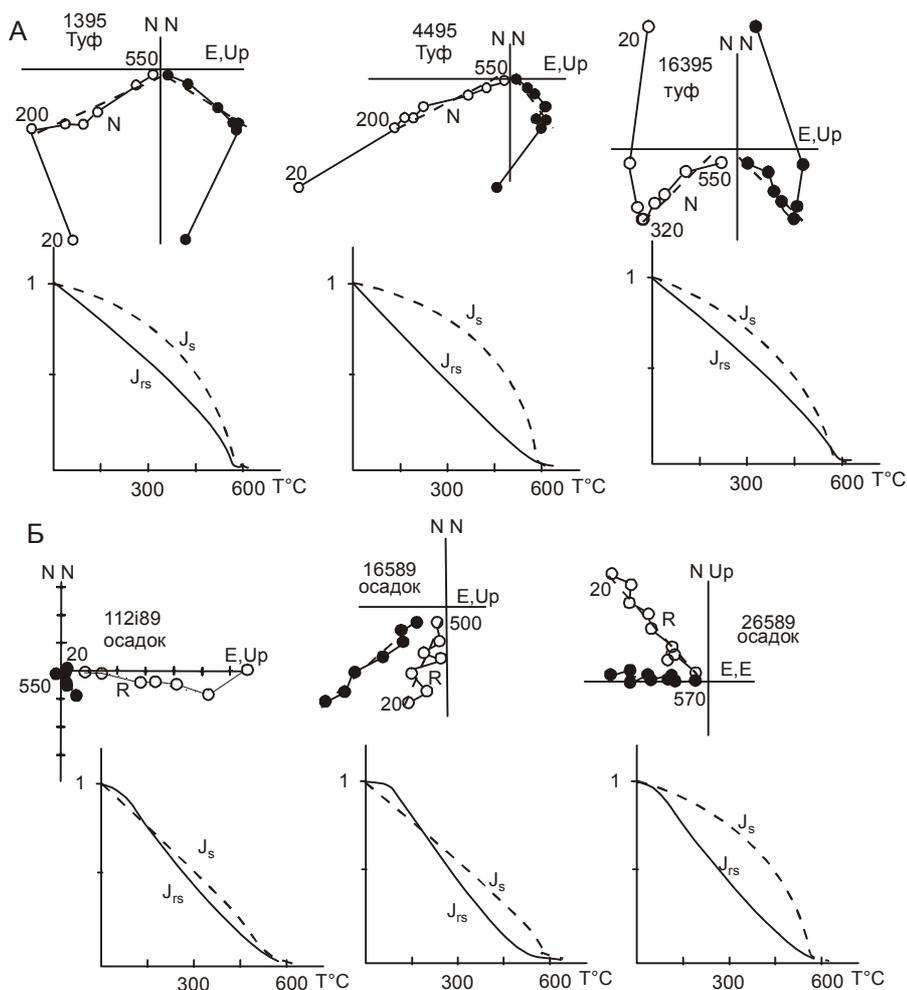
1. Изучение магнитных минералов и их преобразований на электронном микроскопе “CAMSCAN” с приставкой для микроанализа “LINK-860”, позволяющей анализировать объекты размером до 2–3 мк.
2. Снятие кривых  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  с целью выявления магнитных фаз в исследуемых породах [16, 17].
3. Измерения параметров петель гистерезиса и магнитной восприимчивости образцов с целью примерной оценки концентрации магнитных минералов в породах и их доменной структуры [4].
4. Снятие коэрцитивных спектров пород [4].
5. Исследования вторичных изменений пород на оптическом микроскопе с целью определения возможных температур их вторичных прогревов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Неперемагниченные породы

В бассейне р. Бурной опробованные для палеомагнитного анализа позднемеловые толщи сложены разнозернистыми кристалловитрокластическими туфами и туффитами. Вторичные изменения этих пород представлены слабой пелитизацией плагиоклазов, появлением пумпеллиита, хлоритизацией и иногда карбонатизацией пироксенов и стекла. Такая ассоциация минералов могла формироваться при  $T=190-250^\circ\text{C}$ ,  $P=1-1.5$  кбар. Кривые  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$ , снятые по 6 образцам, показывают, что в породах присутствует только одна магнитная фаза – магнетит с  $T_c = 550-570^\circ\text{C}$  (рис. 2). Но микрозондовые исследования, проведенные по 4 образцам, показали, что магнитные минералы в них представлены однородными на вид зернами титаномагнетита с содержанием  $\text{TiO}_2$  до 12–15% (рис. 3). По-видимому, это противоречие связано с тем, что титаномагнетит претерпел тонкий, не фиксирующийся микрозондом спиноподальный распад с образованием магнетита и немагнитной минеральной фракции. Магнитные зерна либо равномерно распределены по породе, либо образуют скопления (чаще всего в виде включений в альбите). Размер разрозненных зерен колеблется от 5 до 50 мк, в скоплениях – до 2 мк. В некоторых шлифах наблюдались единичные агрегаты, состоящие из магнетита, ильменита и сфена. По 64 образцам измерены параметры гистерезиса:  $J_s$  находятся в интервале 0,005–4,75 единиц СГС,  $H_{cr} = 75-745$  э,  $H_c = 38-209$  э. Отношения  $J_{rs}/J_s = 0.02-0.13$  и  $H_{cr}/H_c = 2,6-11.24$  скорее всего свидетельствуют о многодоменной структуре магнитных зерен. Коэрцитивные спектры для 4 образцов показаны на рис. 4.

В районе м. Вулканического опробованные породы представлены кристалловитрокластическими туффитами, силицитами, туфосилицитами, туфалевролитами. Породы достаточно свежие, вторичные минералы представлены хлоритом и пумпеллиитом, развивающимся по стеклу, соссюритом, эпидотом, хлоритом – по плагиоклазу и пироксену. Данная ассоциация формируется в интервалах  $T=210-270^\circ\text{C}$ ,  $P=1-2$  кбар. Микрозондовое изучение 5 образцов показало, что магнитные минералы в них также представлены многочисленными разрозненными зернами титаномагнетита, видимый размер которых от 1 до 30 мк, и скоплениями мелких зерен, размер которых не превышает 3 мк (рис. 3). Разрозненные зерна титаномагнетита не несут видимых следов магнитного распада, но кривые  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  (рис. 2) показывают только магнетит с  $T_c = 550-570^\circ\text{C}$ , что свидетельствует о спиноподальном распаде титаномагнетита. Иногда в зернах наблюдаются трещины, вероятно связанные с низкотемпературным окислением титаномагнетита. Пара-



**Рис. 2.** Примеры диаграмм Зийдервельда и зависимостей  $J_s$ -Т и  $J_{rs}$ -Т для неперемагнитных пород.

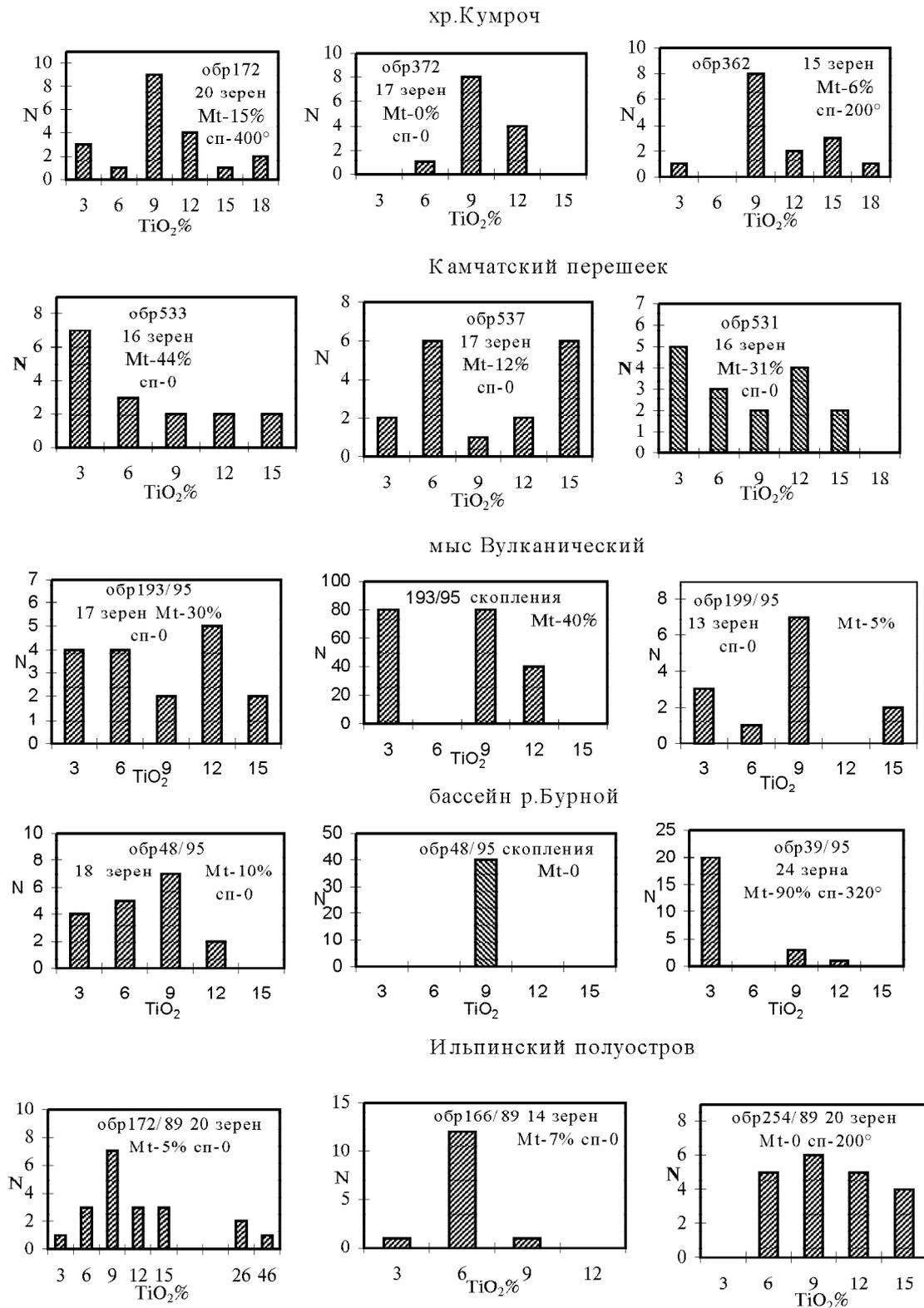
А – островодужные туфы и туффиты (бассейн р. Бурной – обр.1395 и 4495, мыс Вулканический – обр.16395); Б – осадочные породы Ильпинско-Пахачинского прогиба (Ильпинский п-ов).

метры гистерезиса для 29 образцов свидетельствуют о многодоменной структуре магнетита и находятся в интервалах:  $J_s$  – 0,1–3,1 единиц СГС,  $H_{cr}$  – 419–989 э,  $H_c$  – 92–344 э,  $J_{rs}/J_s$  – 0,01–0,18,  $H_{cr}/H_c$  – 2,3–7,75. Коэрцитивные спектры для 4 образцов показаны на рис. 4.

*Позднемеловые вулканогенные толщи хр.Кумроч* представлены кристалловитрокластическими и витрокластическими туфами и туффитами. Вторичные изменения выражены в развитии тонкого агрегата цеолитов, хлоритов и гидроксидов железа по стеклу и цеолитов и пелитовых минералов по плагиоклазу и протекали в условиях цеолитовой фации ( $T=150$ – $160^\circ\text{C}$ ,  $P$  не более 0,5 кбар). Микронзондовые исследования были проведены по 4 образцам туфов. Были выявлены зерна титаномагнетита (от 1 до 80–100 мк), без видимых структур распада и окисления. Характерные распределения составов титаномагнетита показаны на рис. 3. Кривые  $J_s$ -Т,  $J_{rs}$ -Т (рис. 2) показывают присутствие только магнетитовой фазы с  $T_c=580^\circ\text{C}$ . Параметры гистерезиса сняты по 7 образцам:  $J_s$  – 0,7–2,66 единиц СГС,  $H_{cr}$  – 218–297 э,  $H_c$  – 42–96 э,  $J_{rs}/J_s$  – 0,04–0,1,  $H_{cr}/H_c$  – 3,1–5,2 и характерны для многодоменного магнетита.

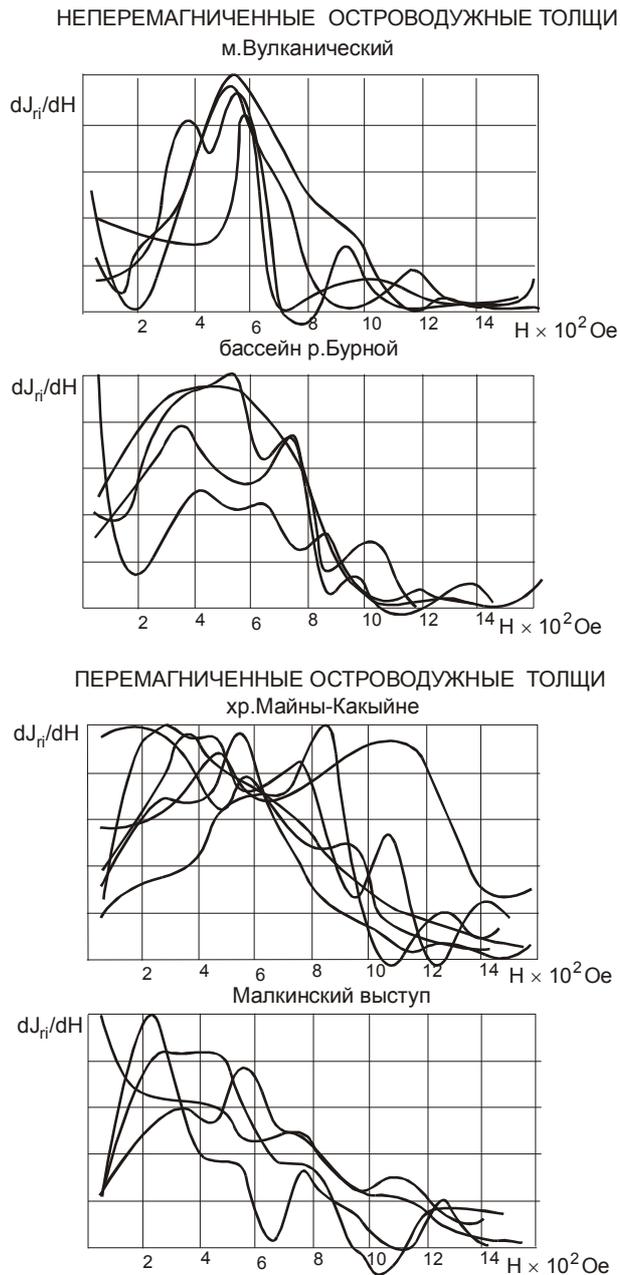
*На Камчатском перешейке* была опробована толща, сложенная преимущественно туфами и туффитами. Выделяются туфы кристалловитрокластические и витрокластические. По набору наложенных фаз (цеолиты, хлорит, оксиды железа, карбонат) можно сделать вывод, что условия метаморфизма соответствуют цеолитовой фации ( $T=150$ – $160^\circ\text{C}$ ,  $P$  не более 0,5 кбар). Для микронзондовых исследований были выбраны 3 образца туфов. Характерные распределения составов титаномагнетита, выявленных на микронзонде, показаны на рис. 3. Зерна титаномагнетита однородные, без видимых признаков магнитного распада и окисления, но анализ кривых  $J_s$ -Т,  $J_{rs}$ -Т (рис. 2) свидетельствует об их спинодальном распаде с образованием магнетитовой фазы с  $T_c=580^\circ\text{C}$ . Измеренные по 6 образцам параметры петель гистерезиса распределены в интервалах:  $J_s$  – 0,5–1,7 единиц СГС,  $H_{cr}$  – 290–638 э,  $H_c$  – 96–229 э,  $J_{rs}/J_s$  – 0,08–0,18 и  $H_{cr}/H_c$  – 2,28–3,37 и характерны для многодоменных зерен магнетита.

*На Ильпинском полуострове* были исследованы терригенные толщи, сложенные тонкослоистыми ту-



**Рис. 3.** Гистограммы распределений составов титаномагнетита из перемангниченных поздне меловых островных и раннекайнозойских осадочных толщ.

Ордината – количество зерен, абсцисса – содержание  $TiO_2$ . В области гистограммы указаны суммарное количество исследованных магнитных зерен, процентное содержание чистого магнетита от общего числа зерен (Mt – 35%, Mt – 20% и т.д.). Обозначение СП-250°, 320° и т.д. указывает на присутствие в намагниченности образца вторичной компоненты и температуру ее уничтожения. СП-0 обозначает отсутствие вторичных компонент.



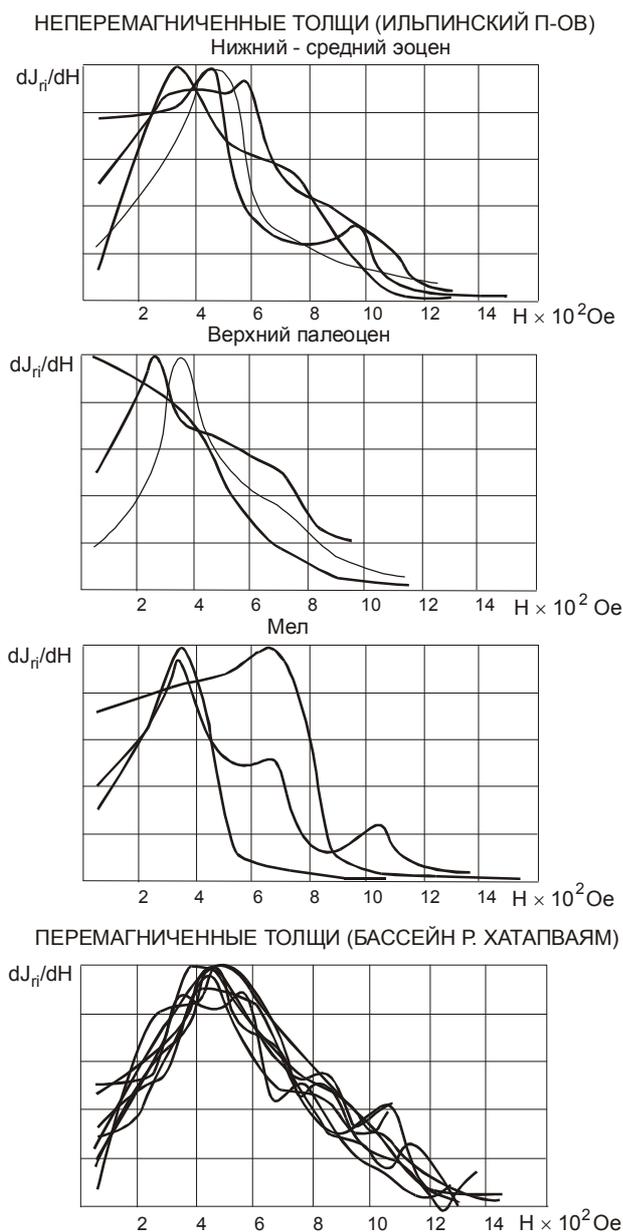
**Рис. 4.** Коэрцитивные спектры для неперемагниченных и перемагниченных позднемеловых островодужных пород.

фопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций. Возраст толщ от позднего мела до раннего олигоцена. Вторичные изменения пород выражены в девитрификации и очень слабой хлоритизации стекла. Плаггиокасы часто свежие, незамутненные, иногда – слабо цеолитизированные и сосюритизированные, в единичных зернах плаггиоклаза наблюдается вторичный пренит. По клинопироксену развит хлорит и эпидот. Судя по очень слабым изменениям, можно предпо-

ложить, что условия метаморфизма пород характеризовались низкими температурой и давлением:  $T=160-180^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1$  кбар. Как показали микрозондовые исследования 4 образцов, магнитные минералы в осадочных породах Ильпинского п-ова представлены титаномагнетитом, зерна которого характеризуются изометричными и обломочными формами. Размер зерен колеблется от 1–2 до 20 мк. Зерна титаномагнетита иногда однородные и плотные, иногда рыхлые и трещиноватые. Часто в зернах титаномагнетита наблюдаются трещины низкотемпературного окисления. Содержание  $\text{TiO}_2$  в титаномагнетитах колеблется от 4 до 15–17% (рис. 3). Кривые  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  (рис. 2б) по 8 образцам показывают присутствие только магнетитовой фазы или низкотитанистых титаномагнетитов с  $T_c=500-580^{\circ}\text{C}$ . На единичных кривых наблюдаются пики при температуре около  $400^{\circ}\text{C}$ , которые могут свидетельствовать о присутствии маггемита. Параметры гистерезиса сняты по 38 образцам:  $J_s - 0.08-2.35$  единиц СГС,  $H_{cr} - 238-1005$  э,  $H_c - 47-129$  э. Отношения  $J_{rs}/J_s - 0.01-0.11$ ,  $H_{cr}/H_c - 2,9-14,5$  характерны для многодоменного магнетита. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 5.

### Перемагниченные породы

Перемагниченные позднемеловые и палеоценовые толщи хр. Майны-Какыйне сложены вулканогенными породами, включающими разнометричные туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты и туфосилициты. Микроскопическое изучение пород этого района показало, что основными парагенезисами вторичных минералов в различных типах пород являются хлорит-цоизит-эпидот-карбонат, развивающиеся по стеклу; хлорит-карбонат-эпидот-альбит-цоизит, редко пренит и пумпеллиит – по плаггиоклазу; хлорит-эпидот, реже карбонат, цоизит, актинолит – по клинопироксену. Такие ассоциации соответствуют границе цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой субфаций ( $T=200-220^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1-2$  кбар) и средней части пренит-пумпеллиитовой субфации ( $T=230-250^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1-2$  кбар). Микрозондовое исследование магнитных зерен из 8 образцов показало, что они представлены титаномагнетитом двух типов – разрозненными зернами от первых микрон до 100 мк и мелкими (1–3 мк) включениями рудных минералов в альбите. Зерна первого типа однородные на вид, без признаков распада. В большинстве зерен титаномагнетита наблюдаются трещины, образующиеся при их низкотемпературном окислении. Состав зерен второго типа близок к составу титаномагнетита первого типа (рис. 6). Кривые  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  показали, что все магнитные минералы претерпели спиновальный распад до магнетита с  $T_c - 550-580^{\circ}\text{C}$  (рис. 7а). Параметры гистерезиса сняты по 38 образцам.  $J_s$  находятся в интервале 0.1–6.5 единиц СГС,  $H_{cr} - 173-786$  э,  $H_c - 16-277$  э. Отношения  $J_{rs}/J_s$  и  $H_{cr}/H_c -$



**Рис. 5.** Коэрцитивные спектры для неперемагниченных и перемагниченных раннекайнозойских осадочных толщ.

распределены в интервалах 0.01–0.15 и 2,15–11.7 и типичны для многодоменного магнетита. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 4.

*Островодужные туффыты Малкинского выступа* на юге Камчатки представлены разнозернистыми литовитрокристаллокластическими (с существенным преобладанием кристаллокластов), кристалловитрокластическими и витрокластическими разностями. Вторичные изменения туффов выражены в развитии хлоритов, цеолитов и лимонита по литокластам стекловатых пород; цеолитов, хлоритов, карбонатов, пренита, реже соссюрита – по плагиоклазам; по пи-

роксенам – хлорита, реже эпидота. В некоторых образцах наблюдаются субпараллельные прожилки, выполненные тонкозернистым пренит-карбонатным агрегатом. Парагенезисы вторичных минералов отвечают условиям низов пренит-пумпеллиитовой субфации ( $T = 190\text{--}210^\circ\text{C}$ ,  $P = 1\text{--}1.5$  кбар). Из туффов Малкинского выступа были изучены на микросонде 5 образцов. Магнитные минералы в них представлены отдельными однородными зернами титаномагнетита, размером от 1 до 200 мк, а также скоплениями мелких, до 4 мк, зерен титаномагнетита, которые пространственно ассоциируют с кристаллами альбита, и, вероятно, являются включениями в этом минерале. Типичные распределения содержаний  $\text{TiO}_2$  как в отдельных зернах титаномагнетита, так и во включениях показаны на рис. 6. На кривых  $J_s\text{-}T$ ,  $J_{rs}\text{-}T$  выявлена только точка Кюри чистого магнетита (рис. 7б), следовательно, зерна титаномагнетита претерпели тонкий спинодальный распад. Параметры петель гистерезиса измерялись по 45 образцам.  $J_s$  распределена в интервале 0,27–6.2 единиц СГС,  $H_{cr}$  – 209–866 э,  $H_c$  – 44–396 э,  $J_{rs}/J_s$  – 0.01–0.2,  $H_{cr}/H_c$  – 1.1–9,2. Отношения  $J_{rs}/J_s$  и  $H_{cr}/H_c$  для большинства образцов свидетельствуют о многодоменной структуре магнетита в них, но в 11 образцах отношение  $H_{cr}/H_c$  близко к единице при низких значениях отношения  $J_{rs}/J_s$  (0,1–0,2). Для этих образцов мы затрудняемся дать оценку доменной структуры магнитных минералов. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 4.

*На острове Карагинский* все опробованные разрезы сложены туффитами различной зернистости, алевролитами и аргиллитами, иногда с карбонатными конкрециями. Вторичные изменения пород проявлены в пелитизации и карбонатизации плагиоклазов, отдельные зерна цеолитизированы, в ряде случаев появляется пренит и соссюрит. По клинопироксенам развиты гидроксиды железа. Стекло во всех шлифах превращено в бурый мезостазис, в некоторых шлифах развит тонкочешуйчатый хлорит. По ассоциациям вторичных минералов метаморфизм пород данной партии происходил в условиях, граничных между цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой субфациями ( $T = 180\text{--}200^\circ\text{C}$ ,  $P = 1$  кбар). Микросондовый анализ был проведен по 7 образцам туфов. В исследуемых породах обнаружены однородные на вид, без признаков распада, зерна титаномагнетита с различным содержанием  $\text{TiO}_2$  (рис. 6). Поскольку кривые  $J_s\text{-}T$ ,  $J_{rs}\text{-}T$  показали присутствие только магнетитовой фазы с  $T_c = 576^\circ\text{C}$ , очевидно, титаномагнетиты претерпели тонкий спинодальный распад, не фиксирующийся микросондом.  $J_s$  (12 образцов) находятся в интервале 0.2–4.5 единиц СГС,  $H_{cr}$  – 183–366 э,  $H_c$  – 54–100 э. Отношения  $J_{rs}/J_s$  и  $H_{cr}/H_c$  – распределены в интервалах 0.02–0.09 и 2.25–4.3 и типичны для многодоменных зерен магнетита.

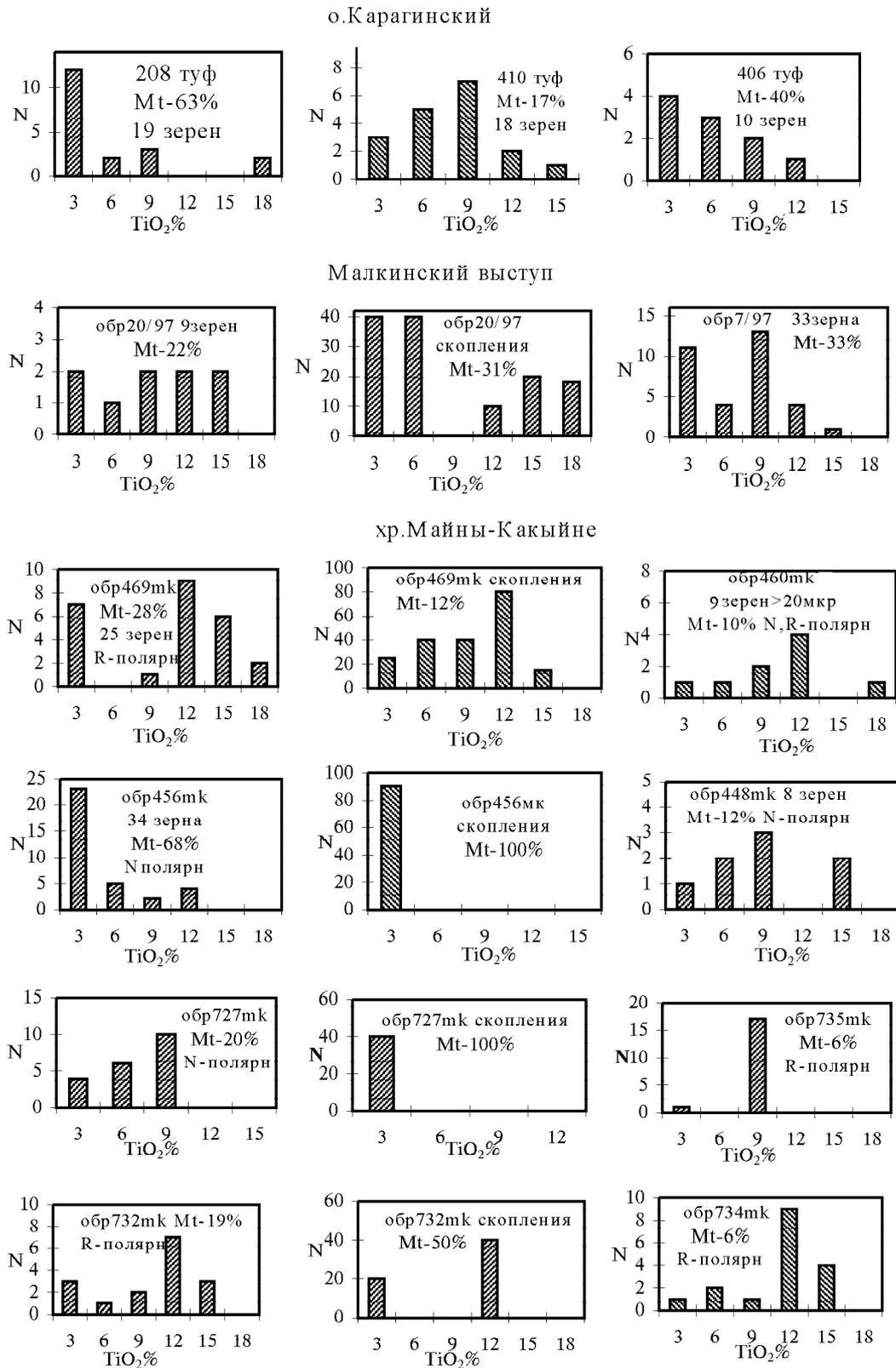


Рис. 6. Гистограммы распределений составов титаномагнетитов для перемагниченных поздне меловых островодужных толщ. Обозначения см. на рис. 3.

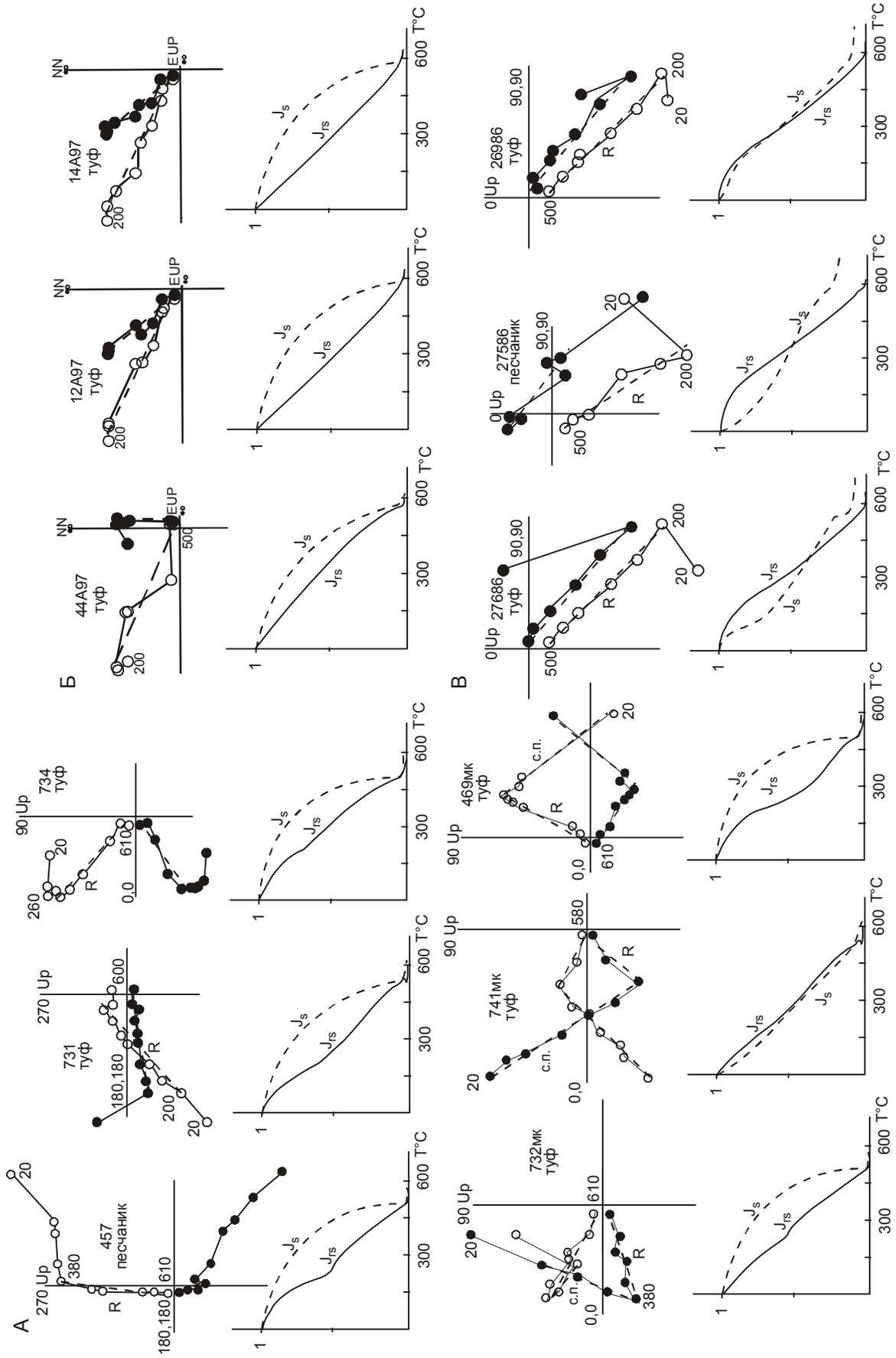


Рис. 7. Примеры диаграмм Зийдервельда и зависимостей  $J_s-T$  и  $J_{rs}-T$  для перемангничных пород.

А – островодужные туфы и туффиты хр. Майны-Какayne. Б – Малкинского выступа. В – раннекайнозойских осадков бассейна р. Хагапваам.

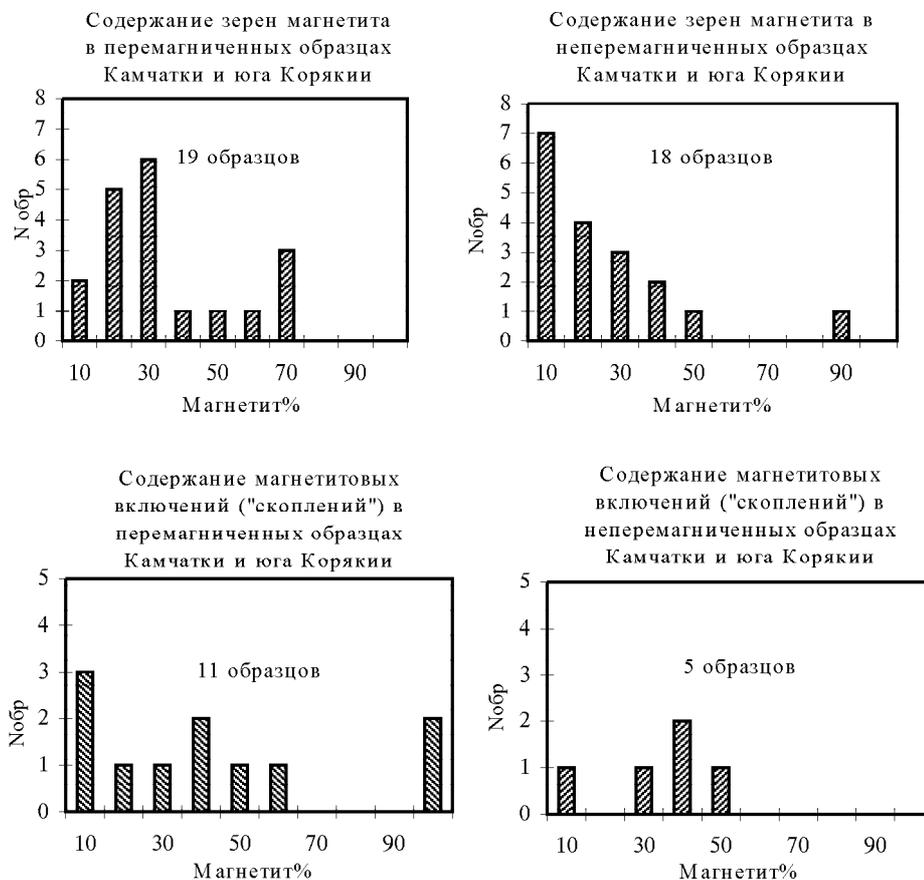
В бассейне р. Хатапваям полностью перемагничены разрезы, сложенные в основном терригенными толщами: туфопесчаниками, туфоалевролитами, граувакками различной зернистости, пелитоморфными известняками палеоценового возраста. Вторичные изменения граувакк выражены в развитии крупночешуйчатого хлорита по пелитизированным тонкообломочным разностям этих пород, наличии участков карбонатизации и зон образования тонкочешуйчатого пренита в ассоциации с мелкозернистым эпидотом. В туфопесчаниках вторичные минералы представлены хлоритом, развивающимся по стеклу, карбонатами, эпидотом в ассоциации с пренитом. По плагиоклазам развиваются пренит, хлорит и пумпеллит. В пелитоморфных известняках выявлены процессы карбонатизации, хлоритизации и цеолитизации плагиоклазов, а также процессы хлоритизации авгита. Перечисленные выше ассоциации вторичных минералов свидетельствуют о метаморфизме толщ в условиях середины пренит-пумпеллитовой ступени ( $T=220-240^{\circ}\text{C}$ ,  $P=1-2$  кбар) [Frey et al., 1991]. Магнитные зерна, которые удалось наблюдать в терригенных породах бассейна р. Хатапваям, в одном шлифе представлены преимущественно ильменитом, в двух других шлифах – редкими мелкими (размерами менее 5 мк) зернами титаномагнетита. Содержание  $\text{TiO}_2$  в зернах титаномагнетита варьирует от 2 до 12%.

вые  $J_s-T$ ,  $J_{rs}-T$  по 6 образцам указывают на присутствие только одной магнитной фазы – магнетита с  $T_c - 550-575^{\circ}\text{C}$  (рис. 7в). Параметры петель гистерезиса измерялись по 34 образцам.  $J_s$  распределена в интервале 0,16–1,3 единиц СГС,  $H_{cr} - 234-1104$  э,  $H_c - 30-166$  э. Отношения  $J_{rs}/J_s - 0.01-0.09$ ,  $H_{cr}/H_c - 2,6-124,1$  характерны для многодоменных зерен магнетита. Коэрцитивные спектры показаны на рис. 5.

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Очевидно, что проведенные исследования позднемеловых островодужных туфогенных толщ, а также раннекайнозойских осадочных пород Ильпинско-Пахачинского прогиба не выявили отчетливых различий в неперемагниченных толщах и толщах, перемагниченных после их деформаций. Как перемагниченные, так и неперемагниченные толщи не претерпели сильных температурных воздействий (не выше  $250^{\circ}\text{C}$ ), а видимые на микрозонде рудные минералы представлены в большинстве случаев гомогенным на вид титаномагнетитом, претерпевшим тонкий спинодальный распад с формированием чистого магнетита и немагнитных минеральных фаз. По данным работы [5], такой распад вполне вероятен на ранних стадиях формирования породы.

Характерной чертой исследованных островодужных туфов и туффитов (как перемагниченных, так



**Рис. 8.** Гистограммы процентного содержания зерен магнетита от общего количества исследованных зерен в образцах позднемеловых островодужных туфов.

Ось ординат – количество образцов, ось абсцисс – содержание магнетита. В области гистограмм указано суммарное количество образцов.

и неперемагниченных) является повышенное процентное содержание в них зерен чистого магнетита от общего числа исследованных на микрозонде зерен (рис. 3, 6, 8). Важно отметить, что в некоторых образцах и перемагниченных, и неперемагниченных туфов наблюдается до 70% (о. Карагинский, хр. Майны-Какыйне) и до 90% (р. Бурная) чистого магнетита. Намагниченность всех исследованных образцов в бассейне р. Бурной (содержание магнетита 25%, 90%, 10% от общего числа измеренных магнитных зерен в образцах), в районе м. Вулканического (содержание магнетита – 1%, 25%, 30%, 30%, 5%), Камчатского перешейка (содержание магнетита – 44%, 12%, 31%) и в хр. Кумроч (содержание магнетита – 15%, 0%, 6%, 0%) явно доскладчатая ( $K_d/K_c=2.8, 3, 29$  и  $6$ , соответственно). В образцах перемагниченных толщ зафиксированы близкие содержания магнетита: Малкинский выступ – 33%, 18%, 29%, 22%, в хр. Майны-Какыйне – 6%, 6%, 19%, 10%, 68%, 12%; на о. Карагинском – 66%, 63%, 50%, 20%, 17%, 25%, 40%. Следовательно, процессы, приведшие к формированию повышенных концентраций магнетита, оказываются однотипными в перемагниченных и неперемагниченных туфах и туффитах, и вряд ли они являются причиной перемагничивания этих пород. Скорее, формирование магнетита произошло на ранних стадиях формирования позднемеловых островодужных толщ за счет каких-то характерных именно для этой островной дуги геохимических процессов.

Таким образом, анализ видимых на электронном микроскопе магнитных минералов (крупнее 0,5 мк) в позднемеловых туфогенных и раннекайнозойских осадочных толщах не позволяет сделать вывод о химическом постдеформационном перемагничивании изученных толщ.

Но являются ли магнитные минералы, которые мы можем видеть при наших возможностях увеличения, действительно теми минералами, с которыми связана намагниченность пород? Может быть, за пределами видимости наших методов существуют более мелкие зерна магнитных минералов, с которыми и связано перемагничивание пород? Если это так, то тогда концентрация магнитных минералов в перемагниченных толщах должна быть выше, чем в неперемагниченных, так как в этом случае намагниченность предполагаемых вторичных минералов должна полностью подавить намагниченность первичных зерен магнитных минералов, концентрация которых в породе во многих случаях велика. На рис. 9 видно, что исследованные перемагниченные и неперемагниченные позднемеловые островодужные и раннекайнозойские осадочные породы обладают близкими распределениями величины намагниченности насыщения ( $J_s$ ). Этот факт свидетельствует о близких концентрациях магнитных минералов в перемагниченных и неперемагниченных

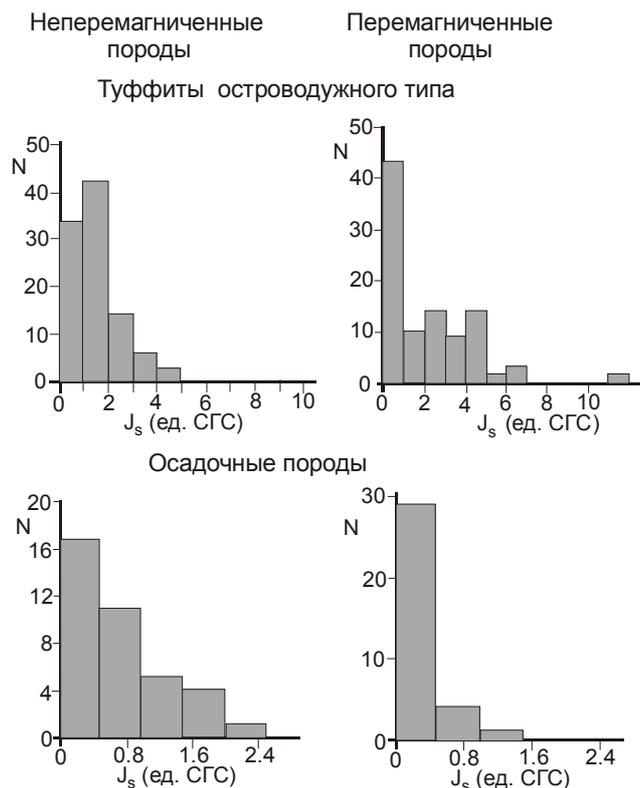


Рис. 9. Гистограммы распределения намагниченности насыщения в перемагниченных и неперемагниченных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.

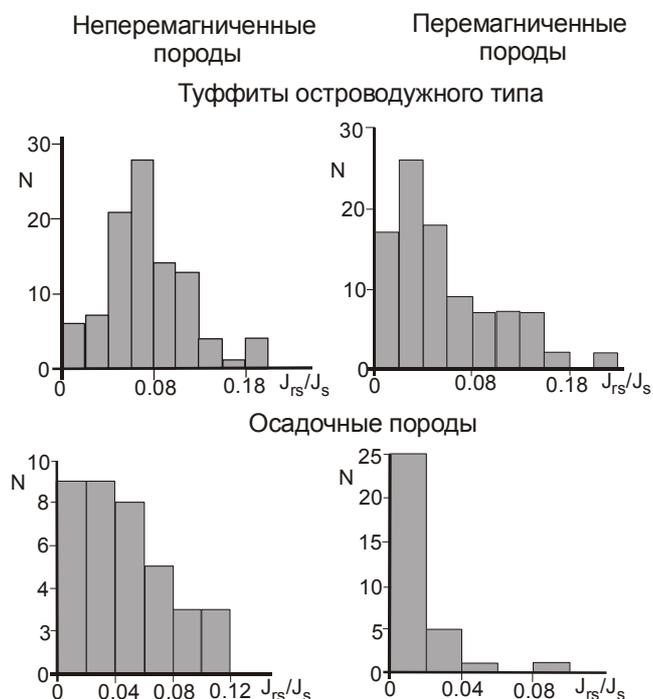
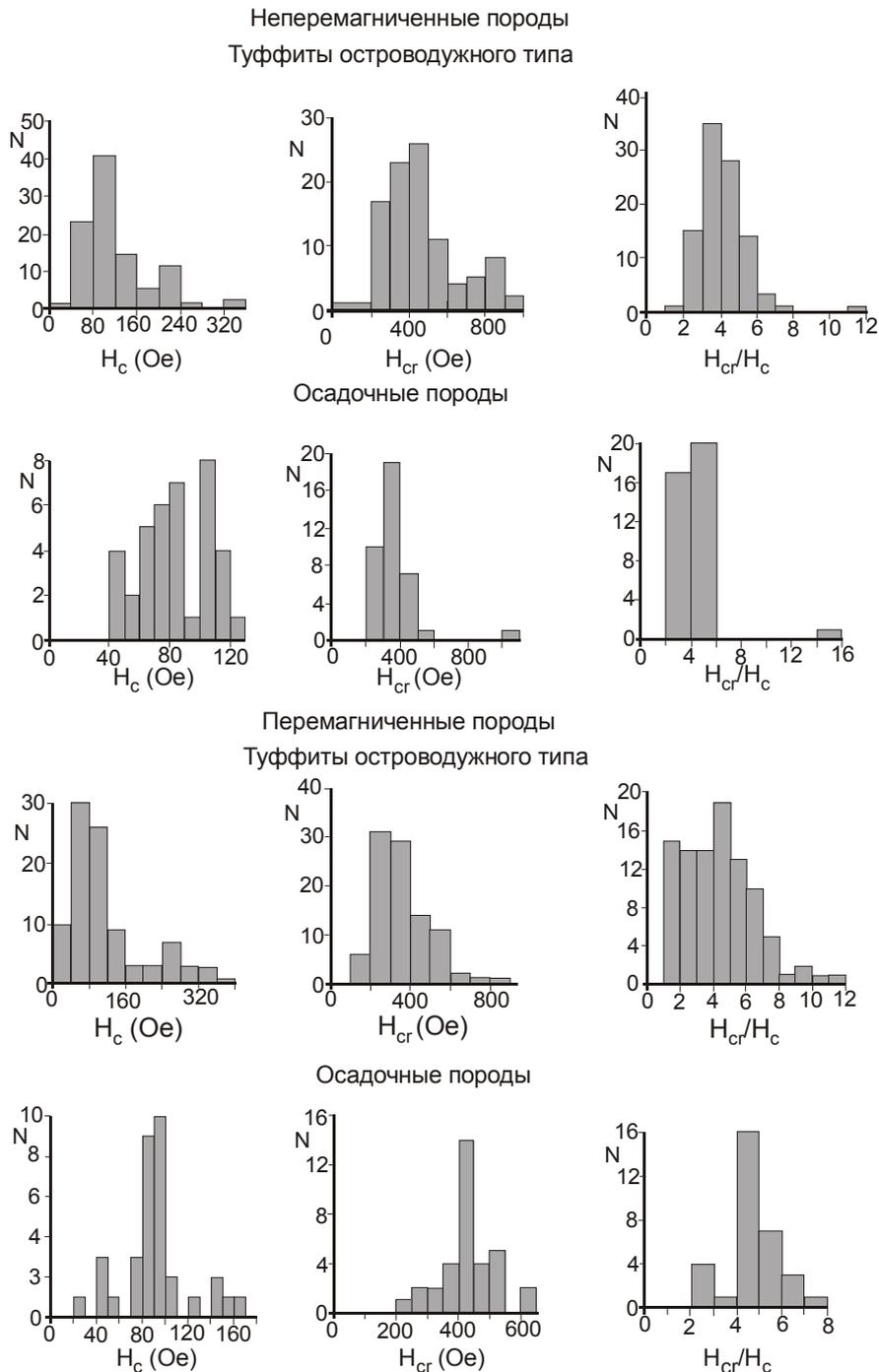


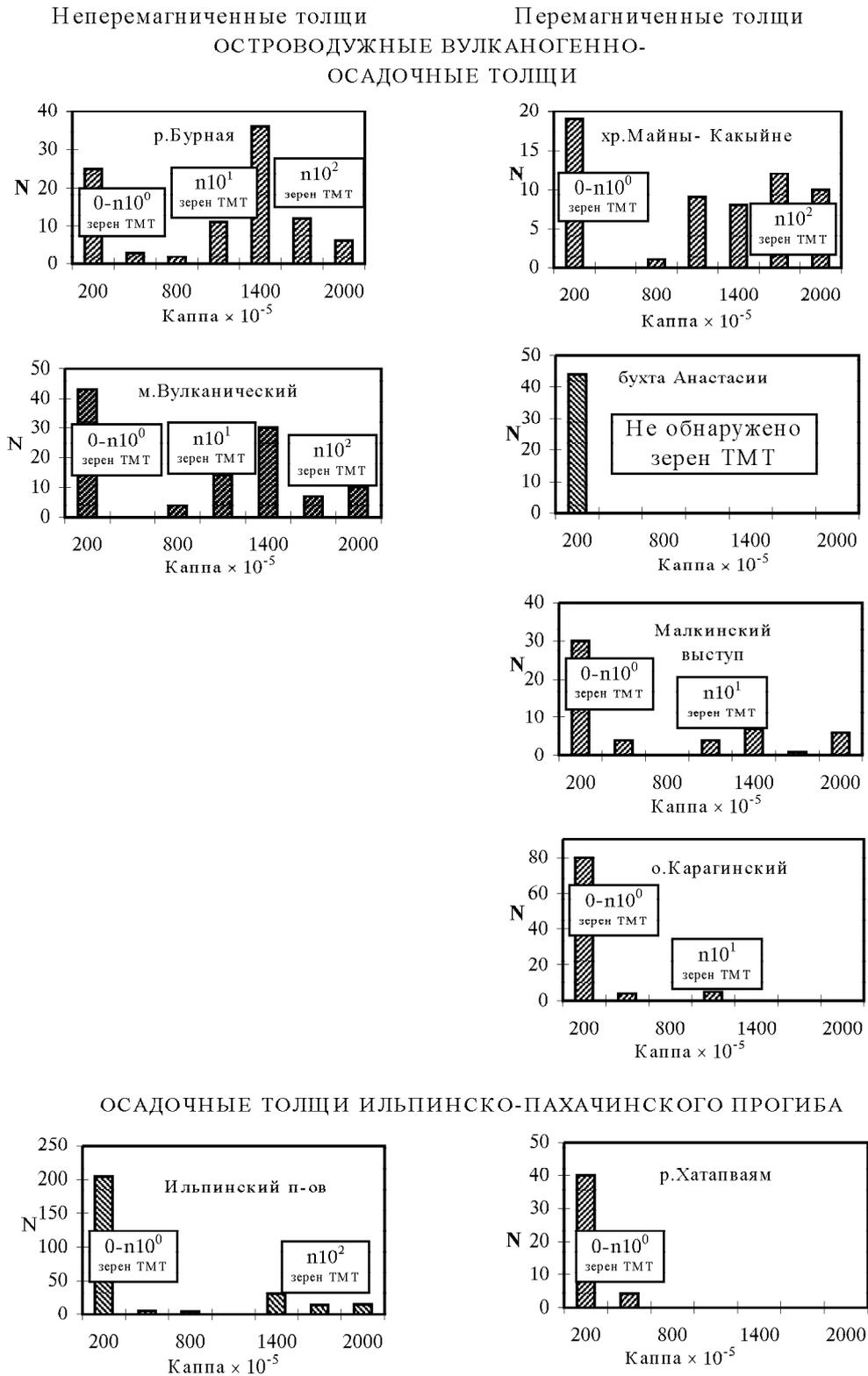
Рис. 10. Гистограммы распределения отношения остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения в перемагниченных и неперемагниченных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.

ченных породах. При близких параметрах магнитной жесткости (рис.4, 5, 10, 11) для оценки концентрации магнитных минералов в породах возможно использование и величин магнитной восприимчивости, которая измерялась во всех палеомагнитных образцах. На рис. 12 видно, что спектры магнитной восприимчивости образцов перемагнитченных и неперемагнитченных пород весьма схожи и, так же как и величины  $J_s$ , никоим образом не свидетельствуют о сильно повышенных концентрациях магнитных минералов в перемагнитченных породах. Кроме того, наблюдается следующая

четкая закономерность и в перемагнитченных, и в неперемагнитченных породах: чем меньше магнитная восприимчивость образца, тем меньшее количество магнитных зерен обнаруживается в нем при микронзондовых исследованиях (рис.12). Проведенный анализ свидетельствует о том, что, скорее всего, намагнитченность перемагнитченных и неперемагнитченных толщ связана с магнетитом, сформировавшимся за счет спиноподального распада зерен титаномагнетита, наблюдаемых в электронном микроскопе. Следовательно, нет оснований предполагать присутствие вторич-



**Рис. 11.** Гистограммы распределений параметров магнитной жесткости в перемагнитченных и неперемагнитченных образцах позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.



**Рис. 12.** Гистограммы распределений величин магнитной восприимчивости образцов перемагниченных и неперемагниченных позднемеловых островодужных и раннекайнозойских осадочных пород.

Таблицы 0-n10<sup>0</sup>, n10<sup>1</sup> и т.д. в области гистограмм показывают количество (единицы, десятки, сотни) зерен магнитных минералов, встреченных при микрозондовых исследованиях пород с величинами магнитной восприимчивости, указанными на оси абсцисс ниже таблицы.

ных хомогенных магнитных минералов, сформированных после деформаций толщ, приведших к их перемагничиванию.

Магнетит перемагниченных и неперемагниченных толщ также характеризуется близкими параметрами магнитной жесткости. Судя по величинам отношений  $J_{rs}/J_s$  и  $H_{cr}/H_c$ , он многодоменный и для позднемеловых островодужных толщ характеризуется схожим набором кривых коэрцитивных спектров (рис. 4). Для образцов пород из раннекайнозойских осадочных толщ Ильпинско-Пахачинского прогиба коэрцитивные спектры отличаются (рис. 5). Для перемагниченных толщ бассейна р. Хатапвая форма кривых более устойчива и значения  $H_{max}$  для всех образцов близки. Поэтому нельзя полностью исключать гипотезу, что магнетит в породах бассейна р. Хатапвая вторичный и сформировался при каком-то вторичном химическом процессе.

Обсуждая причины перемагничивания толщ Камчатки и юга Корякии необходимо упомянуть данные исследования еще нескольких районов. В районе бухты Анастасии (1 на рис. 1) перемагничены по одному направлению тектонически совмещенные позднемеловые комплексы пород островных дуг и окраинных морей. Последние представлены пачками красных яшм с сингенетичным гематитом, разных кремней и базальтов, вторичную намагниченность которых несут агрегаты магнетита [9]. Трудно представить себе химический процесс, который привел бы к такому выборочному формированию гематита в красных яшмах и магнетита в остальных породах. Скорее всего, эти толщ перемагничены единым процессом, не связанным с новообразованием магнитных минералов.

Трудно объяснить химическим перемагничиванием и формирование послескладчатой намагниченности “красной” лавовой толщ в бассейне р. Ничаквая (2 на рис. 1), так как в этой толще выделяется одна и та же компонента в магнетитовом и гематитовом спектрах блокирующих температур. Причем видимые на микрозонде зерна титаномагнетита, спиноподально распавшиеся до магнетита, однородны на вид и не несут каких-либо следов химической проработки [7, 9].

Микрозондовые и петромагнитные исследования в разной степени метаморфизованных толщ Малкинского выступа (31 на рис. 1), залегающих как в аллохтоне, так и в автохтоне, показали, что практически во всех толщах присутствует чистый магнетит ( $TiO_2$  микрозондом не фиксируется). По-видимому, его формирование могло привести к химическому перемагничиванию многих изученных толщ, так как концентрация его в породах достаточно велика. Не исключено, что кристаллизация магнетита произошла в результате какого-то единого химического процесса, который протекал после времени тектонического совмещения

автохтонных и аллохтонных толщ. Эту гипотезу поддерживает тот факт, что векторы послескладчатой намагниченности большинства толщ близки в современной системе координат и часто незначительно отличаются от направления современного поля в этом районе (табл.). Процесс перемагничивания за счет кристаллизации магнетита протекал достаточно длительное время, так как в толще андриановской свиты, носителем вторичной намагниченности которой является магнетит, выявлены четкие зоны прямой и обратной полярности. Но, возможно, перемагничивание этих толщ связано не только с формированием магнетита. Обращает на себя внимание присутствие во многих толщах нескольких разновозрастных генераций магнитных минералов, в то время как намагниченность их состоит из одной компоненты. В частности, в толще колпаковской свиты (31г в табл.) на микрозонде выявляются титаномагнетит, магнетит и гематит. Титаномагнетит – явно магматического происхождения. Он претерпел тонкий (много мельче 1 мк) спиноподальный распад, с образованием, по-видимому, однодоменных зерен магнетита. В период метаморфизма этой толщ (температура метаморфизма 500–650°C) титаномагнетит должен был приобрести жесткую стабильную термоостаточную намагниченность. Его объем в породе – не менее 2/3 от общего объема видимых магнитных минералов. Намагниченность сформированного значительно позже многодоменного магнетита (объем – 1/3 от общего объема магнитных минералов) должна быть менее жесткой и легче “счищаться” в процессе термочистки, а намагниченность гематита – более жесткой. Тем не менее, в этой толще выделяется только одна компонента, устойчивая в интервале температур от 20 до 660°C. Направление компоненты близко к направлению магнитного поля Земли в этом районе прямой полярности, в связи с чем создается впечатление, что толща перемагничена после формирования всех генераций магнитных минералов.

С нашей точки зрения имеющиеся данные о перемагничивании толщ Камчатки и юга Корякии могут быть объяснены только термовязкими процессами. Но и эта гипотеза имеет ряд сложнообъяснимых моментов. Наиболее сложно объяснить существование долгоживущего источника тепла, необходимого для термовязкого перемагничивания. Вряд ли вторичный прогрев пород связан с их положением на определенной глубине, так как, скорее всего, аллохтонные комплексы на юге Корякии, приближенные к Ватынскому покрову, залегают на меньшей глубине (если вообще не были выведены на поверхность), чем удаленные от него неперемагниченные толщ. Времени для термовязкого перемагничивания тоже недостаточно. Деформации, связанные с формированием Ватынского покрова, произошли в миоцене.

Вторичная намагниченность сформировалась после деформаций толщ, то есть возможное время перемагничивания не превышает 15–20 млн лет. По расчетам Dunlop D.J. и других [22, 23] термовязкое перемагничивание гематита при 250–300°C требует сотен миллионов лет.

### ВЫВОДЫ

Сравнение перемагниченных и аналогичных неперемагниченных пород Камчатки и юга Корякии показало, что они не отличаются по своим петромагнитным характеристикам.

Практически во всех исследованных перемагниченных толщах, за исключением некоторых толщ Малкинского выступа, не выявлены явные признаки химического и термоостаточного перемагничивания.

Предположение о термовязком перемагничивании толщ объясняет отсутствие следов формирования большой концентрации новых магнитных минералов, сильной термической проработки пород и однокомпонентную послескладчатую намагниченность толщ с различными магнитными минералами (магнетит и гематит). Но при такой интерпретации трудно объяснимым положением является длительное существование источника тепла, необходимого для прогрета пород до 200–300°C.

Сделанные выводы показали сложность поставленной проблемы. Очевидно, что перемагничивание толщ не объясняется известными нам процессами приобретения намагниченности. Проблема требует разработки новых методик ее решения и ее дальнейшего исследования в различных районах Мира.

Авторы приносят благодарности кандидатам г.-м.н. Гапееву А.К. и Большакову В.А. за ценные советы и полезное обсуждение работы, кандидатам г.-м.н. М.Л. Баженову и Н.Н. Левашовой за предоставление образцов для петромагнитных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке фонда РФФИ, проекты N00 05 64004 и 00 05 64005.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Аккреционная тектоника восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Тектоника Олюторской зоны // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189–217.
3. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кележинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
4. Бродская С.Ю., Печерский Д.М., Шаронова З.В., Кузнецов Ю.И., Смирнов Ю.П. Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород, вскрытых сверхглубокими скважинами. Тверь: Герс, 1992. 85 с.
5. Гапеев А.К., Артемова Т.Т. О распаде твердых растворов в системе магнетит-ульвошпинель // Физика Земли. 1988. № 12. С. 82–87.
6. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ва Ильпинский // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78–95.
7. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
8. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л. Палеомагнетизм северо-западной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1997. № 7. С. 81–91.
9. Коваленко Д.В., Злобин В.Л. О перемагничивании толщ Олюторского террейна // Физика Земли. 1999. № 3. С. 37–51.
10. Коваленко Д.В., Ремизова Л.Л., Ярославцева Я.Ю. Палеомагнетизм геологических комплексов Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) // Физика Земли. 1999. № 2. С. 34–49.
11. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и тектоническая эволюция северо-западного обрамления Командорской котловины (Берингово море) // Геотектоника. 1999. № 3. С. 58–77.
12. Коваленко Д.В., Ярославцева Я.Ю., Злобин В.Л. Палеомагнетизм и тектоника о.Карагинский (юг Корякского нагорья) // Геотектоника. 1999. № 2. С. 54–72.
13. Коваленко Д.В., Ширяевский Е.В., Злобин В.Л., Носорев А.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Малкинского выступа (Камчатка) // Физика Земли (в печати).
14. Коваленко Д.В., Чернов Е.Е., Курилов Д.В. Палеомагнетизм поздне меловых и кайнозойских геологических комплексов Западной и Восточной Камчатки // Физика Земли (в печати).
15. Левашова Н.М., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм поздне меловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки // Тихоокеан. геология (в печати).
16. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 346 с.
17. Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. 287 с.
18. Савостин Л.А., Хейфец А.Н. Палеомагнетизм маастрихт-нижнепалеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127–140.
19. Чернов Е. Е., Коваленко Д. В. Палеомагнетизм геологических комплексов хр.Омгон // Физика Земли. 2001. № 5. С. 68–77.
20. Чернов Е. Е., Коваленко Д. В. Палеомагнетизм верхнемеловых комплексов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) и верховьев р. Быстрая (Западная Камчатка) // 7-я международная конференция по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна: Тез. М.: Науч. мир, 2001. С. 518.
21. Чехович В.Д., Богданов Н.А., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Гладенков А.Ю., Тильман С.М. Геология западной части Берингоморья. М.: ИЛ-САН, 1990. 204 с.

22. Dunlop D.J., Ozdemir O., Schmidt P.W., Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin, 2. Origin of anomalously high unblocking temperatures // *J. of Geoph. Res.* 1997, V. 102, N B12. P. 27285–27295.
23. Dunlop D.J., Schmidt P.W., Ozdemir O., Clark D.A., Paleomagnetism and paleothermometry of the Sydney Basin 1. Thermoviscous and chemical overprinting of the Milton Monzonite // *J. of Geoph. Res.* 1997. 102. N B12, P. 27271–27283.
24. Levashova N.N., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Lander A.N. Tectonic evolution of Kamchatka: synthesis of geological and paleomagnetic data // 6th Zonenshain conference on plate tectonics: Program and abstracts. M., 1998. IOAN and GEOMAR. C. 234.
25. Levashova N.M., Bazhenov M.L., Shapiro M.N. Late Cretaceous paleomagnetism of the East Ranges island arc complex, Kamchatka: Implications for terrane movements and kinematics of the northwest Pacific // *Journal of Geophysical Research.* 1997. V. 102, N B11. P. 24843–24857.

*Поступила в редакцию 15 января 2002 г.*

*Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым*

***D.V. Kovalenko, Ye.Ye. Chernov***

### **Remagnetization of Cretaceous and Paleogene units of Kamchatka and southern Koryakia**

Petromagnetic investigation of remagnetized and analogous non-remagnetized rocks of Kamchatka and southern Koryakia has been carried out. It showed that remagnetized and non-remagnetized units are in fact similar with respect to their petromagnetic characteristics. Virtually all studied remagnetized units, except some units of the Malkinskiy bulge, did not display any features of chemical and thermoremanent remagnetization. An assumption of thermoviscous remagnetization of units explains the absence of traces of formation of the great concentration of new magmatic minerals, strong thermal treatment of rocks and single-component post-fold magnetization of units with different magnetic minerals (magnetite and hematite). However, this interpretation hardly gives explanation of the long existence of a heat source necessary for warming up rocks to 200-300°C.