

УДК 550.382.3+550.384.5+552.08 : 53/54(571.63)

Ю. С. Брегштейн, В. В. Ананьев, А. С. Каретников,
А. А. Петров, В. А. Цельмович

ПЕТРОМАГМАТИЗМ БАЗАЛЬТОВ ВУЛКАНА ПОДГЕЛЬБАНОЧНОГО
(Приморье)

Проведено сопоставление петромагнитных и петрологических особенностей эффузивов неогенового вулкана Подгельбаночного (Приморье). Отмечены различия в коррелируемых палеомагнитных и петрохимических характеристиках толеитовых и щелочных базальтов, слагающих вулканическую постройку. Выявлен-

ные расчетным и экспериментальным путем температуры Кюри титаномагнетитов наряду с данными петрохимических определений состава базальтоидов использованы для оценки возможной глубины последнего равновесного состояния магматического очага под вулканом.

Неогеновый вулкан Подгельбаночный расположен в южной части Приморского края и приурочен к полю базальтов Шкотовского плато, являющегося фрагментом окраинно-континентального вулканического пояса в северо-западном обрамлении Пацифики. Он представляет собой кальдерообразную депрессию, в основании которой залегает покров толеитовых базальтов. Основными особенностями вулкана являются щелочной состав слагающих его базальтов и наличие большого числа крупных лерцолитовых включений и глыб. Исследователи, изучающие петрологию этой вулканической постройки, пришли к выводу о принадлежности щелочных базальтов к конечным дифференциатам толеит-

базальтовой магмы, сформировавшей основание вулкана и обширное плато [17].

Нами изучались петромагнитные и петрохимические особенности указанных базальтоидов. Комплекс исследований включал определение петро- и палеомагнитных характеристик (15—135 образцов), химический (12 проб) и микронзондовый (3 образца, 36 зерен) анализы. Образцы выборочно подвергались магнитной и температурной чисткам для определения стабильности естественной остаточной намагниченности.

Основные результаты изучения различных магнитных и петрохимических параметров отражены в табл. 1, 2.

Таблица 1

Средние содержания основных породообразующих окислов в базальтах (А) и состав титаномагнетитов (Б), вес. %

А									
Магнитная полярность	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
N	46,95	1,83	14,52	3,64	6,19	9,39	6,22	3,84	2,76
R	52,64	1,60	15,15	1,74	8,57	6,99	8,03	2,81	0,87

Окончание табл. 1

Б									
Номер образца	FeO	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	Cr ₂ O ₃	x + δ	T _c ^P	T _c ^M
X-126	67,26	17,05	4,42	4,99	0,66	1,84	0,668	120	155
X-231	68,17	22,14	1,37	1,28	0,45	1,23	0,707	90	235

Примечание. N и R — прямо и обратно намагниченные базальты, x + δ — суммарная атомная доля Ti и Al в титаномагнетите Fe_{3-x-σ}M_δTi_xO₄, где x и δ — атомные доли соответственно Ti и Al, T_c^M и T_c^P — температуры Кюри, соответственно измеренные и рассчитанные по отношению (TiO₂ + Al₂O₃)/FeO [2]. Химический и микронзондовый анализы выполнили М. А. Шульга (ИГО Тажгеология) и В. В. Ананьев (Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР).

Петромагнитные характеристики базальтов

Магнитная полярность	I_n	κ	Q	σ_s	σ_{rs}	H_c	H'_{cs}	q	r	F'	h_m	M_s^t/M_s^0
<i>N</i>	2147	1096	6,6	1,86	0,32	79	203	0,18	0,42	0,40	66	1,64
<i>R</i>	2973	494	20,0	0,90	0,36	327	551	0,39	0,59	0,19	465	2,29

О к о н ч а н и е т а б л . 2

Магнитная полярность	M_{rs}^t/M_{rs}^0	H_c^t/H_c^0	H'_{cs}^t/H'_{cs}^0	D_c^0	J_c^0	K	α_{95}^0	λ^0	Φ^0	θ_1^0	θ_2^0
<i>N</i>	1,16	0,94	1,08	357	+59	69	1,7	353	86	2,60	1,95
<i>R</i>	2,16	1,05	1,08	162	-48	157	1,9	5	70	2,44	1,60

Примечание, *N*, *R* — прямо и обратно намагниченные базальты; I_n — естественная остаточная намагниченность, $\times 10^{-6}$ ед. СГС; κ — магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ ед. СГС; Q — фактор Кенигсбергера, ед.; σ_s и σ_{rs} — удельная и остаточная удельная намагниченность насыщения, см³/г; H_c , H'_{cs} — коэрцитивная и остаточная коэрцитивная сила, э; $q = M_{rs}/M_s$, где M_s и M_{rs} — магнитный и остаточный магнитный моменты насыщения в постоянном магнитном поле $H = 3,3$ кЭ; $r = H_c/H'_{cs}$; F' — показатель размера (структуры) зерна ферромагнетика по [4]; h_m — амплитуда переменного магнитного поля (Э), разрушающего половину величины I_n ; M_s^t/M_s^0 , M_{rs}^t/M_{rs}^0 , H_c^t/H_c^0 , H'_{cs}^t/H'_{cs}^0 — отношения величин соответствующих магнитных характеристик (измеренных при 20°C), полученных после нагрева до 600°C (индекс *t*) к их первоначальному значению до нагрева (индекс 0).

Палеомагнитные параметры: D_c^0 , J_c^0 — склонение и наклонение среднего вектора I_n в современной системе координат; K — кучность распределения (разброс направлений I_n); α_{95}^0 — радиус круга доверия для уровня вероятности 0,95; λ^0 и Φ^0 — долгота и широта северного полюса Земли в эпоху образования I_n базальтов (относительно современной градусной сетки); θ_1^0 и θ_2^0 — полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0,95.

Как видно из приведенных данных, базальты вулкана и его основания существенно различаются не только по химическому составу, но и по характеру намагниченности. Щелочные базальты собственно вулканического аппарата характеризуются прямой намагниченностью (индекс *N*). Близкие по составу к толеитовым базальты плато (индекс *R*) оказались намагничеными обратно направлению современного геомагнитного поля (рис. 1, а). Положения палеополюса, вычисленные по средним значениям векторов естественной остаточной намагниченности I_n базальтов, изученных в 13 обнажениях, расположенных последовательно снизу вверх по разрезу (от устья к истокам ключа Подгельбаночного), при переходе от толеитовых к щелочным разновидностям образуют своеобразную петлю и несколько смещаются на геосферу (с учетом обращения I_n). При этом ближайшие по разрезу горизонты пористых щелочных базальтов и подстилающих (с задернованным перерывом мощностью до 20 м) толеитовых базальтов имеют направление, наиболее близкое к антипараллельному, что подчеркивает их относительную возрастную близость (см. рис. 1, б).

Результаты намагничивания в переменном магнитном поле $I_n(H)$ и температурного намагничивания $I_n(T)$ (рис. 2) свидетельствуют о стабильности ферромагнитной фазы, ответственной за направление I_n , к указанным воздействиям. Величины склонения D_c и наклонения J_c среднего вектора I_n практически не

меняются. Толеитовые базальты размагничиваются при более высокой температуре, чем щелочные. Для последних часто характерны двухступенчатая форма кривой $I_n(T)$ и уменьшение величины I_n на 50% при нагреве до 250°C.

Различия в форме кривых $I_n(H)$ и величинах разрушающего переменного магнитного поля определяются размером и степенью магнитной жесткости ферромагнитных зерен. В частности, у щелочных базальтов с более магнитомягкими крупными зёрнами титаномагнетита величина медианного поля h_m в несколько раз ниже, чем у толеитовых.

Носителями естественной остаточной намагниченности подавляющего большинства базальтов, судя по результатам терморазмагничивания I_n и намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле $H = 3,3$ кЭ, являются слабоокисленные титаномагнетиты с температурой Кюри (T_c) от 125—150 до 250—300°C (рис. 3). При этом наиболее низкие значения T_c характерны для экструзии плотных черных оливиновых *N*-базальтов. Отмечаемый на графиках размагничивания $I_s(T)$ толеитовых *R*-базальтов температурный гистерезис (необратимость термокривых) указывает на более высокую степень окисления в них титаномагнетитов. Измеренные температуры Кюри колеблются от 225—250 до 580°C. Иногда отмечаются двухступенчатые термокривые с $T_c = 275—325$ и 580°C. В отдельных образцах из бурых шлаковидных горизонтов, судя по магнитным параметрам, в составе ферромагнит-

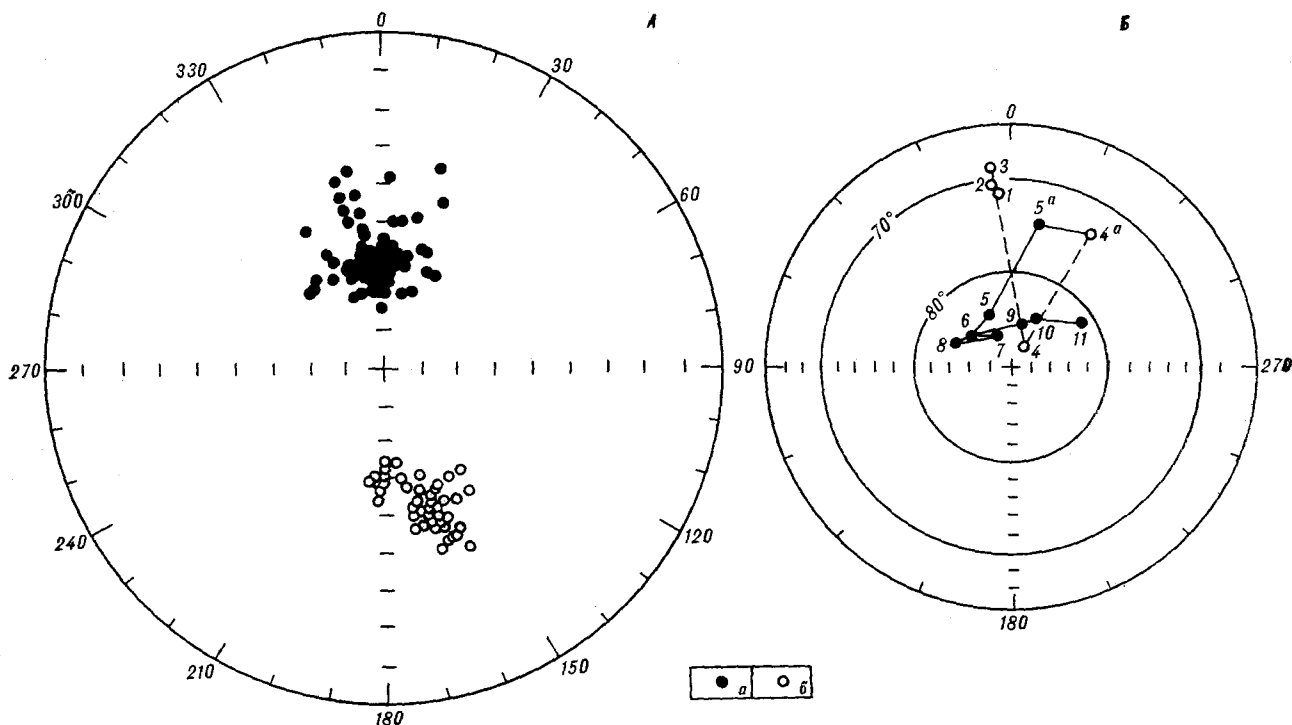


Рис. 1. Распределение направлений I_n базальтов на равнопромежуточной полярной проекции (А), положение северного палеополюса в современной географической системе координат (Б). Нумерация точек указывает последовательность расположения обнажений снизу вверх по разрезу; а, б — прямо и обратн, намагниченные породы.

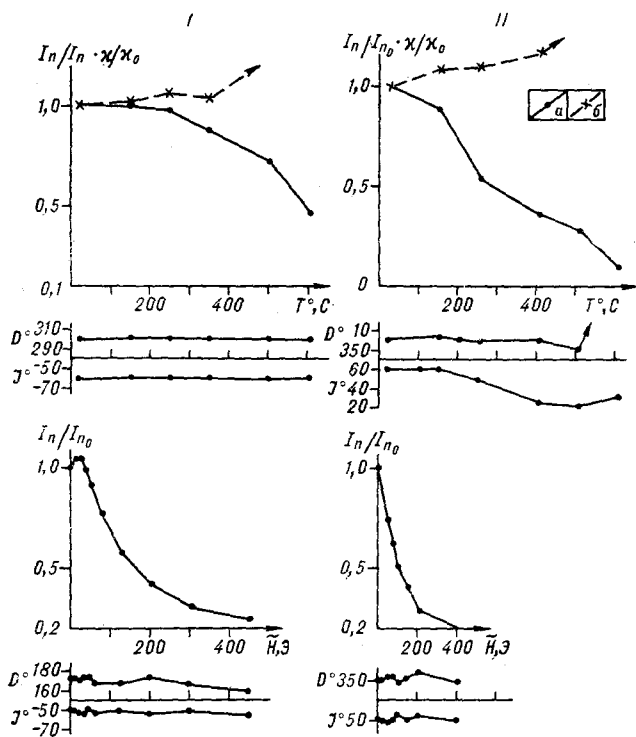


Рис. 2. Графики терморазмагничивания $I_n(T)$ и размагничивания в переменном поле $I_n(H)$ естественной остаточной намагниченности толеитовых (I) и щелочных (II) базальтов; а, б — кривые температурного изменения I_n и χ ; D и J — угловые вариации склонения и наклонения I_n в процессе размагничивания.

ной фазы присутствует маггемитизированный магнетит.

Различия титаномагнетитов R- и N-базальтов в степени окисления видны также при сравнении результатов непосредственных измерений и расчета значений T_c по данным микрорентгеноспектрального анализа. Микронзондовое определение состава титаномагнетитов N-базальтов указывает на повышенное содержание в них элементов-примесей: Al, Mg и Cr (см. табл. 1). При использовании формул и палеток, предусматривающих совместное вхождение сразу нескольких элементов-примесей в структуру титаномагнетита в виде шпинели [22, 26], расчетные величины T_c получаются явно заниженными (иногда даже в области отрицательных температур), что вряд ли соответствует возможным их значениям. По данным многочисленных определений природных объектов, а также экспериментальных исследований по восстановлению состава первичных титаномагнетитов, даже для самых неокисленных базальтов из зон океанических и континентальных рифтов значения T_c обычно выше и колеблются в достаточно узких пределах — 100—150°C с небольшими отклонениями [2, 20]. Поэтому значения температур Кюри рассчитаны исходя из предположения о вхождении в кристаллическую решетку только иона Al^{3+} , который, как известно [25], наиболее понижает T_c . Если

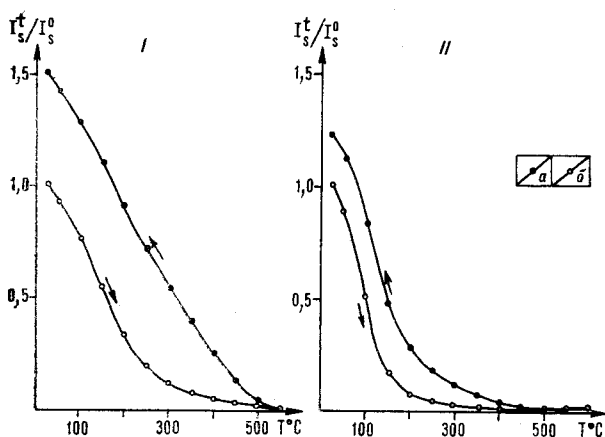


Рис. 3. Графики терморазмагничивания намагниченности насыщения I_s в постоянном магнитном поле 3,3 кЭ; а, б — кривые нагрева и охлаждения толеитовых (I) и щелочных (II) базальтов.

учитывать наличие в титаномagnetите одного лишь титана, расчетная T_c получается завышенной (для образца X-126 выше фактически измеренной, что является нереальным). Mg, Mn и Cr при расчете не учитывались, так как их возможное влияние на температуру Кюри значительно меньше и выражается в слабом сохранении той же тенденции — понижении T_c .

Непосредственное вычисление T_c проводилось по усредненному для всех исследованных зерен отношению FeO к сумме $TiO_2 + Al_2O_3$ и формуле Блейла [18]. Полученные таким образом расчетные значения оказались ниже фактически измеренных, что в сочетании с характером гистерезиса, проявленного на термокривых $I_s(T)$ (см. рис. 3), со всей очевидностью свидетельствует о присутствии в исследованных базальтах в различной степени нестехиометричного катион-дефицитного титаномagnetита (титаномagnetита) [19, 24]. При этом расхождения между измеренными и рассчитанными значениями T_c оказались у *N*- и *R*-базальтов неодинаковыми. Если учесть, что средние содержания Al и Mg в титаномagnetитах щелочных *N*-базальтов превышают в 3—4 раза аналогичные содержания в *R*-базальтах, то становится понятным, почему расчетное значение T_c у представителя первой группы — образца X-126 (120°C) — значительно меньше отличается от измеренного (155°C), чем это имеет место у более окисленной толеитовой разновидности — образца X-231 (соответственно 90 и 235°C).

Показательно сопоставление измеренной при комнатной температуре величины магнитного момента насыщения, полученной до (M_s^0) и после (M_s^t) нагрева до 600°C. Отношение M_s^t/M_s^0 достаточно явно линейно зависит от T_c для макроскопически свежих *N*-пород, а по

абсолютной величине выше у *R*-базальтов, что подтверждает более высокую степень катион-дефицитности титаномagnetитов в последних [23].

Прямо и обратно намагниченные базальтоиды также существенно различаются по химизму и магнитным свойствам. У *N*-базальтов наряду с повышенной щелочностью выше магнезиальность и общая железистость; в них по сравнению с толеитовыми разновидностями ниже содержания глинозема, кремнезема и окиси кальция (см. табл. 1). Магнитные свойства также достаточно дифференцированы. У щелочных базальтов, судя по значениям χ , σ_s , q , r , по сравнению с толеитами выше концентрация и крупнее размеры ферромагнитных зерен. Для *R*-базальтов при близких со щелочными значениями I_n соответственно выше величины характеристик Q , H_c , H'_{cs} , q , r , а также более значительны изменения ряда параметров после нагрева. Последнее отражает различную степень однофазного окисления, которая при прочих равных условиях выше в ансамбле ферромагнетиков с преобладанием мелких (в том числе одно- и псевдооднодоменных) зерен [21], что подтверждается данными микроскопии в исследованных нами толеитовых базальтах.

Предварительное изучение вулкана Подгельбаночного свидетельствует о том, что наблюдаемые различия в петромагнитных и петрохимических характеристиках этой сложной, длительно развивавшейся вулканической постройки отражают определенную геохимическую эволюцию во времени условий дифференциации магмы в подкорковых (периферийных) магматических очагах. Как известно, примерные глубины генерации расплава в магматических камерах наряду с общепетрологическими и геофизическими способами можно косвенно оценить также на основе известных экспериментальных определений условий стабильности различных минералов в системе FeO—TiO₂ [6, 7, 10]. По этим данным, увеличение давления с глубиной при прочих равных условиях снижает окислительное воздействие кислорода газовой составляющей, и при этом соответственно повышается вклад магнитных фаз с низкими точками Кюри в ферромагнитные системы, фиксируемые при термомагнитном анализе.

Хорошая сохранность, гомогенность состава и оптических констант зерен титаномagnetита рассматриваемых базальтов, отсутствие в них структур распада (ильменитовых ламмелей) — индикаторов высокотемпературного (многофазного) окисления при кристаллизации в поверхностных условиях, — наконец, низкие точки Кюри свежих разновидностей исследованных базальтов — все это позволяет считать указанные породы носителями информации о последнем (перед излиянием на поверхность) равно-

веспом состоянии расплава в магматическом очаге.

Если полагать, что заданные при высоких давлениях окислительные условия сохраняются до начала кристаллизации магм, то установленная косвенным путем обратная линейная связь точек Кюри титаномагнетитов базальтов с давлением может указать в первом приближении глубину очага. Используемые в этих целях рядом исследователей расчетные кривые и уравнения регрессии базируются на комплексном сопоставлении формально независимых источников — геохимических и петрологических расчетах состава магм, определениях вариаций глубин образования ксенолитов по данным эксперимента, оценке изменения границ слоев с повышенной электропроводностью по данным МТЗ и скорости сейсмических волн при глубинном зондировании.

Хотя выявленные таким образом для отдельных районов геофизические закономерности и особенности поведения петрологических систем в заданных $T - P_{O_2}$ условиях являются в известной степени эмпирическими и весьма приближенными, представляет интерес сравнение расчета глубин двумя относительно «независимыми» способами — терромагнитным и петрохимическим — на основе соответствующих уравнений регрессии: $H, \text{ км} = 82 - 0,14 T_c$ и $H, \text{ км} = 24,17 + 22,28 w$ [8], где w — отношение MgO к сумме CaO, Na_2O и K_2O (в мол. %). Последнее уравнение отражает известную тенденцию увеличения «глубинности» базальтов, а также уменьшения их намагниченности и T_c с повышением содержания оливина в породе (относительным увеличением содержания MgO и понижением щелочности).

Если использовать расчетные значения температур Кюри, которые, как предполагается [2, 8], наиболее отвечают составу первичного титаномагнетита в расплаве, то полученные оценки глубин будут довольно близки (65 км для щелочных и 69 км для толеитовых базальтов). Применение в этих целях экспериментальных значений T_c дает более различающиеся величины (соответственно 60 и 49 км), к которым приближаются цифры, полученные петрохимическим способом определения (соответственно 50 и 44 км). Эти величины лежат в диапазоне значений, непосредственно предполагаемых по геолого-геофизическим данным для районов современного вулканизма, в частности Камчатки [1, 12, 13, 15].

Не предопределяя методическую правомерность применения тех или иных, в целом достаточно приближенных (вполне вероятно, и дискуссионных) способов оценки глубин магматических очагов, отметим, что использование в этих целях частично окисленных базальтов с модой T_c , равной 230—270°C, возможно,

соответствует более объективному критерию сопоставления петромагнитных и петрохимических данных, а получаемые результаты лучше отвечают традиционным представлениям о специфичности условий (в том числе большей глубинности) кристаллизации щелочных магм по сравнению с толеитовыми [4]. Детальное рассмотрение этого вопроса, в том числе возможная альтернативная интерпретация полученных данных, выходит за рамки данной публикации, в соответствии с чем представляется целесообразным ограничиться только приведенными вариантами расчета.

Наблюдаемая корреляция петромагнитных и петрохимических характеристик (в частности, направления намагниченности и химического состава) является главной примечательной особенностью базальтов вулкана Подгельбаночного, которая отражает определенный разрыв во времени формирования соответствующих магматических ассоциаций и в целом подчеркивает полигенность и полихронность неогенового вулканизма в Южном Приморье.

Этот процесс мог осуществляться на фоне непрерывно протекавшего оцелачивания «родоначальных» толеитовых магм (в промежуточных магматических камерах по мере продвижения расплава к поверхности) и совпасть с изменением полярности геомагнитного поля. По данным расчетов [14], базальтовая магма в зависимости от величины исходной вязкости может достичь подошвы литосферы только за 10^4 — 10^6 лет (не говоря уже о времени, необходимом на предполагаемый «отстой» и дифференциацию в периферийных очагах и продвижение по сравнительно узким магмовыводящим каналам, т. е. за время, соизмеримое с периодом не менее чем одной инверсии геомагнитного поля в неогене [16, 27].

Имеющиеся немногочисленные палеомагнитные данные по обособленным вулканическим постройкам, сформировавшимся в добрунесовскую эпоху [3], также указывают на наличие подобной «синхронности» инверсий и смены состава магм. Логично даже предположить, что вариации геомагнитного диполя, отражающие процессы на границе «ядро — мантия», могут в ряде случаев являться необходимым, хотя и не достаточным условием для изменения режима магматической дифференциации. Во всяком случае, представляется, что эти процессы как-то обусловлены. Поэтому с позиции глобального анализа палеомагнитных и петрологических данных, видимо, не следует полностью исключать возможную совместную зависимость термодинамических и геохимических условий мамообразования от особенностей внутримантийной конвекции, которая, как полагают, определенным образом взаимосвязана с режимом работы геомагнитного динамо [9].

ЛИТЕРАТУРА

1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма.— М.: Наука, 1981.
2. Гапеев А. К., Печерский Д. М., Шаронова З. В. Магнитно-минералогическое изучение изменений титаномagnetитов океанских базальтов.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1981, № 10.
3. Глевасская А. М. Магнитные минералы и магнетизм вулканитов.— Киев: Наукова думка, 1983.
4. Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир, 1975.
5. Иванов В. А., Шолпо Л. Е. Количественные критерии одно- и многодомовенного состояний ферромагнитных минералов горных пород.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1982, № 8.
6. Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм.— М.: Мир, 1965.
7. Линдсли Д. Х. Окислы Fe и Ti как геологический термометр и кислородный барометр.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М.: Недра, 1969.
8. Печерский Д. М., Багин В. И. и др. Магматизм и условия образования изверженных горных пород.— М.: Наука, 1975.
9. Рикитаки Т. Электромагнетизм и внутреннее строение Земли.— Л.: Недра, 1968.
10. Рингвуд А. Э., Грин Д. Х. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и некоторые геофизические выводы.— В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968.
11. Родионова Р. И., Федорченко В. И. Ксенолиты, возможный состав верхней мантии и глубины магматических очагов в пределах континентов, океанов, островных дуг.— В кн.: Тектоника дна морей, океанов, островных дуг. Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1972.
12. Угнасин В. К., Абдурахманов А. И. и др. Глубинное строение Ключевской группы вулканов на Камчатке и некоторые аспекты проблемы магматических очагов.— Сов. геол., 1974, № 2.
13. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным.— Новосибирск: Наука, 1974.
14. Федотов С. А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 5.
15. Федотов С. А., Горельчик В. И., Степанов В. В. Сейсмологические данные о магматических очагах, механизме и развитии базальтового трещинного Толбачикского извержения в 1975 г. на Камчатке.— Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 6.
16. Храмов А. Н., Гончаров Г. И. и др. Палеомагнитология.— Л.: Недра, 1982.
17. Щека С. А., Вржосек А. А. и др. Место и время появления гипербазитовых включений в процессах базальтового вулканизма.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983.
18. Bleil U. An experimental study of the titanomagnetite solid solution series.— Pure and Appl. Geophys. (Pageoph.), 1976, v. 114.
19. Creer K. M., Ibbetson J. D. Electron microprobe analyses and magnetic properties of non-stoichiometric titanomagnetites in basaltic rocks.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, v. 21.
20. Johnson H. P. Magnetization of oceanic crust.— Rev. Geophys. and Space Phys., 1979, v. 17, N 2.
21. Nishitani T., Kono M. Grain size effect on the low-temperature oxidation of titanomagnetite.— J. Geophys., 1982, v. 50.
22. Nishitani T. Magnetic properties of titanomagnetites containing spinel (MgAl₂O₄).— J. Geomagn. and Geoelectr., 1981, v. 33.
23. Ozima M., Larson E. E. Low- and high-temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magnetic properties of submarine basalts.— J. Geophys. Res., 1970, v. 75, N 5.
24. Readman P. W., O'Reilly W. Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites (Fe, Ti, □)₃O₄.— J. Geomagn. and Geoelectr., 1972, v. 24.
25. Richards J. C. W., O'Donovan J. B. et al. A magnetic study of titanomagnetite substituted by magnesium and aluminium.— Phys. Earth Planet. Inter., 1973, v. 7.
26. Stephenson A. Spontaneous magnetization curves and Curie points of spinels containing two types of magnetic ion.— Philos. Mag., 1972, v. 25.
27. Theyer F., Hammond S. R. Cenozoic magnetic scale in deep-sea cores: completion of the Neogene.— Geology, 1974, v. 2, N 10.

ИТиГ ДВНЦ АН СССР, Хабаровск
 Институт вулканологии ДВНЦ АН СССР
 Петропавловск-Камчатский
 ИФЗ АН СССР
 Геофизическая обсерватория «Борок»

Поступила в редакцию
 12 марта 1985 г.