

УДК 551.311.7:553.216.5

МАГНИТНЫЕ СФЕРУЛЫ ИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВОВ И ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Е.И. Сандиминова, С.Ф. Главатских, С.Н. Рычагов

Институт вулканологии ДВО РАН, 683006, Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийна, 9.

Подробно описаны состав и строение магнитных сферул из вулканогенных пород Курильских островов и Южной Камчатки. Предполагается, что образование сферул связано с пористыми магматическими породами андезито-базальтового состава.

Необычная сферическая форма минеральных образований давно привлекает многих исследователей. Но долгое время этим находкам не придавалось серьезного значения, поскольку считалось, что их присутствие в продуктах обогащения проб связано либо с техногенным загрязнением, либо с космосом. Однако публикации последних лет убедительно доказывают, что магнитные сферулы имеют земное эндогенное происхождение и распространены достаточно широко.

Сферулы встречены в самых разных геологических обстановках: в эруптивных брекчиях зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом (Цымбал и др., 1985); в гранитоидах Алтая (Баженов и др., 1991); в кимберлитах Якутии, Украины и Тимана (Розова и др., 1984); в альпинотипных ультрамафитах Корякского нагорья (Рудашевский и др., 1987); в орогенных вулканитах Южного Сихотэ-Алиня (Филимонова и др., 1989); в продуктах эксгаляций Толбачинского вулкана (Главатских, 1995); в пирокластических осадках кальдерного озера Баромби Мбо (Западный Камерун) (Cornep et al., 1992) и других обстановках.

Минеральные образования сферической формы нами обнаружены в вулканогенных породах Курило-Камчатской островной дуги. Сферулы выделены из магнитной и немагнитной фракций протолочек, шлама и шлихов пород андезито-базальтового состава в пределах гидротермально-магматических систем: на вулканах Баранского (о. Итуруп), Эбеко (о. Парамушир) и Мутновском (Южная Камчатка) (Рычагов и др., 1996, 2002).

Особенности строения и состава сферул изучены различными аналитическими методами.

Внутренняя структура, взаимоотношение минералов и их химический состав изучались в полированных препаратах на рентгеноспектральном микроанализаторе "Сameбах-246" (ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский). Особенности морфологии и внутреннего строения частиц исследовались на сканирующем электронно-микроскопическом комплексе "JSM-530+Link ISIS" (ИГЕМ РАН, г. Москва). Использовались также рентгено-структурный (СПБГУ, г. Санкт-Петербург) и рентгенофазовый анализы (ИВ ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский).

Магнитные сферулы имеют, чаще всего, форму идеальных шаров, реже - это каплевидные, эллипсоидные, гроздьевидные и другие округлые формы, размером 0.1-1.7 мм, единичные экземпляры достигают 3 мм. Некоторые сферулы имеют следы прикрепления к стенкам полостей - приплюснуты бока в виде платформ; щеточки микрокристаллов у основания таких платформ; сферулы, приросшие к вершинам кристаллов кварца и корунда. Такие следы не случайны. Л.Г. Филимонова с соавторами (1989) подчеркивают, что магнитные сферулы - характерные компоненты минеральных ассоциаций, развивающихся на стенках полостей. В связи с этим, они практически не встречаются (или встречаются очень редко) в шлифах. При любом механическом воздействии на породу сферулы легко выкрашиваются, поэтому и обнаруживаются, преимущественно, в тяжелых фракциях обогащенных проб.

По внешним признакам можно выделить три основных типа сферул: 1 - черного цвета с гладкой или шероховатой поверхностью, металлическим

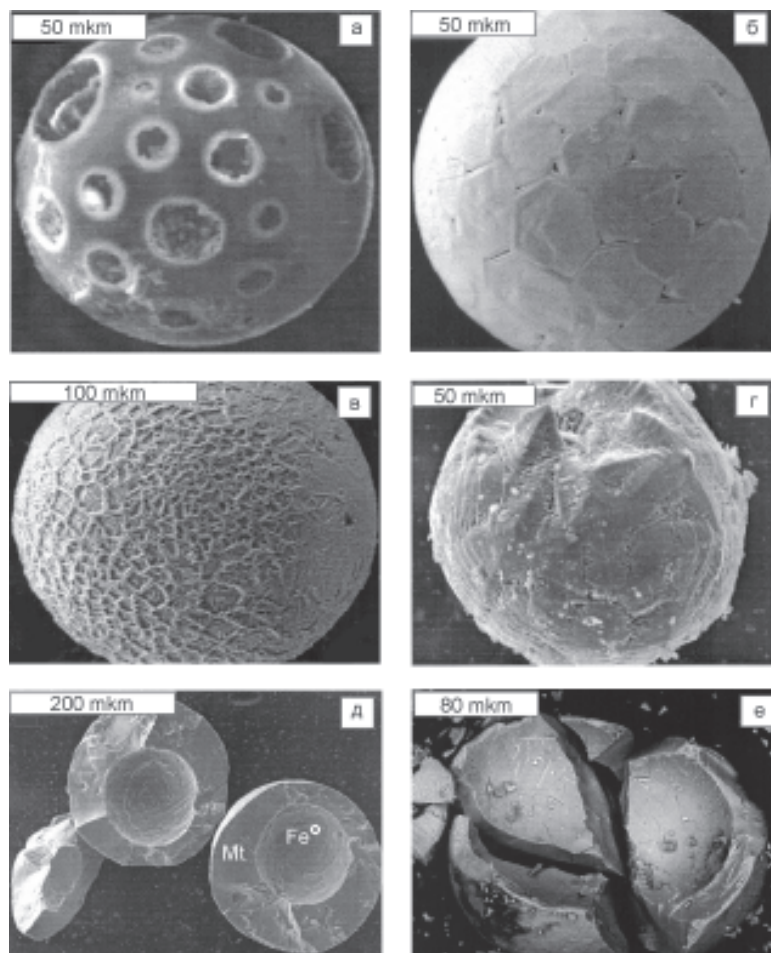


Рис. 1. Магнитные сферулы: а – силикатная сферула с газовыми полостями; б – сферула, образованная гексагональными кристаллами магнетита; в – сферула с хорошо выраженными на поверхности скелетными кристаллами магнетита; г – сферула, сложенная магнетитом – хорошо видны грани роста и вершина октаэдрического кристалла магнетита; д – сферула, состоящая из ядра (железо самородное - Fe⁰) и оболочки из магнетита (Mt); е – пустотелая магнетитовая сферула. На внутренней поверхности видна структура распада гематита (полоски самого светлого цвета) в магнетите (серое). Сканирование.

и имеют насыщенный красновато-бурый или рыжевато-бурый цвет. Часть силикатных сферул сложена однородным по составу стеклом (табл., ан. 5). Такие сферулы рентгеноаморфны. Другая часть имеет более сложное строение. В них присутствуют ядра чистого железа, наблюдаются дендритовидные и сноповидные структуры распада (рис. 2а-г), круглые

включения магнетита. Продукты распада в сферулах с дендритовидной структурой представлены магнетитом, ульвошпинелью и стеклом (табл., ан. 6-8), а в сферулах со сноповидной структурой – минералами ряда ильменит-пирофанит, шорломитом, армоколитоном и другими высоко-титанистыми сложными оксидами (табл., ан. 9-11). Необходимо отметить, что из-за микроскопических размеров фаз и сложных изоморфных замещений не всегда удается выделить минерал в чистом виде с помощью микронзонда. Однако присутствие армоколита, ильменита, пирофанита, шорломита и некоторых шпинелидов подтверждается рентгенофазовым анализом.

Сферулы первого типа сложены преимущественно магнетитом или иоцит-магнетитом. Они часто внутри имеют одно или два ядра (рис. 1д), состоящих из чистого железа с примесью никеля (до 0.9%) и меди (до 0.2%). Для сферул характерны полигонально-зернистые и дендритовидные структуры роста, выполненные магнетитом или иоцит-магнетитом (см. табл., ан. 1-2), а межзерновое пространство заполнено стеклом сложного состава.

Сферулы второго типа сложены преимущественно стеклом и минеральными фазами переменного состава группы сложных оксидов кремния, железа, титана, марганца и др. элементов. С поверхности и внутри таких сферул часто наблюдаются газовые полости (рис. 1а). В сколах и искусственных шлифах они просвечивают

и имеют насыщенный красновато-бурый или рыжевато-бурый цвет. Часть силикатных сферул сложена однородным по составу стеклом (табл., ан. 5). Такие сферулы рентгеноаморфны. Другая часть имеет более сложное строение. В них присутствуют ядра чистого железа, наблюдаются дендритовидные и сноповидные структуры распада (рис. 2а-г), круглые включения магнетита. Продукты распада в сферулах с дендритовидной структурой представлены магнетитом, ульвошпинелью и стеклом (табл., ан. 6-8), а в сферулах со сноповидной структурой – минералами ряда ильменит-пирофанит, шорломитом, армоколитоном и другими высоко-титанистыми сложными оксидами (табл., ан. 9-11). Необходимо отметить, что из-за микроскопических размеров фаз и сложных изоморфных замещений не всегда удается выделить минерал в чистом виде с помощью микронзонда. Однако присутствие армоколита, ильменита, пирофанита, шорломита и некоторых шпинелидов подтверждается рентгенофазовым анализом.

Третий тип сферул сложен плотно упакованными между собой зернами магнетита. Тончайшие границы между зернами выполнены остаточным стеклом, подчеркивающим полигонально-зернистое строение (рис. 2д, е). Среди таких сферул встречаются индивиды с очень выразительной скульптурной поверхностью (рис. 1б-г). В некоторых сферулах наблюдаются петельчатые, субграфические, пластинчатые (рис. 1е) и решетчатые структуры распада гематита в

Таблица 1. Характерные составы сферул по результатам микронзондового анализа (масс. %)

Оксиды	Вулкан Мутновский		Вулкан Баранского									Вулкан Эбеко		
	Скв. 18		Скв. 72		Скв. 65				Скв. 64			Скв. ГП-3		
	Глубина отбора проб													
	120 м		225 м		675 м	660 м			235 м			850 м	930 м	
	Mt	Io	Mt	Hm	Gl	Gl	Usp	Mix	Ilm+pf	Ilm+pf	Sch(?)	Sch(?)	Mt	Mt
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	12.77	21.34	0.67	17.63	9.42	17.80	26.91	20.82	0.00	0.00
TiO ₂	0.25	0.00	0.00	0.00	25.94	28.63	25.15	9.65	51.16	41.56	23.66	28.32	0.28	0.04
Al ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.00	4.89	5.06	4.39	2.97	3.55	4.61	4.66	7.35	0.00	0.08
FeO	31.22	99.45	31.22		38.80	32.24	58.03	68.41	14.56	11.17	3.84	10.93	30.29	30.30
Fe ₂ O ₃	69.32		69.39	99.29							6.19	1.99	67.53	69.42
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00
MgO	0.05	0.00	0.00	0.00	4.00	4.01	5.15	0.95	4.21	2.89	1.89	4.41	0.01	0.00
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.14	0.61	0.04	0.08	4.83	6.99	14.08	12.98	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	1.25	0.74	0.00	0.04	0.00	0.60	0.86	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	1.33	0.68	0.00	0.00	1.06	2.13	2.59	0.67	0.00	0.00
MnO	0.34	0.22	0.00	0.00	9.23	8.15	7.76	1.33	11.34	12.77	16.11	12.73	0.57	0.97
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09
Сумма	101.23	99.69	100.61	99.29	98.44	101.46	101.26	101.06	100.15	100.52	100.79	100.41	98.68	100.90

Примечание. 1-2 - оболочка сферулы: 1 - магнетит (Mt), 2 – иоцит (Io); 3-4 – сферула со структурой распада гематита (Hm) в магнетите; 5 – стеклянная сферула (Gl); 6-8 – силикатная сферула с дендритовидной структурой: 6 - стекло, 7 - Mn-ульвошинель (Usp), 8 - центральная часть сферулы - смесь магнетита со стеклом и Mn-ульвошинелью; 9-11 - силикатная сферула со сноповидной структурой, сложенной минеральными фазами ильменит-пирофанитового ряда (9,10) и 11 – предположительно, шорломитом (Sch); 12 – шорломитовая(?) сферула; 13, 14 - магнетитовые сферулы. Fe₂O₃ рассчитано исходя из железа общего (FeO). Анализы выполнены в ИВ ДВО РАН на приборе "Camebax-246", операторы - Философова Т.М., Москалева С.В.

магнетите. В полировках в отраженном свете структурный рисунок либо равномерно распределен по всему срезу сферулы, либо локализуется в центральной части.

Совместно со сферулами отмечены следующие аксессуарные минералы: графит, муассанит, корунд, кварц, соединения типа Fe-C, Zn-O, природные сплавы Fe-Cr, Cu-Zn, Cu-Pb-Sn, Zn-Cu-Pb-Sn и самородные металлы: Fe, Zn, Pb, Ag, Cu. Сплавы и самородные металлы в основном имеют вид округлых неправильных зерен, спиралеподобных проволочек или неправильной формы пластинок с рваными краями. В редких случаях они встречаются в виде сферул. Например, в единичных экземплярах попадаются сферулы желтого цвета, качественный рентгеноспектральный анализ которых на приборе "Kevex" показывает, что они представлены природной латунью и состоят из Cu и Zn (содержание Cu чуть выше, чем Zn) с незначительной примесью Fe (около 0.5%). Иногда встречаются магнетитовые сферулы с "хвостом" из чистого железа, напоминающие по форме комету. Подобные формы выделения вещества могут образовываться при отложении его в потоке газовых

струй (Главатских, 1995). Установленный нами парагенезис сферул и сопутствующих им минералов, как показывают литературные данные, является очень характерным для базитовых пород в целом (Мнацакян, 1965; Округин и др., 1981; Симаненко, Симаненко, 1999). Особенно характерна данная минеральная ассоциация для вспененных эффузивов (Акимцев, Шарапов, 1996).

Ранее (Рычагов, 1996, 2002) нами предполагалось, что магнитные сферулы не связаны с определенным типом пород. Считалось, что они фиксируют зоны повышенной трещиноватости и проницаемости пород, а их отложение происходит в порах и трещинах при прохождении по этим зонам газонасыщенного, высокотемпературного, восстановленного, "сухого" эндогенного флюида. Однако, уточненные данные, полученные при изучении разреза глубокой скважины ГП-3 (2500 м), пробуренной в пределах восточных склонов вулкана Эбеко, позволяют высказать еще одно предположение по вопросу происхождения сферул. Так, наибольшее количество сферул и сопутствующих им минералов было зафиксировано на глубине 850 и 930 м. По петрографическим данным, горизонт 830-960 м

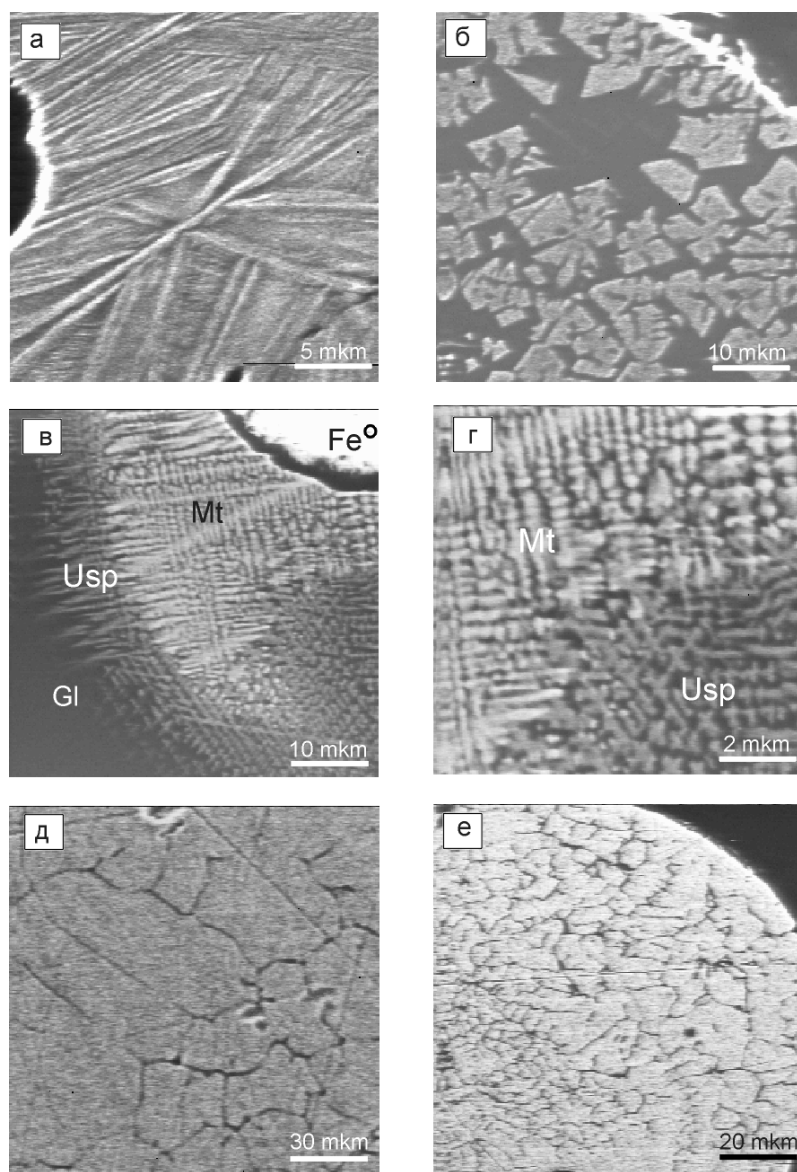


Рис. 2. Характерные структуры роста и распада в магнитных сферулах: а – сноповидная структура распада, представленная минеральными фазами Mn-ильменит-пирофанитового ряда; б – скелетные кристаллы Mn-ульвошпинели в стекле; в – дендритовидные структуры распада, представленные магнетитом (Mt) и ульвошпинелью (Usp) в стекле; г – увеличенный фрагмент рисунка 3в; д, е – полигонально-зернистые структуры

По мнению ряда авторов (Слободской, 1981; Филимонова и др., 1989; Шарапов и др., 2001), форма выделения минеральных образований, химический состав, шпинелевые структуры распада и парагенезис минералов показывают, что отложение вещества происходит в условиях повышенной плотности газовой смеси, относительно высоких давлениях, большой скорости охлаждения лав и высокой степени восстановленности флюидов. При этом, В.Н. Шарапов с соавторами (2001) подчеркивают, что при вспенивании базальтов состав минералов, кристаллизующихся из газовой фазы, существенно отличается от таковых в зернах,

представлен туфами и туфолавами андезитового, андезито-базальтового состава. Отмечается повышенная пористость пород. Поры часто заполнены криптокристаллическим или мозаичным кварцем, в котором встречаются реликты морской микрофауны. Судя по положению в разрезе, породы могли сформироваться при подводном извержении в верхнемиоцен-плиоценовое время (Рычагов, 2002; Слободской, 1981). Сопоставление результатов наших исследований с литературным материалом позволяют сказать, что в данном случае, вероятнее всего, образование сферул и сопутствующих им минералов происходило в порах андезито-базальтовых лав и связано с потоками магматических газов, отделяющихся при застывании расплава под водой.

выросших из охлаждающейся магматической жидкости. Таким образом, специфические условия образования объясняют причину, по которой сферулы имеют необычную форму и входят в ассоциацию минералов, не характерных для материнской породы.

Температурный интервал образования сферул и сопутствующих минералов достаточно широк. Верхняя граница отделения газовой смеси от базальтового расплава оценивается в 1150-1180°C (Шарапов и др., 2001). Нижнюю границу оценивают в 183°C – образование эвтектических смесей олова и свинца (Округин и др., 1981).

Необходимо отметить высокую роль углерода как составной части магматического флюида. Значительное количество чешуек графита и неправильной формы углеродистых частиц, а также

единичные зерна муассанита и карбида железа отмечены в пробах из скважины ГП-3 совместно со сферулами. Наличие графита в породе, как подчеркивает Слободской Р.М. (1981), – показатель высокого восстановительного потенциала флюида. По его мнению, перенос вещества мог осуществляться соединениями углерода, при разложении которых, наряду с другими минералами, и образуется самородный углерод в виде графита. При этом постоянно подчеркивается, что углеродистое вещество имеет тесную пространственную связь с рудными минералами.

Пористые базиты могут образовываться не только при подводных извержениях, но и в наземных условиях. Они являются источником сферул для вулканогенно-осадочных и осадочных пород, где сферулы могут сохраняться только в случае, если среда для них неагрессивна или в случае их “консервации”. В таких породах, и особенно в тех, которые подверглись воздействию гидротермальных растворов, вероятность находок сферул снижается. Что и наблюдается в разрезах скважин. Например, в мощной (около 1500 м) толще гидротермально измененных туфов скважины ГП-3 (о. Парамушир, вулкан Эбеко), подстилающей лавы андезитобазальтов (горизонт 830-960 м), сферулы из протолок керн и шлама выделены лишь в единичных экземплярах, другие металлы вообще не отмечены. Но достаточно широко развита сульфидная минерализация. В слабо затронутой изменениями толще туфов и туффигов, общей мощностью около 650 м, перекрывающей лавы, сферулы также встречаются в незначительных количествах – от одного до первых десятков зерен.

Таким образом, первоисточником, с которым связано значительное скопление магнитных сферул и сопутствующих им минералов, вероятнее всего, являются толщи пористых базитовых пород, в образовании которых большую роль играл магматический флюид. По мнению Л.Г.Филимоновой (1985), микроэлементный состав описанной выше ассоциации минералов отражает металлогеническую специализацию этих пород. А если учесть связь между вулканической деятельностью и гидротермальными процессами, то и потенциальную рудоносность района. То есть, те металлы, которые в магматической породе находятся в восстановленной форме, в гидротермальных рудах

отлагаются в виде оксидов или, чаще всего, сульфидов. На пространственное совмещение площадей развития дифференцированных рудоносных базитов с гидротермальными рудо-проявлениями с сульфидной и благороднометалльной минерализацией обращают внимание и другие исследователи (Акимцев, Шарапов, 1996). Но эта тема для отдельного рассмотрения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-64175а).

Список литературы

общества при РАН. Санкт-Петербург, 17-21 мая 1999г. С. 116-117.

Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск, 1981. 134 с.

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги. Геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 239 с.

Филимонова Л.Г., Арапова Г.А., Боярская Р.В., Трубкин Н.В. О типоморфных особенностях магнитных сферул орогенных вулканитов Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1989. № 4. С. 78-84.

Филимонова Л.Г. Закономерности развития вулканизма и рудообразования Тихоокеанских окраин. М.: Недра, 1985. 159 с.

Цымбал С.Н., Татаринцев В.И., Гаранин В.К. и др. Закаленные частицы из эруптивной брекчии зоны сочленения Приазовского массива с Донбассом // Записки ВМО. 1985. Вып. 2. Ч. 114. С. 224-228.

Шарапов В.Н., Павлов А.Л., Акимцев В.А., Жмодик А.С. Физико-химические характеристики отложения минералов из магматического флюида при кристаллизации базальтов Срединно-Океанических хребтов // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 83-96.

Cornen G., Bandet Y., Giresse P., Maley J. The nature and chronostratigraphy of Quarternary pyroclastic accumulations from Lake Barombi Mbo (West-Cameroon) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 1992. № 51. P. 357-374.

САНДИМИРОВА И ДР.

Magnetic Spherules from Volcanogenic Rocks of Kuril Islands and Southern Kamchatka

E.I. Sandimirova, S.F. Glavatskikh and S.N. Rychagov

Institute of volcanology, Far Eastern Division, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006

Composition and constitution of magnetic spherules from volcanogenic rocks of Kuril Islands and Southern Kamchatka are described in detail. The derivation of spherules is supposed, that is bound to porous magmatic rocks of andesibasaltic composition.