

## МАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Попов К.В., Городницкий А.М., Шишкина Н.А.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
117997, г. Москва, Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: gorodnit@yandex.ru*  
Статья поступила в редакцию 15.06.2019, одобрена к печати 21.11.2019

В рамках изучения природы магнитных аномалий, связанных с глубинными слоями океанической коры, проведен сравнительный анализ петромагнитных характеристик образцов серпентинизированных мантийных ультрабазитов, отобранных в океанологических экспедициях Института океанологии и Института геохимии и аналитической химии РАН в различных морфотектонических районах Мирового океана. Цель работы – получение информации о составе, концентрации, температуре кристаллизации и структурных особенностях ферромагнитных минералов, формирующихся в разных условиях постмагматического метаморфизма ультрабазитов. Коллекции образцов разделены на три группы. 1. Океанические перидотиты из рифтовых зон срединно-океанических хребтов и трансформных разломов. 2. Перидотиты подводного хребта Горриндж, расположенного в пределах Азоро-Гибралтарской зоны разломов. 3. Дуниты Пекульнейского комплекса (Чукотка), формировавшегося в островодужной надсубдукционной системе.

Установлено, что во всех выделенных регионах образцы серпентинизированных гипербазитов обладают высокими значениями естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и намагниченности насыщения. Наиболее высокие значения магнитных параметров имеют дуниты Пекульнейского комплекса. Оценка зависимости концентрации ферромагнетиков С% от степени серпентинизации СС% для Пекульнейского комплекса показала, что она практически мало значима. Высокая концентрация магнетита здесь связана с повышенной железистостью оливина. Вопрос о периоде формирования магнетитов и устойчивости их первичной остаточной намагниченности требует дальнейшего изучения.

**Ключевые слова:** серпентинизация и метаморфизм, естественная остаточная намагниченность, магнитная восприимчивость, намагниченность насыщения, магнитное поле океана, глубинные магнитные аномалии

### Введение

Результаты интерпретации большого объема данных геомагнитных съемок, выполненных в последние десятилетия в пределах океанических областей и сопредельных территорий, и магнитного моделирования, свидетельствуют о том, что наряду с сейсмическим слоем океанской коры 2А, так называемым «базальтовым» слоем, значительный вклад в аномальное магнитное поле вносят серпентинитовые образования. (Городницкий, Шишкина, 1996). Они формируются в процессе

гидратации ультрабазитов верхней мантии океанской водой по системе сквозь коровых трещин. Вместе с тем непосредственное изучение магнитных характеристик серпентинитовых тел сильно осложнено их труднодоступностью для непосредственного геологического изучения. Поэтому петромагнитное изучение даже сравнительно небольшого имеющегося объема образцов серпентинизированных гипербазитов представляется весьма актуальным. Оно вызывает интерес, прежде всего, с точки зрения интерпретации магнитных аномалий (Bonatti et al., 1984; Talwani et al., 1971). Интерес к таким исследованиям возрос, когда длинноволновые магнитные аномалии, полученные в ходе гидромагнитных и спутниковых съемок, стали связывать с глубинными источниками, расположенными в низах земной коры и в верхней мантии (Ferré et al., 2014). Кроме того, исследование петромагнитных свойств ультрамафитов представляет дополнительные возможности при изучении особенностей процессов метаморфизма, в первую очередь, их серпентинизации (Dunlop, Prevot, 1982). Возникновение намагниченности ультрамафитов связывается в основном с серпентинизацией, в ходе которой происходит кристаллизация магнетита (Oufy et al., 2001).

Выделение магнетита в ультрамафитах связано главным образом с серпентинизацией оливина (в баститах – серпентиновых псевдоморфозах по пироксенам – магнетита обычно или нет, или крайне немного) (Bazylev et al., 2002; Oufy et al., 2001). Мантийные перидотиты (шпинелевые гарцбургиты и шпинелевые лерцолииты, а также ассоциирующие с ними дуниты) содержат высокомагнезиальный оливин. В отличие от мантийных ультрамафитов, петромагнитные характеристики коровых ультрамафитов изучены слабее (Porov et al., 2015).

В нашу задачу входило провести сопоставление магнитных свойств метаморфизованных мантийных и коровых ультрабазитов, собранных в различных регионах Мирового океана и в офиолитовых комплексах с различной геодинамической обстановкой.

Был проведен сравнительный анализ магнитных свойств образцов океанических шпинелевых перидотитов и дунитов, собранных в океанологических экспедициях Института океанологии и Института геохимии и аналитической химии.

Петрографические исследования были проведены в Институте геохимии и аналитической химии РАН. Магнитные свойства образцов изучались в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. (Bazylev et al., 2002; Попов и др., 2011; Попов и др., 2006; Porov et al., 2015). Изучаемые образцы разделены на три группы.

1. Океанические перидотиты из рифтовых зон и трансформных разломов срединных хребтов Индийского, Атлантического и Тихого океанов.

2. Перидотиты подводного хребта Горриндж, расположенного в пределах Азоро-Гибраларской зоны разлома, на границе Африканской и Евразийской литосферных плит.

3. Дуниты Пекульнейского комплекса Западно-Корякской складчатой системы на полуострове Чукотка, формирование которого происходило в надсубдукционной системе островной дуги.

В основу анализа данных было положено предположение, что процессы метаморфизма ультрабазитов, кристаллизация ферромагнитных минералов и приобретение намагниченности проходят в несколько этапов. В ходе среднетемпературного метаморфизма, по данным Kimball и Базылева, проходящего при температуре 800–450°C (Kimball et al., 1985; Базылев и др., 2000), при температуре 600°C и до 450°C (еще до начала серпентинизации) метаморфизм должен сопровождаться кристаллизацией вторичных шпинелидов ряда феррит–хромит–магнетит (Sack, Ghiorso, 1991). Такие шпинелиды обнаружены в океанических перидотитах (Базылев и др., 1990). В дальнейшем при серпентинизации перидотитов (350–150°C) (Prinz et al., 1976; Vonatti et al., 1984; Базылев, 1997), кристаллизуется магнетит. Таким образом, приобретение намагниченности в ультрабазитах происходило в температурном интервале 600–150°C.

Были проведены полуколичественные оценки степени среднетемпературной метаморфической перекристаллизации (ССМ) и степени серпентинизации (СС) океанических перидотитов (Bazylev et al., 2002). Сделана попытка определить количественную зависимость величин магнитных характеристик от степени среднетемпературного метаморфизма и серпентинизации. Дополнительным к набору измерений, проведенных другими исследователями (Vonnemains et al., 2016; Zhiyong Li et al., 2017; Maffione et al., 2014), в ходе термомагнитного анализа было проведено определение температуры приобретения термохимической остаточной намагниченности ферромагнетиков, которая в данном случае является температурой образования самих ферромагнетиков (Попов и др., 2006).

### Районы исследований

**Разлом Океанограф** расположен в северной части Срединно-Атлантического хребта в пределах Азорского тройного сочленения и Азорской горячей точки, действие которой простирается от разлома Курчатова 41°с.ш. до разлома Хейса 33°с.ш. (Dosso et al., 1999).

**Аравийско-Индийский хребет, Западно-Индийский хребет, трансформные разломы Витязь и Вима** являются составной частью главной индоокеанской системы, по ряду признаков схожи с некоторыми участками, медленно-спредингового Срединно-Атлантического хребта. Средняя скорость спрединга – 2,5–3,0 см/год. В северной части Аравийско-Индийского хребта располагается система разломов Оуэн, далее на юго-востоке по простиранию хребта трансформные разломы: Вима, Витязь. В ущелье средней части разлома Витязь отобраны образцы серпентинизированных гарцббургитов и верлитов. На юго-восточном борту разлома вскрыт фрагмент «нормального», ненарушенного разреза океанической коры. Верхняя часть базальты – 0.5 км, ниже габброиды – 1.5–3.0 км, которые перекрывают ультрамафиты. На южном борту разлома, на глубине 4000–4370 м, обнажаются серпентиниты, габбро и диабазы (Кашинцев, 1991).

**Район разлома 15°20′** представляет собой один из геохимически аномальных сегментов Срединно-Атлантического хребта.

Исследуемый район – область тройного сочленения Северо-Американской, Южно-Американской и Африканской литосферных плит (Bougault et al., 1988). Перидотиты были собраны как с бортов прилегающей рифтовой долины, так и с бортов трансформного разлома. Сведения о характере метаморфизма и петрологическое описание образцов района разлома 15°20′ приводятся в работах Базылева и Силантьева (Bazylev et al., 2002; Базылев, Силантьев, 2000).

**Трансформный разлом Кларион** расположен в Северо-Восточной котловине Тихого океана, относится к Восточно-Тихоокеанскому поднятию. Геологическое опробование было проведено вблизи 147°з.д. на границе зоны спокойного магнитного поля и мезозойских линейных аномалий. Возраст океанической коры определен как позднемеловой – 65–97 млн. лет. Ультрараосновные породы, представленные апоперидотитовыми серпентинитами, полностью сохранили текстуру и структуру тектонизированных перидотитов (Лазько, 1985). Серпентинит содержит большое количество вторичных выделений: магнетит, маггемит, гематит.

**Хребет Горриндж** расположен в восточной части Атлантического океана в пределах Азоро-Гибралтарской зоны разломов на границе Африканской и Евразийской плит. Хребет представляет собой вздернутый блок океанической коры нижнемелового возраста (Prichard, Mitchell, 1979) Морфологически хребет имеет две отдельные структуры, разделенные неглубокой седловиной: горы Ормонд и Геттисберг. Коллекция изучаемых нами образцов была собрана с вершины горы Геттисберг в 7 и 12 рейсах НИС «Витязь», а также из кернов двух скважин, пробуренных НИС «Бавенит» на восточном и западном флангах горы.

**Массив Пекульней** расположенный в центре Чукотского полуострова, выделяется при тектоническом районировании в самостоятельный сегмент Западно-Корякской складчатой системы. Формирование массива происходило в основании островной дуги. Детальное геологическое строение района и петрографо-минералогические характеристики исследованных образцов приводятся в работе (Базылев и др., 2013; Попов и др., 2011)

### **Магнитные характеристики метаморфизованных ультрабазитов**

Исследование магнитных свойств проводилось в геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. Магнитные параметры образцов представлены в табл. 1 (Bazylev et al., 2002; Попов и др., 2011; Попов и др., 2006; Popov et al., 2015).

Таблица 1

№ образца	ССМ	СС	$I_n$ А/м	с. $10^{-3}$ ед.СИ	Q	$I_{rs}/I_s$	$I_s$ $10^3$ А/м	$H_{rc}/H_c$	$T_c$ °С	$I_{st}/I_{so}$	С%
Срединно-Атлантический хребет Трансформный разлом Океанограф											
абп12-1-9	0	100	1.23	33.5	0.9	0.25	6.45	1.76	593	0.65	1.3
абп12-1-16	5	100	1.46	23.8	1.5	0.27	6.08	1.45	587	0.44	0.9
Южный сегмент, склон и дно рифтовой долины, трансформный разлом $15^\circ 20'$											
Fr07-13	30	100	1.14	23.8	1.2	0.16	3.23	1.3	585	0.4	1.0
Fr08-10	10	100	1.02	11.1	2.3	0.25	2.05	1.52	585	0.9	0.4
Северный сегмент. Борт рифтовой долины											
Fr22-05	30	100	3.22	70.6	1.1	0.01	7.26	2.19	590	0.4	2.8
Fr23-02	30	100	5.47	57.8	2	0.18	4.32	1.42	575	0.8	2.3
абп16-56-10	30	95	0.36	21.3	0.4	0.04	3.5	2.15	590	0.8	0.8
абп16-56-68	30	100	0.63	43.6	0.4	0.04	6.73	3.57	575	0.8	1.7
абп16-56-77	20	100	2.89	44.6	1.7	0.24	5	1.53	575	0.9	1.8
абп16-56-80	30	100	0.7	43.4	0.4	0.08	6.38	2.6	575	0.8	1.7
FR16-07	40	100	3.28	45.6	1.7	0.22	8.27	1.78	593	0.72	1.8
FR09-02	0	90	0.25	2.6	2.3	0.3	0.7	1.58	597	0.49	0.1
FR10-08	20	100	2.14	28	1.9	0.33	3.8	1.51	580	0.67	0.1
Трансформный разлом $15^\circ 20'$ , борт офсетной части											
абп16-75-72	0	100	2.27	26.6	2.1	0.29	2.34	1.6	590	0.3	0.1
абп16-77-113	30	95	3.15	33.9	2.3	0.1	5.41	2.3	575	0.4	0.1
Рифтовая долина ( $17^\circ$ с.ш. $13^\circ$ с.ш.)											
754-4	5	95	0.52	24	0.5	0.28	2.22	1.6	590	0.8	0.9
771-1	3	90	1.6	19.1	2.1	0.23	1.55	1.6	585	0.5	0.7
892-5	15	90	1.06	59	0.4	0.18	2.85	3.2	610	0.98	2.3
Аравийско-Индийский хребет трансформный разлом Витязь											
5319/36	15	95	2.79	12.3	7.2	0.23	1.74	1.65	585	0.82	0.5
5319/37	10	100	8.79	79.4	2.5	0.07	9.72	1.65	580	0.93	3.1
5319/6812	15	100	9.65	71.9	3.4	0.11	3.4	1.69	578	0.73	2.8
5319/24-5	5	95	3.94	30.6	3.2	0.25	7.89	1.37	610	0.69	1.2
5319/24-58	5	95	5.31	42.7	3.1	0.26	8.8	1.38	595	0.79	1.7
5319/34	15	100	0.43	80.4	0.1	0.09	12.5	3.04	595	0.93	3.2
5319/35	15	100	16.6	126.9	3.3	0.08	13.0	2.19	590	0.59	5.0
Трансформный разлом Вима											
29Др.30/1	0	70	0.09	1.1	1.8	0.25	0.18	1.85	600	0.65	0.04
Юго-Западный Индийский хребет, рифтовая долина											
5324/52	100	0	0.01	0.3	0.7	0.01	0.59	3.36	612	0.84	0.01
5324/58	0	90	0.48	23.8	0.6	0.24	3.89	1.73	588	0.68	0.9
5324/60	50	60	0.37	8.1	1.2	0.14	1.42	1.72	600	0.69	0.3
5324/26	0	95	0.49	77.1	0.2	0.16	2.86	2.5	590	0.6	3.1
23дрб/1	10	90	3.52	40.5	2.2	0.14	8.57	3.1	590	0.7	1.6
23дрб/2	10	90	5.8	46.7	3.1	0.18	12.5	1.64	590	0.8	1.8

Восточно-Тихоокеанское поднятие трансформный разлом Кларион											
2498/10	–	–	1.38	32.9	1	0.18	4.5	–	610	–	1.3
2498/1	–	–	0.5	21.5	0.5	0.15	2.2	–	615	–	0.8
2498/5	–	–	0.9	42	0.5	0.13	4.1	–	610	–	1.7
2498/7	–	–	6.5	52.8	3.1	0.18	6.1	–	610	–	2.1
2498/2	–	–	4.0	32.9	3.1	0.18	4.1	–	595	–	1.3
2498/11	–	–	1.25	51.5	0.6	0.11	4.4	–	450	–	2.1
2498/12	–	–	0.94	27.9	0.8	0.11	2.9	–	620	–	1.1
Азоро-Гибралтарская зона разломов Хребет Горриндж (драга и скважины 5 (16–50 м), 4е (12–20 м), лерцолит, гарцбургит, феррит–хромит											
1561-2	0	100	0.8	23.8	1.5	0.23	4.7	1.71	610	0.5	0.9
1561-3	40	100	8	50.2	3.6	0.3	8.1	1.4	590	0.5	2.0
5/1	–	100	2.6	50.2	1.4	0.23	3.8	1.1	595	0.87	2.0
5/3b	10	100	6.1	59	2.7	0.19	8.9	1.5	585	0.85	2.4
5/20	10	100	1.9	26.3	1.5	0.22	6.9	1.5	590	0.91	1.0
5/35b	0	100	2.1	32.6	1.8	0.25	4.5	1.4	580	0.84	1.2
5/71	5	100	9.7	31.4	8	0.23	7.3	1.5	580	0.93	1.2
4e/1a	–	100	10.7	89.2	3.1	0.12	6.3	1.6	610	0.9	3.5
4e/2	3	100	1.7	27.6	1.8	0.18	7.6	1.5	580	0.93	1.1
4e/15	–	100	1.5	60.3	0.7	0.12	9.0	2.12	610	0.9	2.4
Центральная Чукотка Пекульнейский комплекс, дуниты											
NP06-20/1	15	55	18.4	67.3	7	0.09	5.7	2.5	595	0.44	2.7
NP06-51/2	10	100	4.5	57.7	1.98	0.08	3.26	2.8	590	0.6	2.3
NP06-32/1	3	50	2.6	88	0.75	0.19	4.4	2	590	0.45	3.5
NP06-26/2	15	60	0.9	70.4	0.32	0.16	4.34	1.9	595	0.45	2.8
NP06-54/2	15	35	3.9	110	0.9	0.1	8.96	2.18	600	0.45	4.4
NP06-43/4	10	85	21	49	10.9	0.14	4.65	1.92	600	0.46	1.9
NP06-54/3	10	50	1.6	20.1	2.1	0.12	1.1	2.11	595	0.39	0.8
NP06-57/2	10	55	1.4	32.6	1.1	0.13	4.38	2.22	600	0.61	1.3
NP06-23/3	15	30	0.34	37.9	0.2	0.13	3.59	2.12	600	0.59	1.5
NP06-46/2	3	65	4.6	49.2	2.4	0.16	4.41	1.83	595	0.52	1.9
NP06-49/2	10	50	13.6	47.1	7.4	0.23	4.54	1.5	595	0.41	1.9
NP06-53/2	10	30	7.8	58.4	3.1	0.13	4.7	2.14	595	0.5	2.3

Примечание: ССМ – степень среднетемпературного метаморфизма; СС – степень серпентинизации;  $I_n$  – естественная остаточная намагниченность;  $\chi$  – магнитная восприимчивость;  $Q$  – отношение Кенигсбергера;  $I_s$  – намагниченность насыщения;  $I_{rs}$  – остаточная намагниченность насыщения;  $H_c$  – коэрцитивная сила;  $H_{cr}$  – остаточная коэрцитивная сила;  $T_c$  – температура Кюри;  $I_{sl}/I_{so}$  – отношение намагниченности насыщения, измеренной после нагревания образца до 600°C к первоначальной намагниченности насыщения; С – объемное содержание магнетита в образце, рассчитанное по величине магнитной восприимчивости –  $\chi$ .



**Естественная остаточная намагниченность –  $I_n$ .** Гистограммы распределения значений естественной остаточной намагниченности, магнитной восприимчивости и отношения Кенигсбергера для каждой из коллекций представлено на рис. 1.

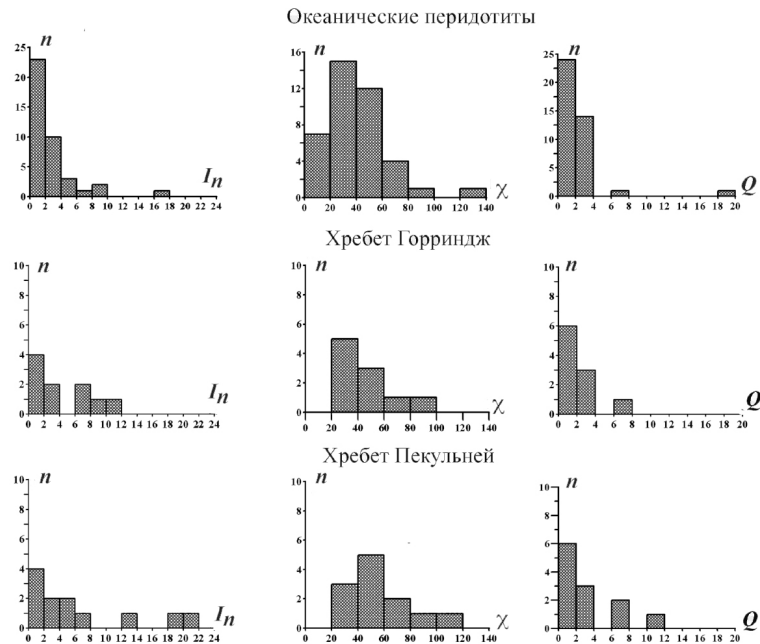


Рис. 1. Гистограммы распределения естественной остаточной намагниченности  $I_n$  А/м; магнитной восприимчивости  $\chi$  ( $10^{-3}$ ед.СИ), отношения Кенигсбергера  $Q_n$ .

Как видно из приведенных гистограмм, наиболее высокие значения намагниченности ( $I_n = 19.0\text{--}22.0$  А/м) у образцов из массива Пекульней, в то время как в океанических перидотитах больше половины образцов имеют намагниченность менее 2 А/м. Все три исследуемые нами группы образцов имеют близкую величину фактора Кенигсбергера  $Q$ . Существуют различия в магнитной восприимчивости  $\chi$ . Главная мода на гистограмме  $\chi$  для образцов массива Пекульней ( $40\text{--}60$ ) $10^{-3}$ ед.СИ.

Почему возникли эти различия? Сами мантийные ультрабазиты не магнитны, кристаллизация магнетита и приобретение намагниченности в них происходят в результате метаморфизма. Метаморфизм в ультрабазитах носит регрессивный характер и проходит несколько стадий. Вначале магнетит образуется в ходе средне-температурного метаморфизма, а в дальнейшем – при понижении температуры в процессе серпентинизации перидотитов (Базылев, 2000).

Петромагнитные исследования образцов серпентинизированных гипербазитов, проведенные другими авторами, свидетельствуют о связи величины магнитных характеристик с температурным режимом и степенью серпентинизации.

- С увеличением степени серпентинизации (СС) увеличивается концентрация магнетита в породе (Nazarova et al., 2000; Oufy et al., 2001).

- С ростом температуры серпентинизации увеличивается намагниченность серпентинизированных ультрабазитов (Vonnemains et al., 2016). Так образцы в офи-

олитовом комплексе Chenaillet и из разлома Кейн, где проходила высокотемпературная серпентинизация (250–300°C), имеют высокую магнитную восприимчивость ( $\chi \geq 0.15$  ед.СИ) и намагниченность насыщения  $-I_s \geq 6$  Ам<sup>2</sup>/кг. При низкотемпературной серпентинизации ( $\leq 200$ –250°C), которая имела место в ходе обдукции, в районе массива Pindos и в Омане образцы имеют пониженные магнитные характеристики –  $\chi \leq 0.02$  ед.СИ,  $I_s \leq 0.4$  Ам<sup>2</sup>/кг.

- Количественная зависимость между основными магнитными характеристиками и степенью серпентинизации (СС), выявленная в работе (Zhiyong Li et al., 2017), показывает, что общая концентрация ферромагнетиков, магнитная восприимчивость и намагниченность насыщения увеличиваются при увеличении степени серпентинизации от 0 до 20%, а затем уменьшаются при СС = 30–60%. Высокая интенсивность намагничивания 1.0–10.0 А/м присуща перидотитам с СС  $\geq 60\%$  и СС = 20–30%.

- Исследования магнитных свойств образцов серпентинизированных перидотитов, собранных в офиолитовом комплексе Mirdita в Албании, представляющем древний океанический коровый комплекс юрского времени, и образцов Срединно-океанических хребтов, полученных в ходе глубоководного бурения из DSDP и ODP скважин (Maffione et al., 2014), показали, что размер зерен магнетита, кристаллизующегося в ходе серпентинизации, зависит от степени серпентинизации. Мелкие, суперпарамагнитные зерна кристаллизуются в ходе первоначальных стадий серпентинизации (СС  $\leq 10\%$ ), в то время как однодоменный магнетит кристаллизуется при степени серпентинизации свыше 40%. Псевдооднодоменные и многодоменные зерна магнетита возникают при степени серпентинизации 40% и 60% (Maffione et al., 2014).

Для сравнения полученных нами результатов с другими были построены сравнительные диаграммы связи между степенью серпентинизации СС и естественной остаточной намагниченностью –  $I_n$ ; магнитной восприимчивостью –  $\chi$  и отношения  $I_{rs}/I_s$ . (рис. 2).

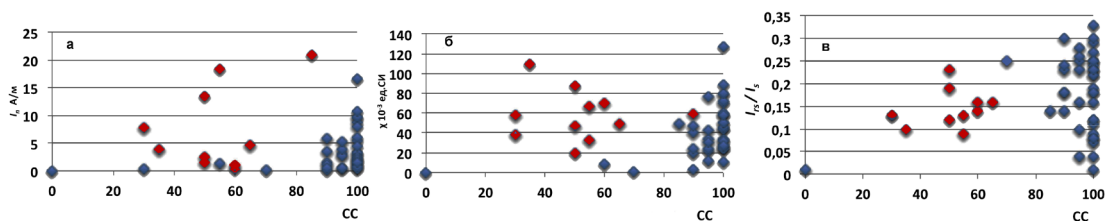


Рис. 2. Диаграммы зависимости от степени серпентинизации СС: а – естественной остаточной намагниченности  $I_n$ ; б – магнитной восприимчивости  $\chi$  ( $10^{-3}$  ед.СИ); в – отношения  $I_{rs}/I_s$ . Красные точки принадлежат образцам коллекции Пекульней.

На диаграммах СС –  $\chi$ , СС –  $I_n$ , построенных по данным для океанических перидотитов из рифтовых зон и трансформных разломов срединных хребтов Индийского и Атлантического океанов, а также хребта Горриндж (рис. 2), выделяются две



области значений. Первая – ограничена степенью серпентинизации от 20 до 80%, в этом промежутке величина  $I_n$  практически не зависит от степени серпентинизации,  $I_{нсп} = 1-2$  А/м. Соответствующая концентрация ферромагнетиков в породе не превышает 0.5%. Согласно полученным диаграммам, образование основной массы магнетита происходит после достижения степени серпентинизации в 90–100%, а концентрация магнетита резко возрастает до средних значений 1.7% (рис. 2). Однако образцы массива Пекульней не укладываются в эту схему и достигают максимальной концентрации магнетита при  $СС = 50-60\%$ . В дунитах комплекса наиболее высокая намагниченность –  $I_{нсп.} = 6.7$  А/м и магнитная восприимчивость –  $\chi \approx (40-60) \times 10^{-3}$  ед.СИ. В тоже время степень серпентинизации  $СС_{ср.} = 40-60\%$  рис. 3. В океанических образцах и в перидотитах хребта Горриндж  $СС_{ср.} = 100\%$ , а средняя намагниченность в 2 раза меньше:  $I_{нсп.} = 2.7$  А/м, и  $I_{нсп.} = 4.5$  А/м соответственно.

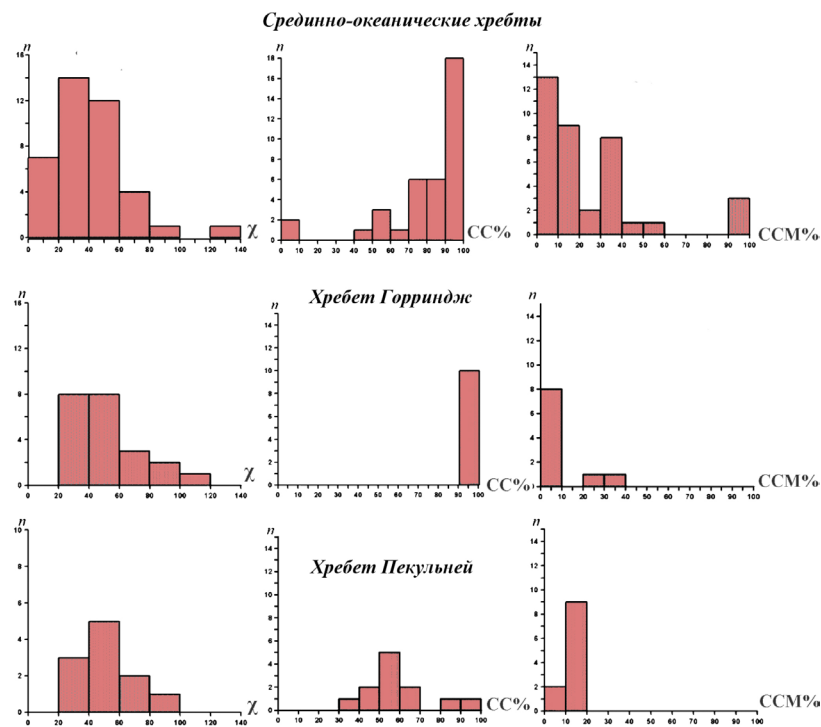


Рис. 3. Гистограммы распределения величин магнитной восприимчивости  $\chi$ , степени серпентинизации  $СС\%$  и последующей наложенной серпентинизации  $ССМ\%$  и для океанических перидотитов, перидотитов хребта Горриндж и массива хребта Пекульней.

Повышенное содержание магнетита и высокую намагниченность в дунитах массива Пекульней можно объяснить тем, что выделение магнетита здесь связано главным образом с серпентинизацией оливина (в баститах – серпентиновых псевдоморфозах по пироксенам – магнетита обычно или нет, или крайне немного) (Bazylev et al., 2002). Пекульнейские дуниты являются коровыми и отличаются от

мантийных перидотитов и дунитов повышенной железистостью оливина (Базылев и др., 2013), что может быть одной из причин повышенных содержаний магнетита в этих породах.

**Магнитная восприимчивость  $\chi$**  – одна из главных концентрационных характеристик, которая повышается с ростом размера зерен магнетита и падает с ростом их дефектности и напряженного состояния. Судя по средним значениям, для срединно-океанических хребтов магнитной восприимчивости  $\chi = 38.0 \times 10^{-3}$  ед.СИ, хребта Горриндж –  $\chi_{\text{ср.}} = 45.0 \times 10^{-3}$  ед.СИ, объемная концентрация ферримагнетиков в них почти одинаковая (Попов и др., 2011). Дуниты комплекса Пекульней выделяются наиболее высокой магнитной восприимчивостью  $\chi = 57.0 \times 10^{-3}$  ед.СИ, а значит и концентрацией ферримагнетиков. Построение диаграмм зависимости между намагниченностью насыщения  $I_s$  (которая помимо состава также зависит от концентрации входящих в нее магнитных минералов) и магнитной восприимчивостью  $\chi$ , расчет коэффициентов корреляции (рис. 4) показали отсутствие корреляции  $\chi - I_s$  для образцов хребта Горриндж ( $r = 0.24$ ) и их отличие от остальных образцов. В то же время корреляции  $\chi - I_s$  для комплекса Пекульней ( $r = 0.8$ ) показывает почти прямую зависимость между намагниченностью насыщения и магнитной восприимчивостью.

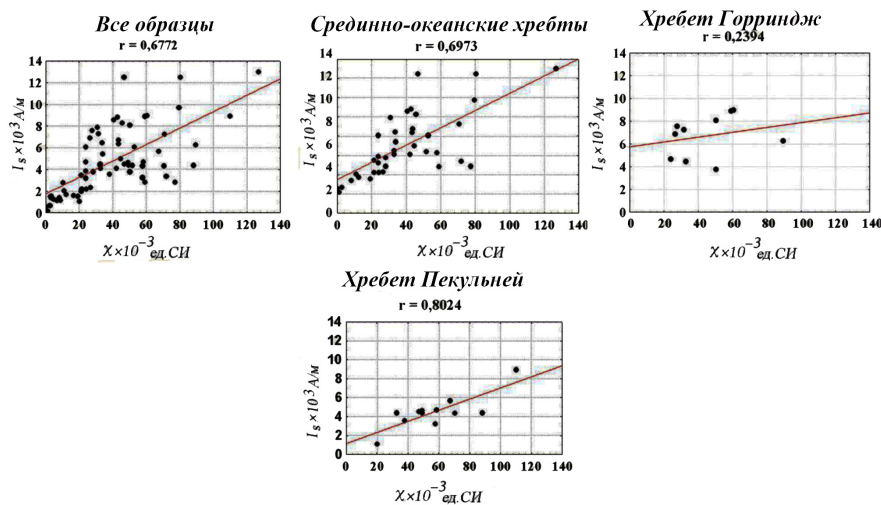


Рис. 4. Диаграммы зависимости магнитной восприимчивости  $\chi$  от намагниченности насыщения  $I_s$ .

Для сравнения с нашими результатами была рассчитана и построена зависимость  $\chi - I_s$  по данным 33 образцов серпентинизированных абиссальных перидотитов из семи скважин проектов DSDP и ODP, в Атлантическом и Тихом океанах (Oufy et al. 2001). Полученный коэффициент корреляции равен 0.83, близок к зависимости  $\chi - I_s$ , рассчитанной для образцов комплекса Пекульней. Отсутствие корреляции между  $\chi - I_s$ . Для образцов хребта Горриндж величина  $\chi$  мала и не соответствует намагниченности насыщения  $I_s$ . Обе эти магнитные характеристики используются как индикатор концентрации магнитных минералов. Исследования образцов

хребта Горриндж, проведенные на электронном сканирующем микроскопе VEGA-2 (Попов и др., 2011), показали, что в образцах хребта Горриндж присутствуют различные группы зерен магнетита (рис. 5).

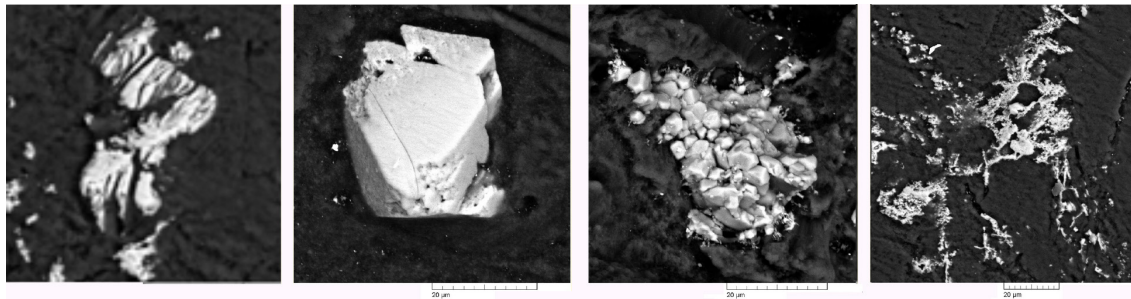


Рис. 5. Фотографии образцов хр. Горриндж с электронного сканирующего микроскопа VEGA-2. Фото 1 – обр. 5/20 зерно магнетита, подвергшееся деформации; фото 2 – обр. 4e/15 монокристалл магнетита; фото 3 – обр. 4e/1a конгломерат отдельных зерен магнетита; фото 4 – обр. 5/20 зерна магнетита представлены рыхлыми образованиями, имеющими дендритовую структуру.

Эти различия заключаются в размере и структуре магнетитовых зерен, кристаллизовавшихся в ходе разных стадий метаморфизма.

Одна из главных особенностей образцов хр. Горриндж присутствие в них крупных деформированных, имеющих трещины, зерен магнетита (размером до 30 мкм) рис. 5 (фото 1–2).

Присутствие таких зерен объясняет заниженные значения  $\chi$ , поскольку восприимчивость магнитных материалов – структурно-чувствительная характеристика, которая падает с ростом дефектности, напряженного состояния и уменьшением размера магнитных зерен.

**Доменная структура и размер ферромагнитных зерен.** Число доменов в ферромагнитных зернах является важной характеристикой для определения их размера. Зерна, имеющие один или несколько доменов (ОД), обладают большей величиной намагниченности и большей коэрцитивной силой по сравнению с многодоменными зернами (МД). Размыванию резкой границы между ОД и МД состояниями, при изменении размера частиц, способствует то обстоятельство, что доменное состояние реальных зерен зачастую зависит от их предыстории, и поэтому даже те зерна, размер которых в несколько раз превышает однодоменный, могут в некоторых случаях вести себя как ОД, что отражается и на их магнитных параметрах. Смешивание процессов вращения и смещения доменных границ и наличие метастабильных состояний, в некоторой области выше критического размера однодоменности, дали основание выделить в спектре размеров ферромагнитных зерен особый класс псевдооднодоменных частиц (ПОД). Обычно для магнетита под таковым понимается область размером 0.1–1.0 мкм (Щербаков и др., 1996). Критерии для определения доменного состояния были определены в работе (Большаков, Щербакова, 1979). Идентификация доменной структуры ферромагнитных зерен проводилась по значениям  $I_{rs}/I_s$ ,  $H_{rc}/H_c$  и  $Q$ . Для дунитов хребта Пекульней

(рис. 6в) большинство образцов имеют соотношение  $I_{rs}/I_s = 0.05–0.15$ , часть зерен магнетита, которые кристаллизовались в них, имеют многодоменную структуру, а часть псевдооднодоменную. Тогда согласно (Щербаков и др., 1996) размер магнетита не должен превышать 1.0–2.5 мкм.

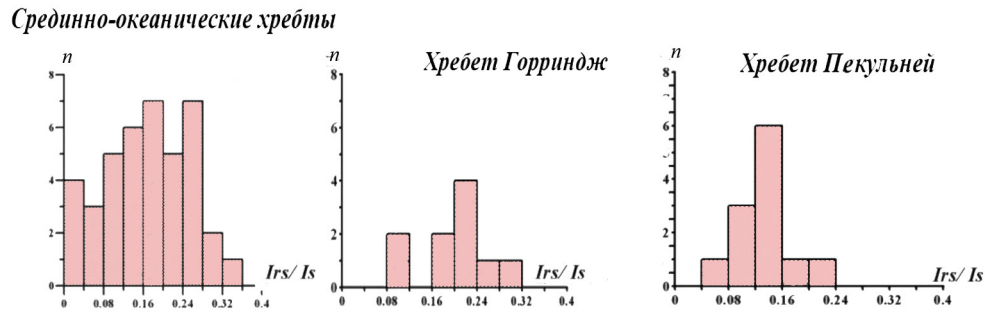


Рис. 6. Гистограмма распределения значений отношения остаточной намагниченности насыщения к намагниченности насыщения –  $I_{rs}/I_s$  в образцах.

Образцы хребта Горриндж практически не имеют крупных, многодоменных зерен магнетита ( $I_{rs}/I_s = 0.16–0.32$ ). В океанических перидотитах из срединных хребтов и трансформных разломов величины  $I_{rs}/I_s$  имеют большой разброс – от  $I_{rs}/I_s < 0.1$  до  $I_{rs}/I_s = 0.35$ . Это указывает на присутствие в них крупных многодоменных зерен, а также псевдооднодоменных и однодоменных зерен магнетита. Среднее значение океанических перидотитов  $I_{rs}/I_s = 0.17$  характерно для псевдооднодоменных зерен размером порядка 0.1–1.0 мкм, но в данном случае не является характеристикой океанических перидотитов. Более показательна гистограмма распределения –  $I_{rs}/I_s$ , показанная на рис. 6а. Разнообразие размеров магнетитовых зерен в океанических перидотитах, по-видимому, связано с последовательностью кристаллизации магнетита в ходе среднетемпературной метаморфической перекристаллизации и дальнейшей серпентинизации (Bazylev et al., 2002). Вторым магнитным параметром, определяющим доменное состояние и размер ферромагнитных частиц, является отношение  $H_{rc}/H_c$  (коэрцитивной силы по остаточной намагниченности  $H_{cr}$  к коэрцитивной силе насыщенного состояния  $H_c$ ). Расчет  $H_{rc}/H_c$  и построение гистограмм для каждой из наших коллекций (рис. 7) подтвердил выводы, полученные по  $I_{rs}/I_s$ , что дуниты хр. Пекульней имеют наиболее крупные многодоменные и псевдооднодоменные зерна.

Следует отметить, что в наших коллекциях отмечается хорошая корреляция между рассмотренными выше параметрами ( $I_{rs}/I_s$ ,  $H_{rc}/H_c$ ), определяющими доменное состояние зерен магнетита (рис. 8).

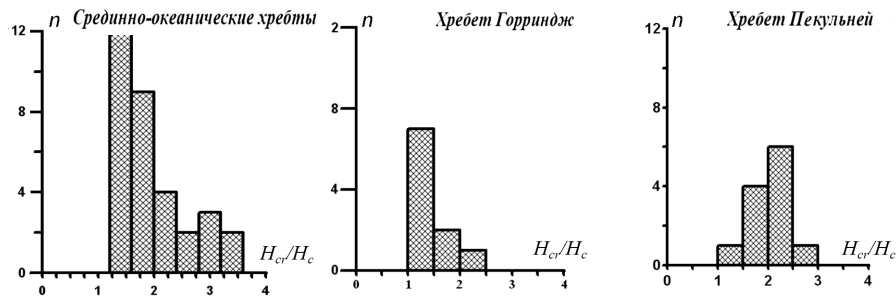


Рис. 7. Гистограмма распределения значений  $H_{cr}/H_c$  (отношение коэрцитивной силы по остаточной намагниченности  $H_{cr}$  к коэрцитивной силе насыщенного состояния  $H_c$ ).

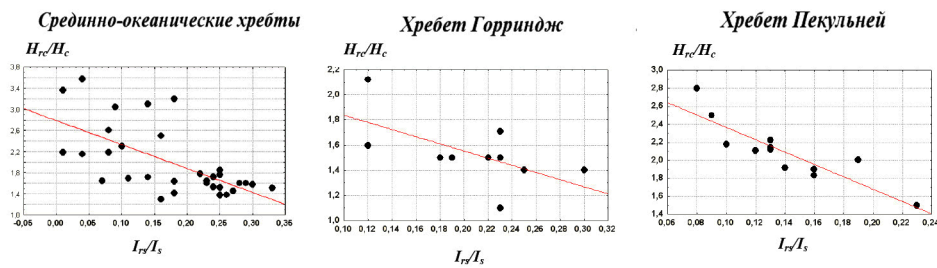


Рис. 8. Диаграммы зависимости  $I_{rs}/I_s - H_{cr}/H_c$ .

**Намагниченность насыщения  $I_s$**  породы зависит, помимо состава, от концентрации входящих в нее ферромагнитных минералов. На гистограммах распределения  $I_s$  (рис. 9) образцы хребта Горриндж имеют наиболее высокие значения намагниченности насыщения.

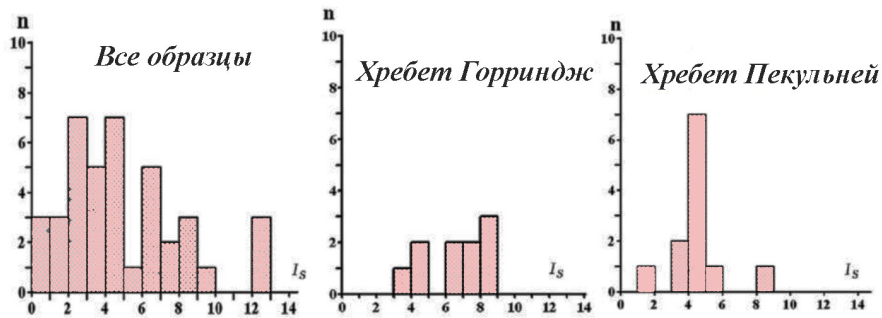


Рис. 9. Гистограммы распределения значений намагниченности насыщения  $I_s \times 10^3$  А/м.

**Коэрцитивная сила  $H_c$**  – напряженность внешнего постоянного магнитного поля, в котором образец, первоначально намагниченный до насыщения, размагничивается ( $J = 0$ ).  $H_c$  представляет магнитную жесткость, которая, в свою очередь, зависит от размера зерен. Сравнение гистограмм распределения значений коэрцитивной силы  $H_c$  (рис. 10) показывает, что наименьшие значения  $H_c$  имеют образцы хребта Пекульней.



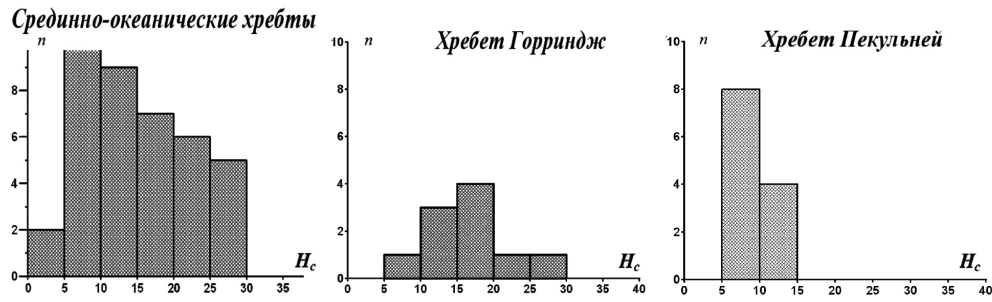


Рис. 10. Гистограммы распределения значений коэрцитивной силы  $H_c$ .

Как и следовало ожидать, существует хорошая корреляция между магнитной жесткостью  $H_c$  и размером зерен  $I_{rs}/I_s$  (рис. 11). Средний коэффициент корреляции  $r = 0.9$ . Таким образом, в образцах хребта Пекульней имеются наиболее крупные зерна магнетита.

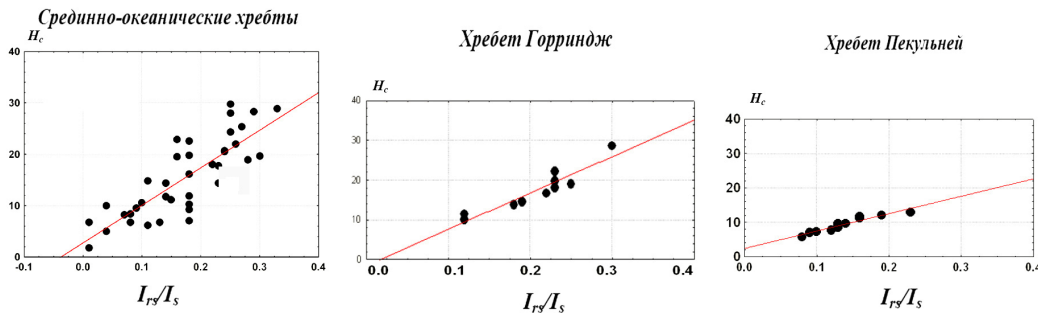


Рис. 11. Диаграммы зависимости отношения  $I_{rs}/I_s$  к коэрцитивной силе  $H_c$ .

**Исследования терромагнитных кривых зависимости намагниченности насыщения от температуры  $I_s(T)$**  проводились с целью определения носителей намагниченности в образце. После охлаждения образцов до комнатной температуры производился их повторный нагрев до  $700^\circ\text{C}$  для идентификации природы перегибов. За точку перегиба на терромагнитных кривых принимается участок, на котором происходит резкая потеря части намагниченности в исследуемом образце, а на терромагнитной кривой отмечается изменение направления хода размагничивания. Формально точки перегибов на кривых зависимостей намагниченности от температуры соответствуют смене знака величины производной  $I(T)$  и максимуму величины второй производной этой зависимости  $d^2I/dT^2$ . Для соответствующих расчетов  $d^2I/dT^2$  использовалась оригинальная программа SPLAIN. Примеры терромагнитных кривых зависимости  $I_s(T)$  и  $I_n(T)$  представлены на рис. 12.

Наличие точек перегиба на кривой второго нагрева  $I_{s2}(T)$ , близких по температуре к точкам перегиба на первой кривой, показывает, что это, действительно, температура Кюри, соответствующая определенной магнитной фазе в изучаемом образце. Иногда в процессе лабораторного нагрева происходит частичное разложение силикатов и выделение ферромагнитных зерен, которые намагничиваются в этом



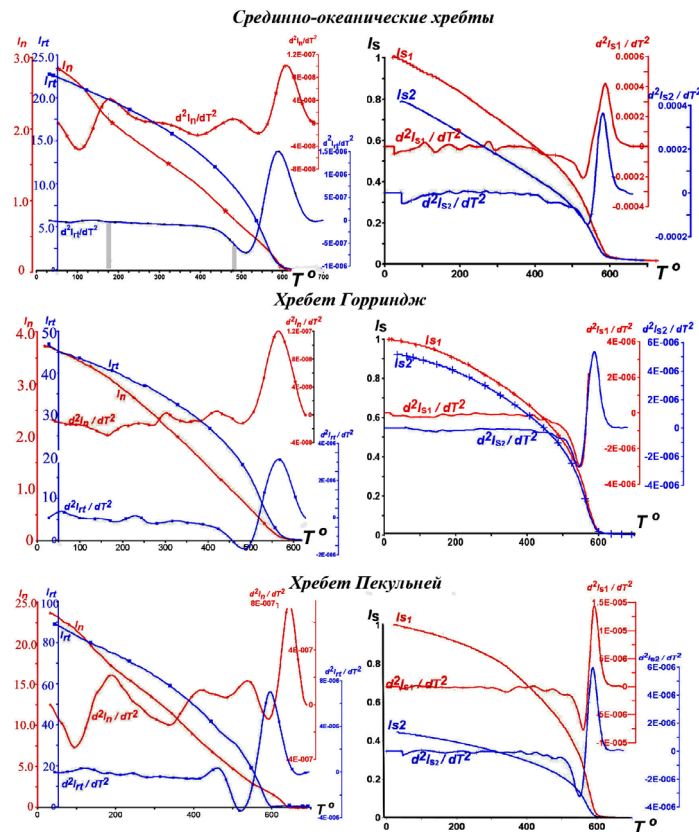


Рис. 12. Примеры термомагнитных кривых естественной остаточной намагниченности –  $I_n(T)$  и термомагнитные кривые термической остаточной намагниченности –  $I_{rt}(T)$ , (левый столбец).  $d^2I/dT^2$  – вторая производная значений  $I_n(T)$  и  $I_{s1}(T)$ . В правом столбце показаны термомагнитные кривые зависимости намагниченности насыщения от температуры.  $I_{s1}(T)$  и  $I_{s2}(T)$  первый и второй нагрев соответственно. Значения  $I_n$  и  $I_{rt}$  даны в А/м, значения  $I_s$  нормированы на величину  $I_{s1}$  при комнатной температуре, значения второй производной даны в произвольных единицах (правая шкала).

поле; в этом случае на этих термомагнитных кривых могут проявляться перегибы, которые обычно значительно различаются по температуре и, по сути, отображают изменения, проходящие в образце в ходе лабораторного нагрева.

**Исследование зависимости естественной остаточной намагниченности образцов от температуры  $I_n(T)$**  проводилось для определения температуры приобретения намагниченности и кристаллизации ферромагнитных минералов в образце. Снятие термомагнитной кривой происходило в ходе нагрева образцов до  $700^\circ\text{C}$ , при этом происходило разрушение  $I_n$ . Затем образец охлаждался в постоянном магнитном поле 0,5 эрстед. В ходе охлаждения образец приобретал термоостаточную намагниченность  $I_{rt}$ . В ходе повторного нагрева происходило снятие термомагнитной кривой остаточной термонамагниченности  $I_{rt}(T)$ . Как было предположено в работе (Попов и др., 2006), перегибы на термокривой  $I_n(T)$  могут быть связаны с утратой парциальной остаточной термонамагниченности ферромагнитной фазы при достижении температуры ее кристаллизации; данная утрата является необратимой, и в этом случае на термокривой  $I_{rt}(T)$  перегибы, присутствующие на кривой  $I_n(T)$ , при соответствующих

температурах не воспроизводятся. Иногда присутствие на термокривой  $I_{rr}(T)$  перегибов при тех температурах, где на термокривой  $I_n(T)$  перегибы отсутствуют, может быть интерпретировано как следствие лабораторного нагрева, то есть как артефакт. Присутствие на обоих термокривых перегибов при близкой температуре может отражать присутствие в образце ферримагнитной фазы с температурой Кюри, соответствующей температуре перегибов; в этом случае перегибы при близкой температуре, возможно, будут отмечаться и на термокривых намагниченности насыщения. Форма кривых  $I_s(T)$  (см. рис. 12) позволяет определить концентрацию магнитных минералов в образцах, которая составляет не менее 2–3% (Кузнецов, Печерский, 1992).

**Анализ термомагнитных кривых образцов.** Основной перегиб термомагнитных кривых намагниченности насыщения  $I_s(T)$  для всех образцов отмечается в интервале 590–600°C, что соответствует температуре Кюри доминирующей ферримагнитной фазы (частично окисленного магнетита). Особенностью представленных термокривых является наличие на некоторых из них заметных перегибов (1–2) при более низкой температуре. На термокривых естественной остаточной намагниченности  $I_n(T)$  хребта Пекульней основной перегиб фиксируется при 630–650°C, что отвечает температуре Кюри частично окисленного магнетита, как и на термокривых намагниченности насыщения. Существенно завышенные температуры этого перегиба на кривых  $I_n(T)$  могут быть связаны с тем, что основной вклад в естественную остаточную намагниченность пород вносят наиболее мелкие зерна, тогда как намагниченность насыщения, измеряемая в сильном магнитном поле, складывается из намагниченности всех зерен в породе независимо от их размера (Печерский, Соколов, 2011). Таким образом, завышенные температуры перегибов на термокривых  $I_n(T)$  могут отражать более высокую степень окисленности наиболее мелких зерен магнетита. Кроме этого основного перегиба, на термокривых естественной остаточной намагниченности отмечается также от двух до пяти менее интенсивных перегибов в интервале температур 140–570°C. На термокривых остаточной термонамагниченности для большинства образцов, помимо основного перегиба при температуре Кюри окисленного магнетита (580–600°C), обычно отмечается только один перегиб около 480°C.

Температуры точек перегиба на термомагнитных кривых  $I_n(T)$  и отсутствующие на термомагнитных кривых на  $I_{rr}(T)$  интерпретированы как температуры отдельных метаморфических эпизодов, сопровождающихся кристаллизацией ферримагнитных фаз (магнетита, хромистого магнетита (Попов и др., 2006). Таким образом, получены температуры приобретения намагниченности для каждого из образцов. Полученные результаты представлены в виде гистограммы на рис. 13.

Из представленных на гистограмме данных видно, что приобретение намагниченности в образцах хребта Пекульней (рис. 13б) происходило при более высоких температурах (выше 500°C), чем в других структурах, то есть еще до серпентинизации. Низкотемпературный пик (150–300°C) соответствует температуре серпентинизации.

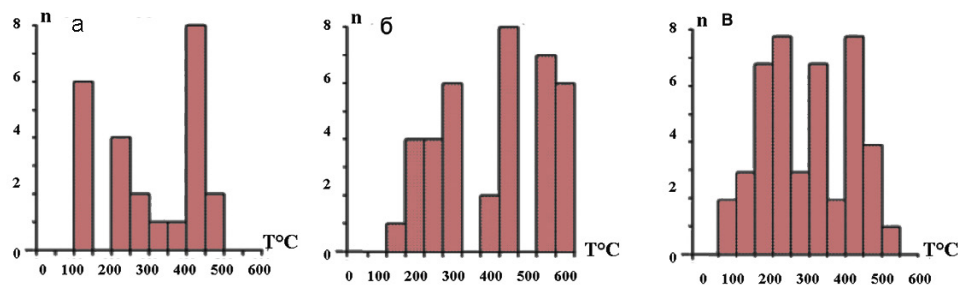


Рис. 13. Гистограммы температур перегибов на термомагнитных кривых естественной остаточной намагниченности  $I_n(T)$ , отображающие температуру приобретения намагниченности в образцах хребтов Горриндж (а), Пекульней (б), срединно-океанических хребтов (в);  $n$  – число перегибов.

### Заключение

В итоге комплексного анализа экспериментальных данных о магнитных параметрах образцов ультрабазитов, метаморфизм которых проходил в разных геодинамических обстановках. 1. Срединно-океанические хребты. 2. Надвиговые хребты (хребет Горриндж). 3. Надсубдукционная зона массива Пекульней, получены три группы магнитных характеристик, соответствующие трем рассмотренным структурам.

Основные результаты:

1. Для образцов срединно-океанических хребтов температурный режим кристаллизации магнетита делится на две стадии. Первая – среднетемпературный метаморфизм и первичная кристаллизация магнетита – 400–500°C. Вторая – температура серпентинизации, с которой связано основное формирование магнетита, – 150–350°C.

2. Хребет Горриндж характеризуется температурами образования магнетита – 400–450°C и 100–300°C. Здесь также кристаллизация зерен магнетита связана со степенью серпентинизации. Согласно полученным диаграммам, образование основной массы магнетита происходит после достижения степени серпентинизации в 90–100%, где концентрация магнетита резко возрастает. Деформация зерен магнетита и возникновение в них трещин могут быть связаны с тектонической коллизией между Африканской и Евразийской плитами в позднем мелу и активизацией Азоро-Гибралтарского разлома (Laughton, Whitmarsh, 1974).

3. В коллекции массива Пекульней больше половины измеренных образцов имеют магнетит, кристаллизовавшийся в ходе среднетемпературного метаморфизма при температуре 400–550°C. Следующая стадия кристаллизации магнетита и приобретения намагниченности связана с последующей серпентинизацией на втором этапе метаморфизма при температуре 150–300°C. Оценка зависимости концентрации ферромагнетиков  $C\%$  от степени серпентинизации  $SS\%$  показала, что она

здесь практически мало значима. Главным фактором, способствующим повышению концентрации магнетита, является повышенная железистость оливина в ультрабазах.

Полученные результаты показывают, что серпентинитовый слой, широко распространённый в низах океанической коры, обладает высокими значениями намагниченности и может вносить существенный вклад в магнитные аномалии.

Следует отметить, что вопрос о времени формирования ферромагнитных минералов в серпентинизированных ультрабазах остается открытым. Вопрос этот представляется весьма актуальным, поскольку именно с ним связана проблема возможного вклада намагниченных серпентинитов в линейные магнитные аномалии океанической литосферы. Имеющиеся данные (Городницкий, Шишкина, 1996) позволяют предполагать, что этот временной интервал гораздо меньше, чем предполагалось ранее (Печерский, Диденко, 1995). Поэтому распределение зон прямой и обратной полярности в серпентинитовых массивах океанической коры соответствует магнитной полярности вышележащего базальтового слоя. Проблема эта требует дополнительного изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант № 18-05-00316 и теме госбюджета 0149-2019-0006.

## Литература

- Базылев Б.А., Силантьев С.А., Кононкова Н.Н. Метаморфизм гипербазитов в океанической коре // Магматизм и тектоника океана (проект “Литос”). М.: Наука, 1990. С. 296–318.
- Базылев Б.А. Аллохимический метаморфизм мантийных перидотитов из зоны разлома Хэйс, Северная Атлантика. Петрология. 1997. Т. 5. С. 362–379.
- Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А. Высокобарические ультрамафиты в нижнекоровых породах Пекульнейского комплекса. Центральная Чукотка // Петрография и минералогия. Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 247–276.
- Базылев Б.А., Силантьев С.А. Геодинамическая интерпретация субсолидусной перекристаллизации мантийных шпинелевых перидотитов. Срединно-Океанические хребты // Петрология. 2000. Т. 8(3). С. 227–240.
- Большаков А.С., Щербакова В.В. Термомагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 2. С. 38–45.
- Городницкий А.М., Шишкина Н.А. Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы // Природа магнитных аномалий и строение океанической коры. М.: ВНИРО. 1996. С. 243–252.
- Кащинцев Г.Л. Глубинные породы океанов. М.: Наука, 1991.
- Кузнецов Ю.А., Печерский Д.М. Методические рекомендации по изучению петромагнитных и магнитных свойств пород вскрытых свехглубокими скважинами. Тверь: НПП «ГЕРС». 1992. 86 с.
- Лозько Е.Е. Серпентиниты и габброиды разлома Кларион (центральная часть Тихого океана) // Известия АН СССР. Сер. геолог. 1985. № 12. С. 28–42.
- Печерский Д.М., Соколов Д.Д. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь // Справочник для соседей по специальности. 2011. 199 с.

- Печерский Д.М., Диденко А.Н.* Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П., Ганеев А.К.* Сопоставление магнитных и петрологических характеристик перидотитов хребта Горриндж с перидотитами Срединно-океанических хребтов // *Океанология*. 2011. Т. 51. № 1. С. 162–170.
- Попов К.В., Базылев Б.А., Щербаков В.П.* Температурный интервал возникновения намагниченности океанических шпинелевых перидотитов // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 2. С. 278–289.
- Щербаков В.П., Ламаш Б.Е., Щербакова В.В.* Природа намагниченности горных пород океанической коры // *Природа магнитных аномалий и строение океанической коры*. М.: ВНИРО, 1996. С. 7–35.
- Bazylev B.A., Popov K.V., Shcherbakov V.P.* Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic characteristics // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2002. Vol. 4. No. 3. <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/v04/tje02087/tje02087.htm>.
- Bonatti E., Lawrence Y.R., Morandi N.* Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron contents // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1984. Vol. 70. P. 88–94.
- Bonnemains D., Carlut J., Escartín J., Mével C., Andreani M.* Magnetic signatures of serpentinization at ophiolite complexes. *Geochemistry, Geophysics Geosystems*, AGU and the Geochemical Society. 2016. Vol. 17(8). P. 2969–2986.
- Bougault H., Dmitriev L., Schilling JI.* Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14° N // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 88. P. 27–36.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C., Bollinger C., Bonnier O., Etoubleau J.* The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N) // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1999. Vol. 170. P. 269–286.
- Dunlop D.J., Prevot M.* Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks // *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 69. 1982. P. 763–802.
- Ferré, E.C., Friedman S.A., Martín-Hernández F., Feinberg J.M., Till J.L., Ionov D.A., Conder J.A.* Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic // *Tectonophysics*. 2014. P. 1–10. DOI:10.1016/j.tecto.2014.01.004.
- Kimball K.L., Spear F.S., Dick H.J.B.* High-temperature alteration of abyssal ultramafic rocks from the Islas Orcadas fracture zone, South Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. Vol. 94. P. 307–320.
- Laughton A.S., Whitmarsh R.B.* The Azores-Gibraltar plate boundary // *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*. Reykjavik: NATO Advanced Study institute. 1974. P. 63–81.
- Maffione M., Morris A., Plumper O., van Hinsbergen D.J.J.* Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. Vol. 15. DOI: 10.1002/2013GC004993.
- Nazarova E.A., J. Wasilewski P.J., Dick H.J.B.* Magnetic Study of Serpentinized Harzburgites from the Islas Orcadas Fracture Zone // *Marine Geophysical Research*. 2000. Vol. 21. No. 5. P. 475–488.
- Oufy O., Cannat M., Hoen H.* Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites // *Journal of geophysical research*. 2001. Vol. 107. No. B5. P. 20–95.
- Popov K.V., Bazylev B.A., Shcherbakov V.P., Tsel'movich V.A., Kononkova N.N.* Thermomagnetic analysis of ultramafic rocks: A case study of dunite from the Pekul'ney Complex, Chukotka, NE Russia, Russ. // *J. Earth Sci.* 2015. Vol. 15. ES1003. DOI:10.2205/2015ES000547.
- Prichard H.M., Mitchell J.G.* K–Ar data for the age and evolution of Gettysburg bank, North Atlantic ocean // *Earth and Science Letters*. 1979. No. 44. P. 261–268.



- Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A.M., Bonatti E., Honnorez J.* Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. (23). P. 4087–4103.
- Sack R.O., Ghiorso M.S.* Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. *Am. Mineral.* 1991. Vol. 76. P. 827–847.
- Talwani M., Windish C.C., Langseth M.G.* Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 473–517.
- Zhiyong Li., Zheng J., Qing Sheng Liu, Qing Xiong.* Magnetic properties of serpentinized peridotites from the Dongbo ophiolite, SW Tibet: Implications for suture-zone magnetic anomalies. *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2017. Vol. 122. P. 4814–4830. DOI:10.1002/2017JB014241.

## MAGNETIC CHARACTERISTICS OF METAMORPHIZED ULTRABASITES OF THE OCEANIC LITHOSPHERE

**Popov K.V., Gorodnitskiy A.M., Shishkina N.A.**

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,  
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: [gorodnit@yandex.ru](mailto:gorodnit@yandex.ru)  
Submitted 15.06.2019, accepted 21.11.2019*

As part of the study of the nature of magnetic anomalies associated with the deep layers of the oceanic crust, a comparative analysis was made of the petromagnetic characteristics of serpentinized mantle ultrabasic samples taken from oceanographic expeditions of the Institute of Oceanology and the Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences in various morphotectonic regions of the World Ocean. The purpose of the work is to obtain information on the composition, concentration, crystallization temperature and structural features of ferromagnetic minerals, which are formed in different conditions of the post-magmatic metamorphism of ultrabasites. Sample collections are divided into three groups. 1. Oceanic peridotites from the rift zones of the mid-ocean ridges and transform faults. 2. Peridotites of the submarine ridge Gorringer, located within the Azoro-Gibraltar zone of faults. 3. Dunites of the Pekulney complex (Chukotka) formed in the island arc system.

It has been established that in all selected regions, samples of serpentinized hyperbasites have high values of natural residual magnetization, magnetic susceptibility and saturation magnetization. The highest values of magnetic parameters are the dunites of the Pekulney complex. Estimation of the dependence of the concentration of ferrimagnetic materials  $C\%$  of the degree of serpentinization of the  $SS\%$  showed that it is practically of little significance. The main factors contributing to the increase in the concentration of magnetite are the increased iron content of olivine in ultrabasites and the temperature of metamorphism. The question of the period of formation of magnetites and the stability of their primary residual magnetization requires further study.

**Keywords:** Serpentinization and metamorphism, natural residual magnetization, magnetic susceptibility, saturation magnetization, ocean magnetic field, deep magnetic anomalies



## References

- Bazylev B.A. Allohimicheskiy metamorfizm mantijnyh peridotitov iz zony razloma Hejs, Severnaya Atlantika, *Petrologiya*, 1997, Vol. 5, pp. 362–379.
- Bazylev B.A., Ledneva G.V., Kononkova N.N., and Ishivatari A. Vysokobaricheskie ul'tramafity v nizhnekorovyh porodah Pekul'nejskogo kompleksa. Central'naya Chukotka (High-pressure ultramafic rocks in the low-crustal rocks of the Pekulnezhsy complex. Central Chukotka). *Petrografiya i mineralogiya. Petrologiya*, 2013, Vol. 21, No. 3, pp. 247–276.
- Bazylev B.A., Popov K.V., and Shcherbakov V.P. Petrographic features of oceanic peridotites as reflected by their magnetic characteristics. *Russian Journal of Earth Sciences*, 2002, Vol. 4, No. 3, <http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/v04/tje02087/tje02087.htm>.
- Bazylev B.A., Silant'ev S.A., and Kononkova N.N. Metamorfizm giperbazitov v okeanicheskoj kore (Metamorphism of Hyperbasites in Oceanic Crust). *Magmatizm i tektonika okeana (proekt "Litos")*, Moscow: Nauka, 1990, pp. 296–318.
- Bazylev B.A. and Silant'ev S.A. Geodinamicheskaya interpretaciya subsolidusnoj perekristallizacii mantijnyh shpinelevykh peridotitov. Sredinno-Okeanicheskie hrebty. *Petrologiya*, 2000, Vol. 8(3), pp. 227–240.
- Bolshakov A.S. and Shcherbakova V.V. Termomagnitnyy kriteriy opredeleniya domennoj struktury ferromagnetikov. *Izv.AN SSSR. Fizika Zemli*, 1979, No. 2, pp. 38–45.
- Bonatti E., Lawrence Y.R., and Morandi N. Serpentinization of oceanic peridotites: temperature dependence of mineralogy and boron contents. *Earth Planet Sci. Letters*, 1984, Vol. 70, pp. 88–94.
- Bonnemains D., Carlut J., Escartín J., Mével C., and Andreani M. Magnetic signatures of serpentinization at ophiolite complexes. *Geochemistry, Geophysics Geosystems, AGU and the Geochemical Society*, 2016, Vol. 17(8), pp. 2969–2986.
- Bougault H., Dmitriev L., and Schilling J. Mantle heterogeneity from trace elements: MAR triple junction near 14°N. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1988, Vol. 88, pp. 27–36.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C., Bollinger C., Bonnier O., and Etoubleau J. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N). *Earth Planet. Sci. Letters*, 1999, Vol. 170, pp. 269–286.
- Dunlop D.J. and Prevot M. Magnetic properties and opaque mineralogy of drilled submarine intrusive rocks. *Geophys. J. Roy. Astr., Soc.* 69, 1982, pp. 763–802.
- Ferré, E.C., Friedman S.A., Martín-Hernández F., Feinberg J.M., Till J.L., Ionov D.A., and Conder J.A. Eight good reasons why the uppermost mantle could be magnetic. *Tectonophysics*, 2014, pp. 1–10, doi: [org/10.1016/j.tecto.2014.01.004](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.004).
- Gorodnickij A.M. and Shishkina N.A. Obobshchennaya petromagnitnaya model' okeanicheskoj litosfery. Priroda magnitnykh anomalij i stroenie okeanicheskoj kory. Moskva: VNIRO, 1996, pp. 243–252.
- Kashchincev G.L. Glubinnye porody okeanov (Deep ocean rocks). Moscow: Nauka, 1991.
- Kimball K.L., Spear F.S., and Dick H.J.B. High-temperature alteration of abyssal ultramafic rocks from the Islas Orcadas fracture zone, South Atlantic. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1985, Vol. 94, pp. 307–320.
- Kuznecov YU.A. and Pecherskij D.M. Metodicheskie rekomendacii po izucheniyu petromagnitnykh i magnitnykh svojstv porod vskrytykh svekhglubokimi skvazhinami (Guidelines for the study of petromagnetic and magnetic properties of rocks exposed to svekhglubokie wells). Tver': NPGP «GERS», 1992, 86 p.
- Laughton A.S. and Whitmarsh R.B. The Azores-Gibraltar plate boundary, Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area. Reykjavik: NATO Advanced Study institute, 1974, pp. 63–81.

- Loz'ko E.E. Serpentinity i gabbroidy razloma Klarion (central'naya chast' Tihogo okeana) (Clarion serpentinites and gabbroids (central Pacific)). *Izvestiya AN SSSR, ser. geolog.*, 1985, No. 12, pp. 28–42.
- Maffione M., Morris A., Plumper O., and van Hinsbergen D.J.J. Magnetic properties of variably serpentinized peridotites and their implication for the evolution of oceanic core complexes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2014, Vol. 15, doi:10.1002/2013GC004993.
- Nazarova E.A., J. Wasilewski P.J., and Dick H.J.B. Magnetic Study of Serpentinized Harzburgites from the Islas Orcadas Fracture Zone. *Marine Geophysical Research*, 2000, Vol. 21, No. 5, pp. 475–488.
- Oufy O., Cannat M., and Hoen H. Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites. *Journal of geophysical research*, 2001, Vol. 107, No. B5, pp. 20–95.
- Pecherskiy D.M. and Sokolov D.D. Paleomagnitologiya. petromagnitologiya i geologiya. Slovar. Spravochnik dlya sosedey po spetsialnosti, 2011, 199 p.
- Popov K.V., Bazylev B.A., and Shcherbakov V.P. Temperaturnyj interval vozniknoveniya namagnichennosti okeanicheskikh shpinelevykh peridotitov (Temperature range of magnetization of oceanic spinel peridotites). *Okeanologiya*, 2006, Vol. 46, No. 2, pp. 278–289.
- Popov K.V., Bazylev B.A., Shcherbakov V.P., and Gapeev A.K. Sopostavlenie magnitnykh i petrologicheskikh harakteristik peridoitov hrebta Gorrindzh s peridotitami Sredinno-okeanicheskikh hrebtov (Comparison of the magnetic and petrological characteristics of the Goridzh ridge peridoites with the peridotites of the Mid-ocean ridges). *Okeanologiya*, 2011, Vol. 51, No. 1, pp. 162–170.
- Popov K.V., Bazylev B.A., Shcherbakov V.P., Tsel'movich V.A., and Kononkova N.N. Thermomagnetic analysis of ultramafic rocks: A case study of dunite from the Pekul'ney Complex, Chukotka, NE Russia. *J. Earth Sci.*, 2015, Vol. 15, ES1003, doi:10.2205/2015ES000547.
- Pecherskiy D.M. and Didenko A.N. Paleoaziatskiy okean: petromagnitnaya i paleomagnitnaya informatsiya o ego litosfere. Moscow; IFZ RAN, 1995, 298 p.
- Prichard H.M. and Mitchell J.G. K–Ar data for the age and evolution of Gettisbury bank, North Atlantic ocean. *Earth and Science Letters*, 1979, No. 44, pp. 261–268.
- Prinz M., Keil K., Green J.A., Reid A.M., Bonatti E., and Honnorez J. Ultramafic and mafic dredge samples from the equatorial Mid-Atlantic Ridge and fracture zones. *J. Geophys. Res.*, 1976, Vol. 81(23), pp. 4087–4103.
- Sack R.O. and Ghiorso M.S. Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. *Am. Mineral*, 1991, Vol. 76, pp. 827–847.
- Shcherbakov V.P., Lamash B.E., and Shcherbakova V.V. Priroda namagnichennosti gornyh porod okeanicheskoy kory (Nature of the magnetization of the rocks of the oceanic crust). Priroda magnitnykh anomalij i stroenie okeanicheskoy kory, Moscow: VNIRO, 1996, pp. 7–35.
- Talwani M., Windish C.C., and Langseth M.G. Reykjanes ridge crest: A detailed geophysical study. *J. Geophys. Res.*, 1971, Vol. 76, pp. 473–517.
- Zhiyong Li., Zheng J., Qing Sheng Liu, and Qing Xiong. Magnetic properties of serpentinized peridotites from the Dongbo ophiolite, SW Tibet: Implications for suture-zone magnetic anomalies. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 2017, Vol. 122, pp. 4814–4830, doi:10.1002/2017JB014241.