

Распространенность металлического железа внутри планет

© Д.М. Печерский, 2016

Институт физики Земли РАН, Москва, Россия

Поступила 22 июня 2016 г.

Представлено членом редколлегии М.И. Орлюком

Проведено порівняння терромагнітних і мікрозондових даних щодо металевого заліза в земних породах (у ксенолітах верхньомантії гіпербазитів, Сибірських трапах і океанічних базальтах) з даними щодо позаземного заліза (в осадах, місячних базальтах і метеоритах). З'ясовано, що частинки металевого заліза містяться в усіх породах і подібні за складом, формою і розміром. Концентрація заліза в корі і верхній мантії планет становить менш як 0,0n %, у низах мантії — від 0, n до 9 %, в ядрі — приблизно 90 %. 75—85 % частинок заліза з кори і верхньої мантії не містять домішки Ni, а в низах мантії і в ядрі планет лише 8 % частинок заліза не містять Ni. Така подібність свідчить про близькість земних умов появи заліза, а також його складу та умов на планетах-джерелах метеоритів і міжпланетного пилу, який потрапив у земні осади. Загальна картина пов'язана з однорідністю газово-пилкових хмар на ранній стадії формування зоряно-планетних систем і подальшої гравітаційної диференціації планет.

Ключові слова: терромагнітний аналіз, мікрозондовий аналіз, позаземне металеве залізо, нікель.

Введение. Цель статьи — синтез данных терромагнитных и микрозондовых исследований присутствия и распространения металлического железа в земных и внеземных породах.

Ранее были опубликованы данные о металлическом железе в эпиконтинентальных, океанических и озерных осадках различных регионов и разного возраста [Pechersky, 2010; Печерский и др., 2011, 2013; Печерский, 2012], в метеоритах [Печерский и др., 2012] и лунных базальтах [Doell et al., 1970; Nagata et al., 1970, 1974; Runcorn et al., 1971]. Для сравнения были изучены земные породы, содержащие металлическое железо заведомо земного происхождения: 1) верхнемантийные гипербазиты, вынесенные на поверхность Земли в виде ксенолитов базальтовыми лавами Антарктиды, Монголии, Приморья (Дальний Восток России), Сирии, Шпицбергена и Витимского плато (Россия), 2) траппы Ангарской, Маймеча-Котуйской и Норильской провинций, 3) базальты со дна Атлантического, Тихого и Индийского океанов, Красного моря [Печерский, 2015].

Методика исследований. Главный массовый терромагнитный анализ (ТМА) выполнялся в палеомагнитной лаборатории Казанского

университета с помощью магнитных весов Кюри [Буров и др., 1986] и в лаборатории геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН с помощью термовибромагнитометра, сконструированного Н.М. Аносовым и Ю.К. Виноградовым. ТМА велся на воздухе в магнитном поле 400—500 мТл в температурном интервале от 20 до 800 °С. Верхний предел 800 °С выбран для того, чтобы фиксировать точки Кюри металлического железа. Точность измерений точки Кюри 5—10°, скорость нагрева около 100 °С/мин. Цикл нагрев-охлаждение повторялся дважды. Чувствительность приборов по удельной намагниченности около 0,0001 Ам²/кг. Удельная намагниченность насыщения чистого железа при 20 °С равна 217,5 Ам²/кг [Bozorth, 1951], соответственно, нижний предел измерения концентрации железа (0,0001 · 100)/217,5 = 4,6 · 10⁻⁵ мас. %.

Микрозондовый анализ (МЗА) и другие микроскопические исследования использованы для уточнения и дополнения данных ТМА. Они проведены в геофизической обсерватории "Борок" ИФЗ РАН на микрозонде Tescan Vega-II с энергодисперсионным спектрометром. Оптические наблюдения, предвещающие МЗА, про-

ведены с помощью микроскопа Olympus BX51M. Образцы для МЗА предварительно дробились ультразвуком, после чего магнитная фракция извлекалась постоянным магнитом. Используемое напряжение 20 кВ, ток 0,2 нА, диаметр зонда около 0,2 мкм, размер анализируемого участка 2 мкм.

В большинстве случаев данные МЗА и ТМА о составе магнитных минералов согласуются, но есть расхождения в их обнаружении, что связано с тем, что ТМА проводится на кусоч-

ке породы весом менее 0,1 г, а МЗА — на обогащенной магнитной фракции из заметно большего куска горной породы.

Результаты терромагнитного анализа (ТМА).

На рис. 1 приведены типичные примеры кривых $M(T)$. Для образцов гипербазитов кривые $M(T)$ имеют форму гиперболы (рис. 1, а), что отражает основной вклад в намагниченность образцов железосодержащих парамагнитных минералов, таких как оливин и пироксен. T_C железа зафиксирована в 14 образцах гиперба-

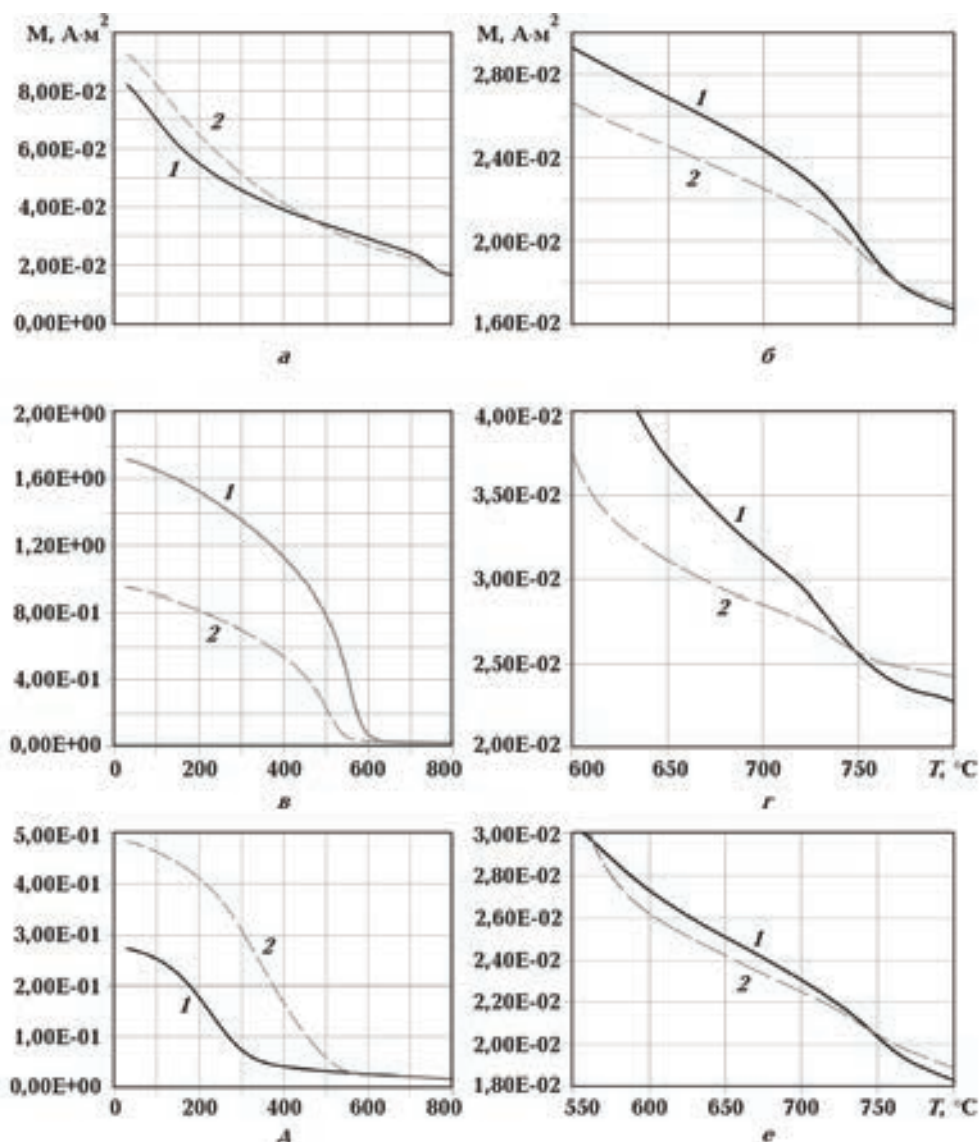


Рис. 1. Примеры результатов ТМА: 1 — первый нагрев, 2 — второй нагрев; а, б — обр. СВ-462, лерцолит, Приморье (кривая имеет форму гиперболы); зафиксировано железо с $T_C = 770^\circ$; в, г — образец А-10, лерцолит, Сирия (в — кривая $M(T)$ Q-типа, г — зафиксировано железо с $T_C = 765^\circ$ С); д, е — обр. 2793-3, базальт, хребет Рейкьянес, типичная кривая $M(T)$ для лав океанических базальтов (д — фиксируется титаномagnetит с $T_C = 320^\circ$ С, е — зафиксировано железо с $T_C = 760^\circ$ С).

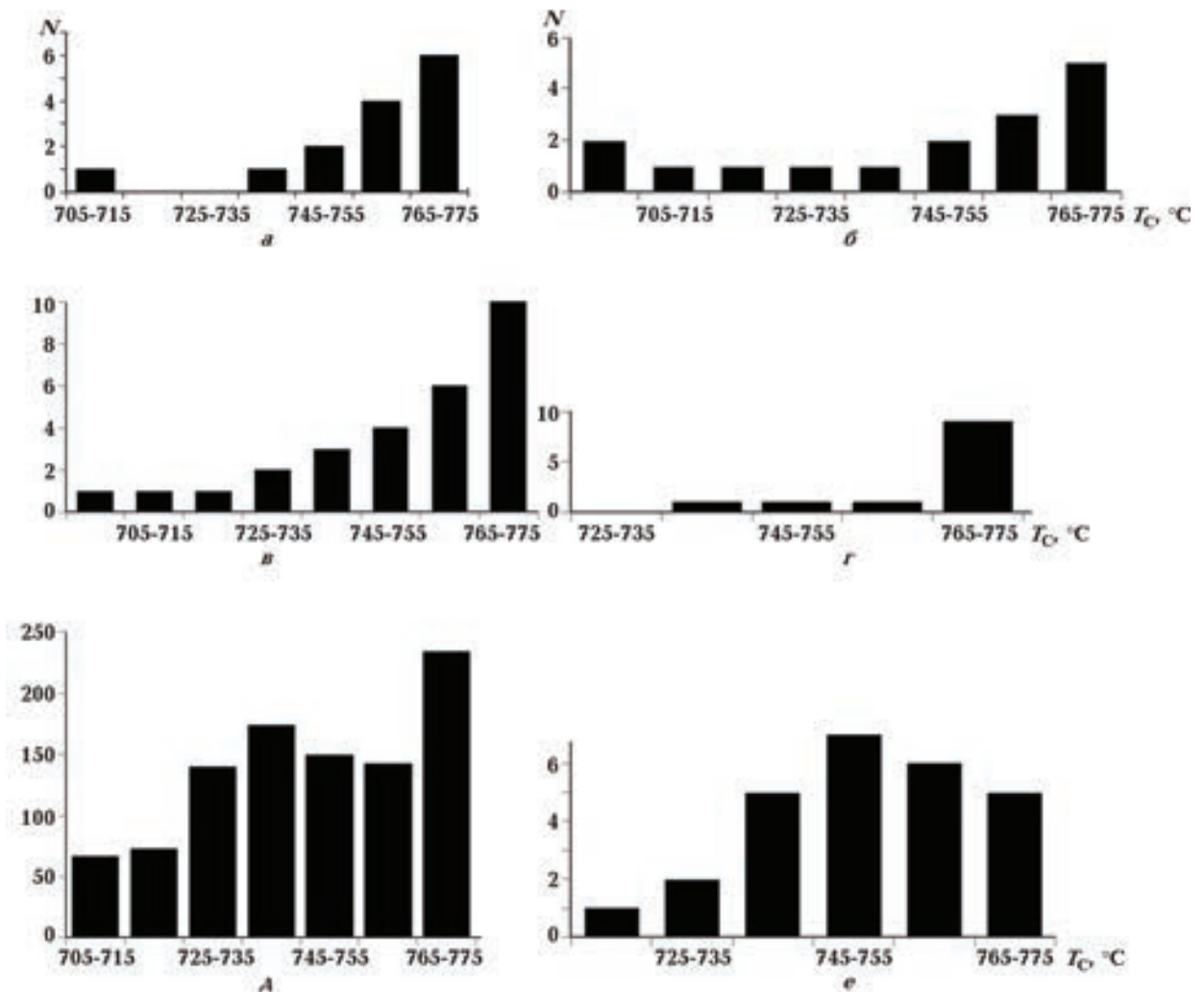


Рис. 2. Гистограммы распределения числа образцов N по температурным интервалам температуры Кюри самородного железа в гипербазальтах (а), траппах (б), океанических базальтах (в), лунных базальтах (г), осадках (д), метеоритах (е).

зитов (рис. 2, а) из 50 измеренных, концентрация железа варьирует от 0,0001 до 0,003 % [Печерский, 2015].

Кривые $M(T)$ для всех образцов траппов имеют форму параболы (Q-тип, например, рис. 1, в), что характерно для полнокристаллических базальтов и связано с высокой концентрацией титаномагнетита и вторичного магнетита. Металлическое железо, обнаруженное в 16 образцах (рис. 2, б), это половина изученных образцов траппов, более характерно для силлов. Встречаются потоки, а также туфы между потоками [Печерский, 2015], в которых металлическое железо не обнаружено ТМА. Концентрация металлического железа варьирует от 0,0001 до 0,0055 % [Печерский, 2015]. Распределение точек Кюри железа подобно гипербазальтам (рис. 2, а, б).

Кривые $M(T)$ океанических базальтов отражают условия подводных излияний лав: им характерна гиперболическая форма из-за быстрого остывания лавы, в которой зерна титаномагнетита не успевают кристаллизоваться. По этой же причине среди зерен титаномагнетитов в океанических базальтах часто встречаются скелетные формы. В то же время океанические базальты не отличаются от других земных магматических пород по распространению в них металлического железа (рис. 2, в). Следовательно, частицы железа в океанических базальтах появляются до излияния лав, и условия их появления подобны траппам и гипербазальтам (см. рис. 2). Металлическое железо обнаружено в 27 образцах (см. рис. 2, в), это половина изученных образцов базальтов, концент-

рация железа в них варьирует от 0,0002 до 0,018 % [Печерский, 2015]. В лунных базальтах, больше чем в земных породах, преобладает близкое к чистому железу (рис. 2, г), его концентрация меньше — 0,1 %, мода — 0,05 % [Nagata et al., 1970, 1974].

Таким образом, распределение точек Кюри железа очень сходно как в земных (гипербазиты, траппы и океанические базальты), так и во внеземных (лунные базальты) породах — увеличение количества образцов с T_C от 700 до 770 °С с максимумом в пределах чистого же-

Т а б л и ц а 1. Количество частиц металлического железа разного состава (по данным МЗА)

	<i>N</i>	Σ	Fe	Si	Al	Ti	Cr	Mg	Др.	FeNi
Осадки										
Сумма	105	552	388	270	108	29	102	53	39	99
			70	49	20	5	18	10	7	18
Гипербазиты										
Сумма	16	166	128	80	25	23	21	53	10	23
			77	48	15	14	13	32	6	14
Витим	3	28	27	21	4	5	8	7	0	1
Монголия	2	22	14	5	5	0	0	4	0	2
Приморье	7	72	57	36	10	14	7	24	9	10
Сирия	3	33	23	11	6	5	6	16	1	5
Антарктида	1	11	6	7	0	0	1	2	0	5
Траппы										
Сумма	21	72	62	40	12	5	12	14	21	2
			86	55	17	7	17	19	29	2,8
Ангара	6	23	22	15	7	3	3	3	6	0
Маймеча	11	33	26	14	3	2	8	7	12	1
Норильск	2	7	5	6	0	0	3	2	2	0
Слой туфа	1	9	9	5	0	0	0	0	1	0
Океанические базальты										
Сумма	14	79	67	29	28	10	19	8	33	8
			85	38	35	13	24	10	42	10
Метеориты										
Сумма	44	896	68	50	34	0	2	18	18	823
			8	6	4	0	0,2	2	2	92

Примечание. Данные МЗА: *N* — количество образцов в данной группе пород; Σ — общее количество измеренных частиц металлического железа и никеля (Fe + FeNi) в данной группе пород; Fe — количество частиц металлического железа, не содержащих никеля, в данной группе пород; Si, Al, Ti, Cr, Mg — количество частиц железа, содержащих один из перечисленных элементов; др. — другие элементы-примеси в частицах железа (Mn, P, S и др.); FeNi — количество частиц камасита и других Fe-Ni сплавов и сплавов более сложного состава в данной группе пород; курсивом обозначена процентная доля числа частиц железа, содержащих примеси разных элементов, относительно Σ .

леза (см. рис. 2). Чистое железо в образцах океанических базальтов обнаружено в 31 % случаев, в траппах — в 36 %, в гипербазитах — в 43 %, в лунных базальтах — в 75 %.

Иное распределение точек Кюри железа у метеоритов: максимум приходится на интер-

причем в бoльших количествах, чем в гипербазитах, траппах и базальтах (рис. 2, д) [Печерский, 2012, 2015].

Результаты микронзондового анализа (МЗА) обобщены в табл. 1 и 2. Значительная часть частиц железа не содержит примеси никеля (табл. 1):

Т а б л и ц а 2. Частицы железа и Fe-Ni сплавов на планетах

<i>N</i>	Σ	Fe	FeNi	Fe/FeNi	ШР	CFe, %
Траппы (кора)						
21	72	62	2	31	0	—
—	—	86	2,8	—	0	≤ 0,01
Океанические базальты (кора и верхняя мантия)						
14	79	67	8	8,4	0	—
—	—	85	10	—	0	≤ 0,01
Лунные базальты (кора и верхняя мантия)						
—	—	—	—	~10	0	0,05
Гипербазиты (верхняя мантия)						
16	166	128	23	5,6	0	—
—	—	77	14	—	—	≤ 0,01
Осадки (верхняя мантия)						
105	552	388	99	3,9	2	—
—	—	70	18	—	0,4	≤ 0,01
Метеориты каменные (нижняя мантия)						
16	267	34	232	0,147	6	—
—	—	12,8	87,3	—	2,2	0,1—9
Метеориты железные (ядро)						
28	535	68	466	0,146	90	—
—	—	12,7	87,1	—	16,8	> 90

Примечание. *N* — количество образцов в данной группе пород; Σ — общее количество частиц металлического железа (Fe + FeNi) в данной группе пород; Fe — количество частиц металлического железа, не содержащих Ni; FeNi — количество частиц камасита и других сплавов; Fe/FeNi — их отношение; ШР — число частиц шрейберзита, курсивом выделено процентное отношение Fe, FeNi, ШР к сумме частиц Σ ; CFe — мода концентрации железа по ТМА.

вал $T_C = 745 \div 755$ °С (27 % случаев) и 19 % — на чистое железо (рис. 2, е). Важно подчеркнуть, что и в метеоритах присутствует чистое железо, правда в относительно меньшем количестве. Частицы металлического железа с $T_C = 730 \div 760$ °С фиксируются и в осадочных породах,

70 % таких частиц присутствует в осадках, 77 % — в гипербазитах, 85 % — в океанических базальтах, 86 % — в траппах и только 8 % — в метеоритах. 92 % частиц в метеоритах — это Fe-Ni сплавы с содержанием Ni от нескольких процентов до 50 % и более, в том числе шрейбер-

зит и другие Fe-Ni интерметаллоиды (табл. 2).

Примесь Si в металлическом железе присутствует во всех изученных образцах и в половине измеренных частиц безникелевого железа (см. табл. 1). Концентрация Si широко варьирует, достигая 6 % в осадках и 3—4 % в остальных земных породах [Печерский, 2015].

Примесь Al в металлическом железе составляет 3—4 % в гипербазитах, океанических базальтах и метеоритах и 9% в осадках (см. табл. 1). Между концентрациями Si и Al наблюдается тесная корреляция, коэффициент линейной корреляции $r = 0,87$.

Примесь Cr в металлическом железе осадков и базальтов образует две группы [Печерский, 2012, 2015]: 0,2—6 % и 8—20 %, вероятно, отражая разные условия образования этих частиц. Железо в метеоритах и гипербазитах относится к первой группе хрома. В некоторых частицах железа присутствует заметная примесь Mn, в океанических базальтах его примесь составляет 8—10 %, обычно Mn встречается совместно с Cr.

Некоторые частицы железа в базальтах и гипербазитах содержат примесь Ti и Mg (см. табл. 1), что, возможно, связано с "контаминацией" окружающего материала, титаномагнетита и силикатов. Примесь Ti не отмечена в железе метеоритов [Печерский и др., 2012].

Концентрация Ni в металлическом железе широко варьирует и не зависит от земного или внеземного происхождения железа [Печерский, 2015]. Например, концентрация Ni в железе каменных метеоритов образует три группы (рис. 3): 1) чистое железо без примеси Ni, такие частицы образуют отдельную группу, а не непрерывную серию твердых растворов со второй группой; 2) группа с модой 4 % Ni и плавным спадом до 10 % Ni; 3) группа Fe-Ni сплава, содержащего 40—53 % Ni, с модой 50 % Ni. Такое рас-

деление железа на три группы, очевидно, отражает разные условия формирования чистого железа, никельсодержащего железа и Fe-Ni сплава.

Большинство частиц металлического железа имеют одну и ту же форму (рис. 4) независимо от их земного и внеземного происхождения.

Такие широкие вариации форм и в то же время их повторение во всех изученных группах пород, очевидно, отражают однообразие первичных магматических условий, проще говоря, единое происхождение, и все они попадают в виде обломков в земные осадки.

Подобие частиц металлического железа во всех изученных группах пород выражается в идентичности распределения частиц по размеру [Печерский, 2015]: они широко варьируют, достигая 300—600 мкм, преобладают частицы до 100 мкм, при этом имеют одну и ту же моду 10—20 мкм [Печерский, 2015]. Это относится как к частицам, содержащим никель, так и к не содержащим его. Преобладающие размеры частиц (менее 100 мкм) соответствуют их внеземному происхождению, большинство таких частиц сохраняются, проходя через земную атмосферу, тогда как более крупные частицы при этом почти полностью сгорают [Флоренский, 1965]. Правда, это не объясняет аналогичное распределение по размеру частиц железа земного происхождения. Очевидно, распределение частиц железа по размеру отражает их формирование в таких магматических породах, как гипербазиты, континентальные траппы и океанические базальты в верхней мантии и коре.

Обсуждение результатов. Подобие состава, формы и размера частиц металлического железа в земных магматических породах и осадках может свидетельствовать о земном происхождении таких частиц и в осадках. Рассмотр-

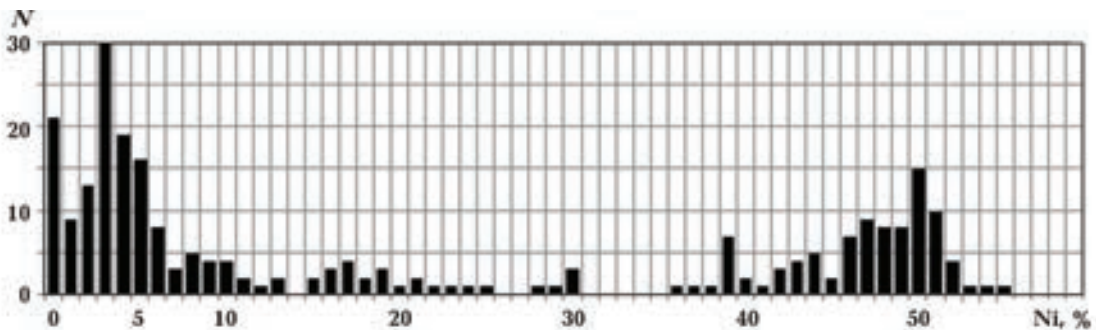


Рис. 3. Концентрация Ni в металлической части каменных метеоритов (по данным МЗА), N — число измерений [Печерский и др., 2012].



Рис. 4. Примеры форм металлического железа из гипербазитов (а), траппов (б), океанических базальтов (в), метеоритов (г) и осадков (д).

рим один из возможных земных механизмов рассеяния металлического железа: глобально рассеяния вулканического пепла, содержащего земные частицы железа, по поверхности Земли. Прослои вулканического пепла встречаются только в двух из 30 изученных объектов осадочных пород [Печерский и др., 2013]. Во-первых, в миоцен-олигоценых осадках Атлантики скважиной 386 DSDP вскрыта пачка вулканокластических турбидитов мощностью около 160 м; в ней обнаружены 22 частицы металлического железа, что заметно меньше, чем в соседних обломочных осадочных породах, не содержащих вулканического материала (33 частицы железа). В соседней скважине 391А в миоценовых обломочно-карбонатных отложениях, не содержащих вулканического материала, — 50 частиц металлического железа [Печерский и др., 2013]. Во-вторых, частицы металлического железа не обнаружены в прослоях вулканического пепла в пермо-триасовых отложениях Мейшаня (Китай), зато они обнаружены в окружающей пеплы обломочных осадоч-

ных породах [Корчагин и др., 2010]. Металлическое железо не встречено в прослое туфа между потоками траппов [Печерский, 2015]. Следовательно, вулканогенный (пепловый) вариант глобального распространения частиц металлического железа нереален. Другие варианты глобального распространения частиц металлического железа земного происхождения (гидротермальное, метаморфическое, биогенное и др.) еще менее вероятны, чем вулканогенное. К изложенному следует добавить набор статистических признаков внеземного происхождения подавляющей части частиц металлического железа в осадках [Печерский, 2012, Печерский, Шаронова, 2012, 2013]:

а) широкое (глобальное) распространение частиц железа в осадках различных регионов мира (от четвертичного периода до кембрия) в озерах, морях и океанах разной литологии и окислительно-восстановительных режимов. Концентрация частиц широко варьирует — от отсутствия до приблизительно 0,05 %;

б) бимодальное распределение концентрации частиц металлического железа с обязательной "нулевой" группой, в которой частицы железа отсутствуют; "нулевая" группа представляет участки осадков, куда частицы железа внеземного происхождения не оседали из-за ограниченного их количества. Такое распределение не типично для частиц железа земного происхождения;

в) отсутствует корреляция между концентрациями частиц металлического железа и земных магнитных минералов, как, например, магнетит; появление такой корреляции означает земную природу таких частиц железа или переотложение внеземных частиц;

г) обратная зависимость концентрации частиц металлического железа от скорости осадконакопления; такая зависимость для земных частиц отсутствует;

д) преобладание размера частиц железа менее 100 мкм характерно для внеземных частиц, которые не сгорают в земной атмосфере, тогда как для земных частиц такого верхнего предела не существует.

Глобальное распространение частиц металлического железа ассоциируется с космической межпланетной пылью, приходящей на Землю, скорее всего, из пояса астероидов, который расположен между Марсом и Юпитером [McFadden et al., 2007; Encyclopedia ..., 2012]. Межпланетная пыль образуется в результате столкновения и дробления астероидов, комет и других космических тел. Подобие частиц железа во всех исследованных объектах (земных и внеземных) позволяет допустить совпадение условий формирования источников межпланетной пыли с земными.

Согласно петромагнитной модели Земли [Петромагнитная ..., 1994], главным источником магнетизма в земной коре служат первично-магматические титаномагнетиты и продукты их изменений — магнетиты. Породы верхней мантии практически немагнитны, т. е. концентрация в них магнитных минералов ниже чувствительности измерительных приборов ($\sim 10^{-4}\%$) [Печерский и др., 2012]. Среднее содержание Ti в титаномагнетите траппов 8,7%, в океанических базальтах 10,5%, в базальтах, содержащих ксенолиты гипербазиты, 12,5% [Печерский, 2015]. Такое содержание Ti в титаномагнетите соответствует глубине последнего равновесного состояния базальтовой магмы — 30 ÷ 50 км [Печерский и др., 1975], т. е. очаг находится в пределах земной коры и верхней мантии.

Согласно нашим результатам (см. табл. 2), отношение количества частиц железа, не содержащих примеси Ni (Fe в табл. 2), к количеству частиц Fe-Ni сплава (Fe/FeNi в табл. 2) в траппах равно 31, в океанических базальтах — 8,4. Подобная ситуация на Луне: частицы металлического железа из вулканического стекла и базальтов состоят, согласно МЗА и ТМА (см. рис. 1), из практически чистого железа, примесь Ni обычно от 0 до 0,5% и очень редко достигает 20%, Fe/FeNi ≥ 10 [Doell et al., 1970; Nagata et al., 1970, 1974; Runcorn et al., 1971]. У гипербазитов Fe/FeNi = 5,6; у каменных метеоритов — 0,147; у железных метеоритов — 0,146; у осадков — 3,9 (см. табл. 2), что в последнем случае очень близко к гипербазитам, т. е. к породам верхней части мантии. Отсюда можно предположить, что в осадках накапливаются главным образом частицы металлического железа из верхней части мантии планет (планеты) — главных источников межпланетной пыли.

Совпадение отношений Fe/FeNi в каменных и железных метеоритах (0,147 и 0,146) и присутствие в них шрейберзита, отсутствующего в верхней части мантии, свидетельствуют об отсутствии резкой границы между низами мантии и ядром.

Общая концентрация частиц металлического железа и Fe-Ni сплавов (Fe + FeNi) в изученных образцах каменных метеоритов по данным ТМА составляет 0,3—9%, в среднем — 2,4%, тогда как в базальтах и гипербазитах Fe + FeNi очень редко превышает 0,01% [Печерский и др., 2012, 2015], в лунных базальтах не превышает 0,1% [Nagata et al., 1970, 1974]. Следовательно, образцы каменных метеоритов относятся, вероятнее всего, к низам мантии.

Вышеизложенное подтверждается распределением шрейберзита: доля частиц шрейберзита в железных метеоритах, т. е. в ядре, 17%, в каменных метеоритах, т. е. в низах мантии, около 2%, и он практически отсутствует в гипербазитах и базальтах, т. е. в верхах мантии (см. табл. 2).

Из полученных результатов следует, что материал верхней части мантии планет легче разрушается, чем материал нижней части мантии и ядра. Соответственно, материал верхней мантии должен преобладать в межпланетной пыли, и он преобладает в земных осадках. Материал из низов мантии и ядра попадает на поверхность Земли главным образом в виде относительно крупных обломков — метеоритов.

Описанные тенденции прослеживаются по общему содержанию Ni: в железных метеори-

тах около 10 % и оно резко падает до 1—0,05 % в хондритах, в углистых хондритах среднее содержание 0,01 % [Маракушев и др., 1992; Encyclopedia ..., 2012; McFadden et al., 2007].

Таким образом, четко прослеживается закономерное распределение частиц Fe-Ni сплавов внутри планеты: более 90 % в ядре, заметное присутствие в низах мантии, относительно низкая доля (14 %) в верхней части мантии и практическое отсутствие в коре Земли и Луны. В то же время общее содержание частиц железа без Ni и Fe-Ni сплавов в ядре (железные метеориты, табл. 2) и нижней мантии (каменные метеориты, табл. 2) одинаковое, а доля частиц шрейберзита изменяется существенно — от 17 % в ядре (железные метеориты) до менее 3 % в нижней мантии (каменные метеориты, табл. 2) и только спорадически встречаются редкие зерна шрейберзита в земных породах верхней мантии.

Заключение. В результате обобщения данных ТМА и МЗА для земных и внеземных пород обнаружено подобие составов форм и размеров частиц железа, содержащих и не содержащих примесь Ni во всех группах пород. Как выяснилось, частицы металлического железа в осадках в подавляющем большинстве случаев имеют внеземное происхождение, и их повсеместное распространение связывается с межпланетной пылью. Отмеченное сходство частиц железа свидетельствует о близких условиях образования таких частиц на Земле и других планетах из гомогенного газово-пылевого облака на ранней стадии существования Солнечной системы и других звездно-планетных систем и на стадии последующей гравитационной дифференциации планет [Жарков, 1983; Hubbard, 1984; Маракушев и др., 1992; McFadden et al., 2007; Encyclopedia ..., 2012].

Согласно современным представлениям, газово-пылевые облака во Вселенной широко распространены, однородны и близки по составу, из них все время образуются звездно-планетные системы, включая Солнечную систему. Следовательно, есть возможность создать общую модель распределения металлического железа во всех планетах. Вот основные ее положения.

1. Титаномагнетит — главный магнитный минерал коры планет магматического происхождения. Его состав широко варьирует в зависимости, главным образом, от окислительно-восстановительных условий в магме. Например, в земных рифтовых базальтах на континентах и в океанах, где окислительно-вос-

становительные условия однородны, титаномагнетит содержит 12—14 % Ti, тогда как окислительно-восстановительные условия в вулканических дугах широко изменяются от подобных рифтовым до магнетита. Близкая к земной рифтовой ситуации типична для марсианских базальтов, в лунных базальтах кристаллизуется ульвошпинель и другие феррошпинели, содержащие только Fe²⁺ из-за высоковосстановительных условий. Малый объем корового материала по сравнению с остальной частью планет объясняет отсутствие собственно коровых пород среди изученных метеоритов; содержание металлического железа (как содержащего, так и не содержащего Ni) в земных базальтах и гипербазитах не более 0,01%, в лунных базальтах не более 0,1 %; в земных и лунных базальтах отношение Fe/FeNi ≥ 10.

2. В верхней мантии титаномагнетит отсутствует, но заметно возрастает отношение Fe/FeNi = 5,5; при этом суммарная концентрация частиц металлического железа не более 0,01%, как в породах коры.

3. Суммарная характеристика всей верхней части мантии выражена в величине Fe/FeNi = 3,9 осадков, которая очень близка к отношению Fe/FeNi гипербазитов, т. е. породам земной верхней мантии. Можно предположить, что такой материал в основном попадает в межпланетную пыль, в противоположность материалу из низов мантии, который падает на поверхность Земли в виде относительно крупных обломков метеоритов. Для пород верхней части мантии характерно отсутствие шрейберзита.

4. Низы мантии представлены в образцах каменных метеоритов, концентрация в них металлического железа и сплавов (Fe + FeNi) составляет 0,2—9 %, отношение Fe/FeNi = 0,147; шрейберзит в небольших количествах (около 2%) появляется в металлической части нижней мантии.

5. В ядре планет-источников метеоритов и, вероятно, в ядре Земли Fe/FeNi = 0,146, общая концентрация металла (Fe + FeNi) около 90 %. Шрейберзит составляет заметную часть материала ядра (17 %). Между ядром и нижней мантией нет резкой границы, есть плавное нарастание концентрации металлического железа, Fe-Ni сплавов, в частности шрейберзита, от каменных метеоритов к железным метеоритам при одинаковом отношении Fe/FeNi.

6. Общность распределения металлического железа, содержащего и не содержащего Ni, в планетах, очевидно, определяется действием общего закона — закона всемирного тяготения

(гравитации) как на стадии существования газовой-пылевого облака, так и гравитационной дифференциации в процессе формирования планет, в том числе и Солнечной системы. Последняя не является, следовательно, исключительным, а вполне рядовым событием.

Благодарности. Автор выражает благодарность Г. Баженовой, А. Салтыковскому и И. Ащеп-

кову за образцы ксенолитов гипербазитов разных регионов мира; А. Латышеву за образцы Сибирских траппов; В. Матвеевскому и С. Силантьеву за образцы океанических базальтов, а также Д. Кузиной и Г. Маркову за помощь в термомагнитных исследованиях, В. Цельмовичу за помощь в осуществлении микроскопических и микрозондовых исследований.

Список литературы

- Буров Б. В., Нурғалиев Д. К., Ясонов П. Г. Палеомагнитный анализ. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167 с.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. Москва: Наука, 1983. 415 с.
- Корчагин О. А., Цельмович В. А., Поспелов И. И., Куйантiao Б. Космические магнетитовые сферулы и металлические частицы на пермо-триасовой границе в глобальном стратотипе (стратум 27, Мейшань, Китай). Докл. РАН, Науки о Земле. 2010. Т. 432. С. 631—637.
- Маракушев А. А., Грановский Л. Б., Зиновьева Н. Г. Космическая петрология. Москва: Изд-во МГУ, 1992. 325 с.
- Петромагнитная модель литосферы. Ред. Д. М. Печерский. Киев: Наук. думка, 1994. 345 с.
- Печерский Д. М. Распределение частиц самородного железа и Fe-Ni сплавов на планетах. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 2015. 56 с.
- Печерский Д. М. Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках: термомагнитные признаки космического происхождения. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 2012. 107 с.
- Печерский Д. М., Багин В. И., Бродская С. Ю., Шаронова З. В. Магнетизм и условия образования изверженных пород. Москва: Наука, 1975. 312 с.
- Печерский Д. М., Гильманова Д. М., Марков Г. П., Мурдмаа И. О., Нурғалиев Д. К., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Самородное железо и другие магнитные минералы в осадках северо-западной Атлантики: результаты термомагнитного и микрозондового анализов. Физика Земли. 2013. № 3. С. 131—153.
- Печерский Д. М., Марков Г. П., Цельмович В. А., Шаронова З. В. Внеземные магнитные минералы. Физика Земли. 2012. № 7-8. С. 103—120.
- Печерский Д. М., Нурғалиев Д. К., Фомин В. А., Шаронова З. В., Гильманова Д. М. Космическое железо в осадках мела—дания. Физика Земли. 2011. № 5. С. 12—34.
- Печерский Д. М., Шаронова З. В. Связь концентраций частиц самородного железа в осадках со скоростью их накопления: обобщение термомагнитных данных. Физика Земли. 2013. № 5. С. 125—131.
- Печерский Д. М., Шаронова З. В. Термомагнитное свидетельство наличия частиц самородного железа в осадках. Физика Земли. 2012. № 4. С. 38—44.
- Флоренский К. П. О начальном этапе дифференциации вещества Земли. Геохимия. 1965. № 8. С. 1—18.
- Borzoth R. M., 1951. Ferromagnetism. Toronto—New York—London: D. Van Nostrand Comp. Inc. 784 p.
- Doell K. B., Gromme C. S., Thorne A. N., Sentfle F. E., 1970. Magnetic studies of Lunar samples. Science 167, 695—697.
- Encyclopedia Britanica, 2012. www.britanika.com
- Hubbard W., 1984. Planetary Interiors. New York: Van Nostrand, 328 p.
- McFadden L., Weissman P. R., Johnson T. V., 2007. Encyclopedia of the Solar System. 992 p.
- Nagata T., Ishikawa Y., Kinoshita H., Kono M., Syono Y., Fisher R. M., 1970. Magnetic properties of Lunar samples. Science 167, 703—704.
- Nagata N., Sugiura N., Fisher R. M., Schwerer F. C., Fuller M. D., Dunn J. R., 1974. Magnetic properties of Apollo 11—17 lunar materials with special reference to effects of meteorite impact: Proceedings of the Fifth Lunar conference, 2827—2839.

- Pechersky D. M.*, 2010. Metallic iron and nickel in Cretaceous and Cenozoic sediments: the results of thermomagnetic analysis. *J. Environ. Protect.* 1, 143—154.
- Runcorn S. K., Collinson D. W., O'Reilly W., Stephenson A., Greenwood N. N., Battey M. H.*, 1971. Magnetic properties of Lunar samples. *Proc. R. Soc. London*, A325, 157—174.

Occurrence of metal iron inside the planets

© *D. M. Pechersky, 2016*

Comparison of thermomagnetic and microprobe data on metal iron in terrestrial rocks (xenoliths, Siberian trap and oceanic basalt) has been conducted with the data on extraterrestrial metal iron (in sediments, lunar basalt and meteorites). It has been revealed that the particles of metal iron are present in all rocks and they are similar by their composition, shape and size. Iron concentration in the crust and upper mantle of the planets is less than 0,0n %, in the lower part of the mantle from 0, n, to 9 %, in the core — 90 %. 75—85 % iron particles from the crust and upper mantle do not contain Ni admixture, and in the lower mantle and the cores of planets only 8 % of iron particles do not have any Ni. Such a similarity testifies the likeness of terrestrial conditions of appearance and composition of iron with those ones on the planets-sources of meteorites and interplanetary dust, which entered into terrestrial sediments. The whole pattern is produced by homogeneity of gas-dust clouds in the early stage of formation of stellar-planetary systems and the posterior gravity differentiation of planets.

Key words: thermomagnetic analysis, microprobe analysis, extraterrestrial metal iron, nickel.

References

- Burov B. V., Nurgaliev D. K., Yasonov P. G.*, 1986. Paleomagnetic analysis. Kazan: Publ. House Kazan State University, 167 p. (in Russian).
- Zharkov V. N.*, 2013. The internal structure of the Earth and planets. Moscow: Nauka, 415 c. (in Russian).
- Korchagin O. A., Tsel'movich V. A., Pospelov I. I., Quyantao B.*, 2010. Cosmic magnetite microspherules and metallic particles near the Permian-Triassic boundary in a global stratotype section (stratum 27, Meishan, China). *Doklady RAN, Nauki o Zemle* 432, 631—637 (in Russian).
- Marakushev A. A., Granovskiy L. B., Zinov'eva N. G.*, 1992. Cosmic Petrology. Moscow: Publ. House Moscow State University, 325 p. (in Russian).
- Petromagnetic Model of the Lithosphere, 1994. Ed. D. M. Pechersky. Kiev: Naukova Dumka, 345 p. (in Russian).
- Pechersky D. M.*, 2015. The distribution of particles of native iron and Fe-Ni alloys on the planet. Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 56 p. (in Russian).
- Pechersky D. M.*, 2012. Native Iron and Other Magnetic Minerals in Sediments: Thermomagnetic Signs of Extraterrestrial Origin). Saarbrücken: Palmarium Academic Publishing, 107 p. (in Russian).
- Pechersky D. M., Bagin V. I., Brodskaya S. Yu., Sharonova Z. V.*, 1975. Magnetism and Formation Conditions of Igneous Rocks. Moscow: Nauka, 312 p. (in Russian).
- Pechersky D. M., Gil'manova D. M., Markov G. P., Murdmaa I. O., Nurgaliev D. K., Tsel'movich V. A., Sharonova Z. V.*, 2013. Native Iron and Other Magnetic Minerals in the Sediments of the Northwestern Atlantic: Thermomagnetic and Microprobe Evidence. *Fizika Zemli* (3), 131—153 (in Russian).
- Pechersky D. M., Markov G. P., Tsel'movich V. A., Sharonova Z. V.*, 2012. Extraterrestrial Magnetic Minerals. *Fizika Zemli* (7-8), 103—120 (in Russian).
- Pechersky D. M., Nurgaliev D. K., Fomin V. A., Sharonova Z. V., Gil'manova D. M.*, 2011. Extraterrestrial Iron in the Cretaceous—Danian Sediments. *Fizika Zemli* (5), 12—34 (in Russian).

- Pechersky D. M., Sharonova Z. V.*, 2013. A Relationship between the concentration of Native Iron Particles in Sediments and the Rate of Their Accumulation: A Synthesis of Thermo-magnetic Data. *Fizika Zemli* (5), 125—131 (in Russian).
- Pechersky D. M., Sharonova Z. V.*, 2012. Thermo-magnetic evidence of native iron in sediments. *Fizika Zemli* (4), 38—44 (in Russian).
- Florensky K. P.*, 1965. On the initial stage of differentiation of the Earth's matter. *Geokhimiya* (8), 1—18 (in Russian).
- Bozorth R. M.*, 1951. Ferromagnetism. Toronto—New York—London: D. Van Nostrand Comp. Inc. 784 p.
- Doell K. B., Gromme C. S., Thorne A. N., Senthle F. E.*, 1970. Magnetic studies of Lunar samples. *Science* 167, 695—697.
- Encyclopedia Britanica, 2012. www.britanika.com
- Hubbard W.*, 1984. Planetary Interiors. New York: Van Nostrand, 328 p.
- McFadden L., Weissman P. R., Johnson T. V.*, 2007. Encyclopedia of the Solar System. 992 p.
- Nagata T., Ishikawa Y., Kinoshita H., Kono M., Syono Y., Fisher R. M.*, 1970. Magnetic properties of Lunar samples. *Science* 167, 703—704.
- Nagata N., Sugiura N., Fisher R. M., Schwerer F. C., Fuller M. D., Dunn J. R.*, 1974. Magnetic properties of Apollo 11—17 lunar materials with special reference to effects of meteorite impact: *Proceedings of the Fifth Lunar conference*, 2827—2839.
- Pechersky D. M.*, 2010. Metallic iron and nickel in Cretaceous and Cenozoic sediments: the results of thermomagnetic analysis. *J. Environ. Protect.* 1, 143—154.
- Runcorn S. K., Collinson D. W., O'Reilly W., Stephenson A., Greenwood N. N., Battey M. H.*, 1971. Magnetic properties of Lunar samples. *Proc. R. Soc. London*, A325, 157—174.