

САМОРОДНОЕ ЖЕЛЕЗО В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДАРХАТСКОЙ ВПАДИНЫ, СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ

Д.М. Печерский, Д.М. Гильманова*, А.Ю. Казанский**, С.К. Кривоногов***,
Д.К. Нурғалиев*, В.А. Цельмович

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
123995, Москва, ул. Бол. Грузинская, 10, Россия*

* *Казанский федеральный университет, 420008, Казань, ул. Кремлевская, 18, Россия*

** *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

*** *Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

Для решения проблемы распознавания происхождения самородного железа (космического и земного) выполнены термомангнитный (248 образцов), микронзондовый (9 образцов) анализы четвертичных осадков из скв. DBC-1, пробуренной в Дархатской впадине, Северная Монголия. Большинство образцов показали предельно низкие концентрации самородного железа и только в 26 образцах его содержание оказалось достаточным для уверенной диагностики (10^{-5} — 10^{-3} %). Столь незначительное количество самородного железа в осадках Дархата отличает их от изученных нами ранее осадков разных геологических формаций Евразии и Атлантики, что объясняется высокой скоростью осадконакопления в Дархате. Однако бимодальное распределение концентрации самородного железа в образцах с ярко выраженной «нулевой» модой, совпадающее с таковым в ранее изученных объектах Евразии и Атлантики, свидетельствует о преимущественно космическом происхождении самородного железа.

Самородное железо, магнитные минералы, термомангнитный анализ, микронзондовый анализ, четвертичные отложения, Дархатская впадина.

NATIVE IRON IN QUATERNARY DEPOSITS OF THE DARHAD BASIN (northern Mongolia)

D.M. Pechersky, D.M. Gil'manova, A.Yu. Kazansky, S.K. Krivonogov,
D.K. Nurgaliev, and V.A. Tsel'movich

Quaternary sediments from the borehole DBC-1 drilled in the Darhad Basin, northern Mongolia, have been studied by thermomagnetic (248 samples) and probe microanalysis (9 samples) analyses to determine the origin (cosmic or terrestrial) of native iron. Most of the samples showed extremely low contents of native iron. Only 26 samples have iron in contents sufficient for its reliable identification (10^{-5} – 10^{-3} %). The negligible content of native iron in the Darhad Basin sediments distinguishes them from the earlier studied sediments of different geologic associations of Eurasia and the Atlantic, which we explain by the high sedimentation rate in this basin. However, the bimodal distribution of native-iron contents in the samples with a distinct “zero” mode, similar to that in the objects of Eurasia and the Atlantic, testifies to the predominantly cosmic origin of the native iron.

Native iron, magnetic minerals, thermomagnetic analysis, probe microanalysis, Quaternary deposits, Darhad Basin

ВВЕДЕНИЕ

Частицы самородного железа неоднократно обнаруживались в осадочных породах. Присутствие самородного железа в глубоководных океанских осадках и марганцевых конкрециях, как правило, связывается с его космическим происхождением [Murray, Renard, 1891; Fredriksson, Martin, 1963; Parkin et al., 1980; Brownlee, 1985]. Однако наряду с частицами космического происхождения известно много примеров частиц железа земного происхождения, связанного с вулканической деятельностью, жизнедеятельностью бактерий и метаморфизмом [Штеренберг, Васильева, 1979; Frost, 1985; Новгородова, 1994; Лукин, 2006]. Следовательно, важно найти признаки различия самородного железа космического и земного происхождения.

За последние годы нами проведены исследования распространения и состава частиц самородного железа в эпиконтинентальных осадках разного возраста (миоцен, олигоцен, эоцен, мел, поздняя юра и ранний кембрий) разных регионов Евразии, в океанских осадках Атлантики и верхнемиоценовых осад-

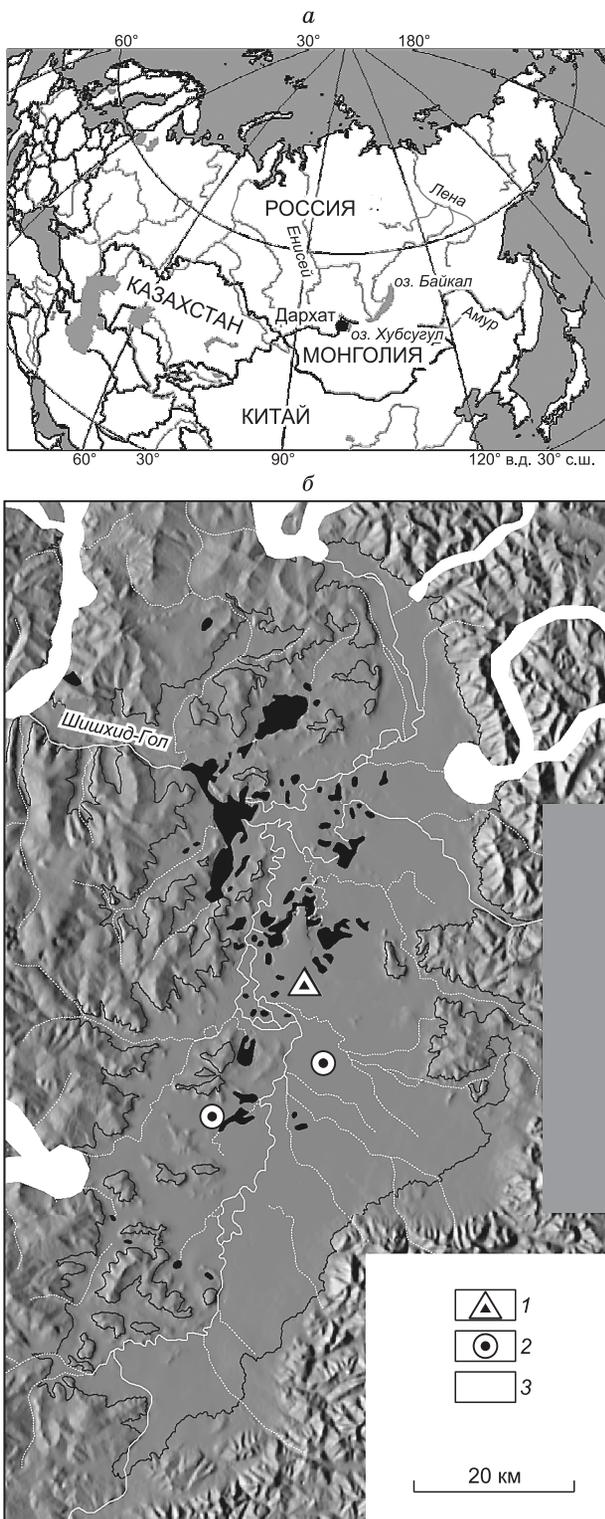


Рис. 1. Обзорная карта (а); Дархатская впадина (цифровая модель рельефа SRTM) (б).

1 — скв. DBC-1, 2004 г.; 2 — скважины, пробуренные в 1965—1966 гг. [Уфлянд и др., 1971]; 3 — ледники позднего плейстоцена (в верхнем левом углу ледник, перегораживавший долину р. Шижид-Гол, — ледниковая подпруда Дархатского палеозера).

ках оз. Байкал [Pechersky et al., 2008; Grachev et al., 2009; Печерский и др., 2011, 2013а,б; Печерский, Шаронова, 2012].

Для изучения концентрации и состава частиц самородного железа применялись термомагнитный анализ до 800 °С (ТМА) и микронзондовый анализ (МЗА). Настоящая работа посвящена изучению частиц самородного железа с помощью ТМА и МЗА в осадках озера Дархатской впадины, Северная Монголия (рис. 1), для выявления признаков принадлежности частиц самородного железа к космическим и земным источникам.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Высокогорная Дархатская впадина расположена в Северной Монголии в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (см. рис. 1). В отличие от расположенных неподалеку впадин глубоководных озер Байкал и Хубсугул, Дархатская впадина полностью заполнена осадками, мощность которых, по геофизическим данным, достигает 500 м [Зорин и др., 1989]. Это связано с более активным сносом обломочного материала с окружающих гор, а также с тем, что Дархатская впадина неоднократно становилась озером из-за возникновения базальтовых, ледниковых и осадочных подпруд. Предполагаемый возраст озерных этапов плиоцен-четвертичный; последнее подпрудное озеро существовало в позднем плейстоцене—голоцене [Уфлянд и др., 1971; Krivonogov et al., 2005, 2012; Gillespie et al., 2008]. Сложная история развития впадины объясняет сложное строение ее осадочного заполнения.

Объектом нашего исследования являлись отложения, вскрытые скв. DBC-1 глубиной 92.6 м, пробуренной в 2004 г. [Krivonogov et al., 2007, 2008, 2012; Vatbaatar et al., 2008]. В скважине ниже 1.5-метрового слоя покровных микститов голоценового возраста выделяются три литологически

различных толщи — верхняя, средняя и нижняя. Верхняя (1.5—31.8 м) — представлена серыми алевроитами с ленточной слоистостью, накапливавшимися в ледниково-подпрудном озере. Средняя толща (31.8—51.6 м) также сероцветная, более разнообразна по составу, содержит много слоев песка и представляет собой чередование субаквальных и субаэральных обстановок. Нижняя (51.6—92.6 м) — состоит из зеленоватых слоев песчаного алевроита с волнистой слоистостью. Эти слои обогащены тонкой торфянистой органикой, включают раковины моллюсков и остракод. В керне есть три песчаных слоя на глубине 8.2—9.4, 41.4—46.7 и 75.9—77.5 м, накопившихся в прибрежно-озерных или речных условиях. По литологическим признакам предполагается, что верхняя толща представляет более или менее непре-

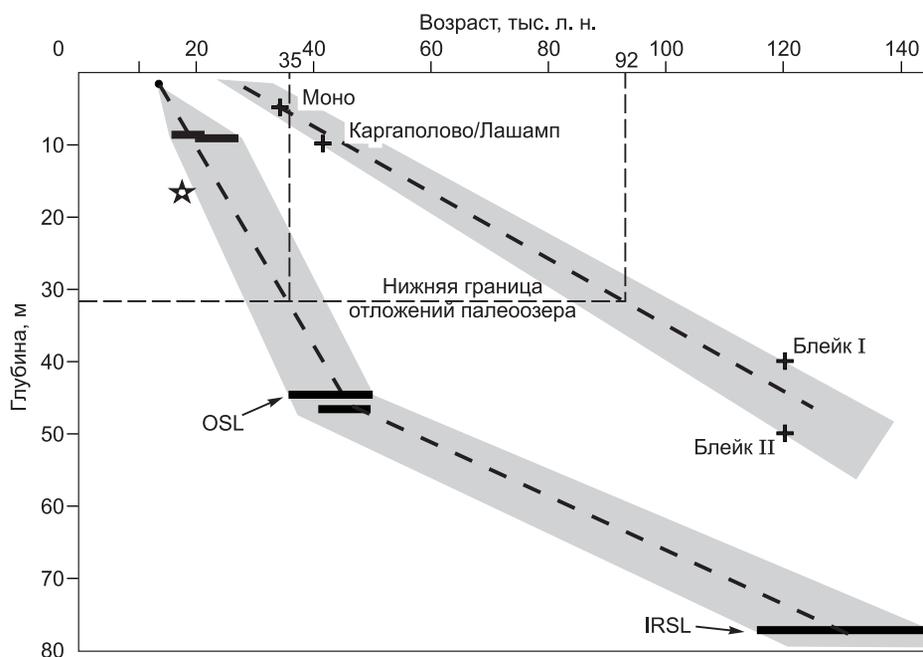


Рис. 2. Альтернативные возрастные модели верхней части керна скв. DBC-1, основанные на палеомагнитных и хронологических данных.

Плюсы обозначают магнитные экскурсы, горизонтальные полоски — интервалы люминесцентных (OSL и IRSL) дат, звезда — радиоуглеродная датировка, штриховые линии — линейные тренды, серая заливка — неопределенность возрастов.

рывную последовательность осадков, а средняя и нижняя толщи могут иметь стратиграфические пере­рывы.

Прямая намагниченность отложений, люминесцентные и радиоуглеродные датировки свидетель­ствуют об их плейстоценовом возрасте [Krivonogov et al., 2012], хотя возрастные модели по палеомаг­нитным и радиометрическим данным существенно различаются (рис. 2). Это противоречие до сих пор не разрешено.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

Палеомагнитная возрастная модель осадконакопления в Дархатской впадине [Krivonogov et al., 2012] (см. рис. 2) построена путем сопоставления интервалов с аномальным наклоением с минимума­ми величины виртуального дипольного момента (VDM) референтной кривой [Петрова, 2002; Пospelova, 2004; Channel et al., 2009]. Идентифицированы следующие палеомагнитные экскурсы: Моно, Карга­полово/Лашамп, Блейк II и Блейк I. Небольшой временной сдвиг, возникающий между истинным возрастом осадков и записью палеомагнитного экскурса в них и обусловленный запаздыванием фикса­ции ориентационной намагниченности в полужидком осадке, в данной работе не учитывался. Иденти­фикация экскурсов ниже глубины 50 м затруднительна из-за предполагаемых стратиграфических пере­рывов, поэтому они не использовались в возрастной модели. Таким образом, возрастная модель представляет вероятный возраст верхней толщи, т.е. отложений Дархатского палеозера, и верхней час­ти средней толщи (см. рис. 2). На графике все точки аппроксимируются прямой линией ($R^2 = 0.99$). Это позволяет предполагать, что верхние 50 м отложений Дархатской впадины накопились в течение посл­едних 120 тыс. лет. Осадконакопление происходило в среднем равномерно, с высокой скоростью ~ 36 см/1000 лет.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Термомагнитный анализ (ТМА) выполнен в палеомагнитной лаборатории геологического фа­культета Казанского университета с помощью экспресс-весов Кюри [Буров и др., 1986]. ТМА включал измерение удельной намагниченности образцов в поле 500 мТл при комнатной температуре (M_{20}) и ее зависимости от температуры $M(T)$ до 800 °С. Скорость нагрева составляла 100 град/мин. Полученные термомагнитные кривые позволяют определить точки Кюри (T_c) присутствующих в образцах магнит-

Таблица 1. Результаты микрозондового анализа частиц (мас. %) из отложений Дархатской впадины (образцы с частицами железа)

| № анализа | O | Na | Mg | Al | Si | S | Ca | Ti | Cr | Fe |
|-------------------------------|-------|----|-------|------|------|-------|----|-------|----|-------|
| Обр. L34-82, рис. 6, в | | | | | | | | | | |
| 1 | 4.54 | 0 | 0.38 | 0 | 0.49 | 0.8 | 0 | 0 | 0 | 93.78 |
| 2 | 3.3 | 0 | 0 | 0 | 0.24 | 0 | 0 | 0 | 0 | 96.46 |
| 3 | 3.39 | 0 | 0.61 | 0.68 | 1.25 | 0 | 0 | 0 | 0 | 94.07 |
| 4 | 31.02 | 0 | 4.96 | 2.34 | 4.31 | 23.59 | 0 | 0 | 0 | 33.78 |
| 5 | 44.17 | 0 | 11.26 | 4.36 | 9.92 | 7.57 | 0 | 0 | 0 | 22.71 |
| 6 | 38.53 | 0 | 9.13 | 4.1 | 7.95 | 13.18 | 0 | 0 | 0 | 27.12 |
| 7 | 39.66 | 0 | 10.99 | 4.25 | 9.27 | 9.64 | 0 | 0 | 0 | 26.18 |
| Обр. L35-2, рис. 6, з | | | | | | | | | | |
| 1 | 2.97 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 97.03 |
| 2 | 2.13 | 0 | 0 | 0 | 0.61 | 0 | 0 | 0.28 | 0 | 96.97 |
| 3 | 1.69 | 0 | 0 | 0 | 0.28 | 0 | 0 | 0.51 | 0 | 97.52 |
| 4 | 0 | 0 | 0 | 0 | 11.7 | 0 | 0 | 9.51 | 0 | 78.79 |
| 5 | 26.55 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 73.45 |
| 6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 8.39 | 0 | 0 | 17.47 | 0 | 74.14 |

Таблица 2. Результаты микрозондового анализа (мас. %) минералов — окислов железа в отложениях Дархатской впадины

| № анализа | O | Mg | Al | Si | K | Ca | Ti | Cr | V | Mn | Fe |
|-------------------------------|-------|----|------|-------|---|----|-------|------|---|------|--------|
| Обр. L34-82, рис. 7, а | | | | | | | | | | | |
| 1 | 32.36 | 0 | 1.05 | 1.17 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 65.41 |
| 2 | 30.27 | 0 | 0.27 | 0.51 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 68.95 |
| 3 | 33.71 | 0 | 1.19 | 0 | 0 | 0 | 10.9 | 7.08 | 0 | 4.71 | 42.4 |
| 4 | 29.65 | 0 | 0.62 | 0.39 | 0 | 0 | 0.25 | 2.08 | 0 | 0.61 | 66.41 |
| 5 | 1.42 | 0 | 0 | 0.07 | 0 | 0 | 0 | 0.69 | 0 | 0 | 97.82 |
| 6 | 1.2 | 0 | 0 | 0.07 | 0 | 0 | 0 | 0.62 | 0 | 0 | 98.11 |
| 7 | 29.65 | 0 | 0.3 | 0.23 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.48 | 69.34 |
| 8 | 31.59 | 0 | 0 | 0.16 | 0 | 0 | 0.25 | 0.44 | 0 | 0.36 | 67.2 |
| 9 | 3.64 | 0 | 0.38 | 0.54 | 0 | 0 | 0 | 0.28 | 0 | 0 | 95.17 |
| 10 | 5.78 | 0 | 0 | 0.32 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 93.9 |
| 11 | 3.33 | 0 | 0.58 | 0.59 | 0 | 0 | 0.3 | 0 | 0 | 0 | 95.19 |
| 12 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 59.04 | 0 | 0 | 0 | 40.96 |
| 13 | 0 | 0 | 0 | 7.44 | 0 | 0 | 20.24 | 10.6 | 0 | 0 | 61.67 |
| 14 | 47.54 | 0 | 0 | 14.45 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 38.02 |
| 15 | 32.44 | 0 | 3.24 | 4.7 | 0 | 0 | 3.98 | 0 | 0 | 0 | 55.65 |
| Обр. L35-2, рис. 7, б | | | | | | | | | | | |
| 1 | 29.36 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 70.64 |
| 2 | 30.87 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 13.03 | 0 | 0 | 4.92 | 51.18 |
| 3 | 16.53 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 83.47 |
| 4 | 13.37 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 86.63 |
| Обр. L35-2, рис. 7, в | | | | | | | | | | | |
| 1 | 21.73 | 0 | 0.49 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 77.78* |
| 2 | 36.03 | 0 | 1.28 | 0 | 0 | 0 | 16.35 | 0 | 0 | 0 | 46.35 |
| 3 | 35.19 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.64 | 0 | 0 | 0 | 64.17 |
| 4 | 29.24 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 70.76 |
| 5 | 31.67 | 0 | 0.25 | 0 | 0 | 0 | 0.68 | 0 | 0 | 0 | 67.41 |
| 6 | 28.13 | 0 | 0.62 | 0 | 0 | 0 | 6.81 | 0 | 0 | 0 | 64.44 |

Таблица 3. Результаты микрозондового анализа частиц (мас. %) из отложений Дархатской впадины (образцы, содержащие сульфиды железа)

| № анализа | O | Mg | Al | Si | S | Ca | Ti | Fe |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------|----|-------|
| Обр. L34-82, рис. 8, а | | | | | | | | |
| 1 | 28.96 | 0 | 0.63 | 2.49 | 0.66 | 0 | 0 | 67.25 |
| 2 | 35.47 | 0 | 1.09 | 1.26 | 27.53 | 0 | 0 | 34.65 |
| 3 | 35.89 | 0 | 1.65 | 2.58 | 26.3 | 0 | 0 | 33.57 |
| 4 | 33.65 | 0 | 3.5 | 3.53 | 27.55 | 0 | 0 | 31.78 |
| 5 | 47.39 | 0 | 9.43 | 31.49 | 1.53 | 0 | 0 | 10.15 |
| 6 | 49.56 | 0 | 10.83 | 25.01 | 4.01 | 0 | 0 | 10.6 |
| 7 | 55.77 | 0 | 11.3 | 23.15 | 2.21 | 0 | 0 | 7.57 |
| Обр. L 34-82, рис. 8, б | | | | | | | | |
| 1 | 39.11 | 9.18 | 5.58 | 9.67 | 12.31 | 0 | 0 | 24.14 |
| 2 | 40.8 | 10.51 | 8.54 | 15.62 | 3.39 | 0 | 0 | 21.13 |
| 3 | 37.84 | 9.77 | 7.14 | 12.49 | 6.61 | 0 | 0 | 26.15 |
| 4 | 40.9 | 10.18 | 8.7 | 16.87 | 3.18 | 0 | 0 | 20.17 |
| Обр. L38-15, рис. 8, в | | | | | | | | |
| 1 | 13.63 | 0 | 0.57 | 1.47 | 11.96 | 1.32 | 0 | 71.06 |
| 2 | 21.11 | 0 | 0.62 | 1.58 | 15.11 | 1.21 | 0 | 60.38 |
| 3 | 20.72 | 0 | 0.54 | 0.69 | 21.23 | 0.59 | 0 | 56.23 |
| 4 | 25.73 | 0 | 1.35 | 3.2 | 17.07 | 1.29 | 0 | 51.37 |
| 5 | 17.48 | 0 | 1.33 | 3.63 | 13.61 | 1.22 | 0 | 62.73 |
| 6 | 14.5 | 0 | 0.68 | 2.54 | 10.51 | 1.04 | 0 | 70.72 |
| Обр. L38-29, рис. 8, г | | | | | | | | |
| 1 | 13.93 | 0 | 0 | 0 | 38.13 | 0 | 0 | 47.95 |
| 2 | 17.72 | 0 | 0 | 0 | 5.04 | 0 | 0 | 77.2* |
| 3 | 9.23 | 0 | 0 | 0 | 0.63 | 0 | 0 | 90.1* |
| 4 | 34.7 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 65.3 |

Таблица 4. Результаты микрозондового анализа частиц (мас. %) из отложений Дархатской впадины (образцы, содержащие сферулы и космические шарики)

| № анализа | O | Mg | Si | K | Cr | Mn | Fe | Ni |
|-------------------------------|-------|------|-------|------|-------|-------|--------|------|
| Обр. L34-82, рис. 9, а | | | | | | | | |
| 1 | 35.9 | 1.54 | 15.77 | 4.07 | 0 | 13.31 | 29.37 | 0 |
| Обр. L 35-2, рис. 9, б | | | | | | | | |
| 1 | 25.23 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 74.77 | 0 |
| 2 | 2.29 | 0 | 0 | 0 | 18.42 | 0 | 69.71 | 9.58 |
| 3 | 4.13 | 0 | 0 | 0 | 0.37 | 0 | 95.49 | 0 |
| 4 | 2.61 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 97.39 | 0 |
| 5 | 27.97 | 0 | 0 | 0 | 0.31 | 0 | 70.17 | 1.54 |
| 6 | 5.06 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 94 | 0.94 |
| 7 | 6.35 | 0 | 0 | 0 | 0.55 | 0 | 92.23 | 0.87 |
| 8 | 1.99 | 0 | 0 | 0 | 15.64 | 0 | 72.88 | 9.49 |
| 9 | 5.2 | 0 | 0 | 0 | 16.37 | 0 | 71.42 | 7 |
| 10 | 5.42 | 0 | 0 | 0 | 12.28 | 0 | 76.29 | 6.01 |
| 11 | 28.57 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 71.43 | 0 |
| Обр. L35-6, рис. 9, в | | | | | | | | |
| 1 | 27.09 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 72.91 | 0 |
| 2 | 24.32 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 75.7* | 0 |
| Обр. L38-29, рис. 9, г | | | | | | | | |
| 1 | 33.69 | 0 | 0.36 | 0 | 0 | 0 | 65.95 | 0 |
| 2 | 37.06 | 0 | 4.16 | 0 | 0 | 0 | 58.78 | 0 |
| 3 | 38.24 | 0 | 47.13 | 0 | 0 | 0 | 14.63 | 0 |
| 4 | 25.66 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 74.34 | 0 |
| 5 | 14.83 | 0 | 0.32 | 0 | 0 | 0 | 84.85* | 0 |
| 6 | 49.51 | 0 | 45.02 | 0 | 0 | 0 | 5.47 | 0 |
| 7 | 2.88 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 97.12* | 0 |
| 8 | 30.69 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 69.31 | 0 |

Таблица 5. Результаты микронзондового анализа частиц (мас. %) из отложений Дархатской впадины (образцы, содержащие частицы сплавов)

| № анализа | O | Al | Si | P | S | Ca | Cr | Mn | Fe | Ni | Cu | Zn | Ag | La | Ce | Nd |
|--------------------------------|-------|------|------|-------|------|------|-------|------|--------|-------|-------|-------|-------|------|-------|------|
| Обр. L37-77, рис. 10, а | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 3.09 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16.13 | 1.37 | 69.37 | 10.05 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 2 | 0.53 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16.24 | 1.4 | 71.08 | 10.75 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 1.68 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 16.06 | 3.21 | 69.76 | 9.28 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 16.11 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.27 | 0 | 83.62* | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Обр. L35-2, рис. 10, б | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 3.6 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 54.11 | 42.29 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 2 | 7.84 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 57.3 | 34.86 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Обр. L35-6, рис. 10, в | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 31.04 | 0.58 | 1.73 | 8.96 | 5.28 | 1.51 | 0 | 0 | 13.8 | 0 | 0 | 0 | 3.13 | 8.21 | 17.34 | 8.43 |
| 2 | 38.76 | 0.25 | 0.92 | 14.43 | 0.38 | 0.65 | 0 | 0 | 2.44 | 0 | 0 | 0 | 1.72 | 10.7 | 21.6 | 8.16 |
| 3 | 42.94 | 0.52 | 1.39 | 12.95 | 0 | 2.09 | 0 | 0 | 4.49 | 0 | 0 | 0 | 2.9 | 8.03 | 18.5 | 6.19 |
| 4 | 39.13 | 0.49 | 2.69 | 12.25 | 0 | 0.7 | 0 | 0 | 3.71 | 0 | 0 | 0 | 2.34 | 10.8 | 18.91 | 9.01 |
| 5 | 38.74 | 1.18 | 2 | 12.97 | 0 | 0.56 | 0 | 0 | 3.63 | 0 | 0 | 0 | 2.21 | 10.2 | 19.46 | 9.07 |
| 6 | 46 | 1.56 | 4.44 | 14.22 | 0 | 21.6 | 0 | 0 | 1.45 | 0 | 0 | 0 | 1.48 | 2.16 | 4.22 | 2.92 |
| 7 | 46.23 | 2.62 | 4.88 | 10.55 | 0 | 6.27 | 0 | 0 | 1.95 | 0 | 0 | 0 | 0.87 | 7.66 | 14.26 | 4.72 |
| 8 | 46.19 | 0.93 | 2.82 | 12.76 | 0 | 2.25 | 0 | 0 | 2.29 | 0 | 0 | 0 | 1.84 | 6.28 | 17.05 | 7.59 |
| Обр. L35-28, рис. 10, г | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 17.02 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 32.74 | 0 | 0 | 0 | 50.24 | 0 | 0 | 0 |
| 2 | 6.67 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 40.69 | 0 | 0 | 0 | 52.64 | 0 | 0 | 0 |
| 3 | 18.85 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 24.21 | 0 | 0 | 0 | 56.94 | 0 | 0 | 0 |
| 4 | 21.27 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 78.73 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

ных минералов и характер изменений материала в процессе нагрева, что часто служит диагностическим признаком определенных минералов. Хотя точность определения точки Кюри составляет около 10 °С, потеря точности здесь компенсируется простотой приготовления проб, простотой методики ТМА, быстротой и массовостью получения данных. Для оценки концентрации магнитного минерала в образце кривая $M(T)$ экстраполировалась от каждой точки Кюри до комнатной температуры, в результате определялась величина удельной намагниченности насыщения минерала с данной точкой Кюри, а отношение этой величины к известной намагниченности насыщения данного минерала являлось оценкой содержания данного минерала в образце [Печерский и др., 2012]. Точность такой оценки довольно низкая, но на фоне колебаний концентраций самородного железа на несколько порядков потеря точности принципиальной роли не играет.

Микронзондовый анализ (МЗА) был выполнен в геофизической обсерватории «Борок» (ИФЗ РАН) для 9 образцов, в которых по данным ТМА с разной степенью надежности было установлено присутствие самородного железа. Для МЗА использован микронзонд Тескан Вега II с энергодисперсионным спектрометром. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 0.2 нА, размер луча зонда ~ 0.2 мкм, размер анализируемой области 1—2 мкм. Отобранные для МЗА образцы измельчали, диспергировали в ультразвуковой ванне и из них постоянным магнитом извлекали магнитную фракцию, которую наносили на двухсторонний проводящий угольный скотч и прикатывали стеклянной палочкой, чтобы поверхность частиц была ориентирована параллельно поверхности столика. Это позволяло анализировать частицы, не прибегая к полировке объекта в шлифе, что привело бы к потере многих микрочастиц. Точный количественный анализ возможен только для полированных поверхностей. Так как мы работаем с отдельными частицами со сложной морфологией, в некоторых зонах возможно искажение результата анализа. При нормировке таких анализов возможно заметное завышение содержаний железа. В таблицах 1—5 такие данные МЗА помечены звездочками. Использовался и качественный признак частиц железа — они отличаются от других магнитных минералов (магнетит и т.п.) заметно большей яркостью.

ОБЩИЙ СОСТАВ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ДАРХАТСКОЙ ВПАДИНЫ ПО ДАННЫМ ТЕРМОМАГНИТНОГО АНАЛИЗА

Всего ТМА подверглись 248 образцов, равномерно распределенных по разрезу. На рис. 3 приведен ряд термомагнитных характеристик исследуемых образцов. Следует отметить, что поведение удельной намагниченности по разрезу хорошо согласуется с предложенной ранее петромагнитной моделью формирования осадков в Дархатской впадине [Казанский и др., 2011]. По данным ТМА, в изученных образцах присутствуют семь различных магнитных фаз, распределение которых по разрезу весьма неравномерно.

1. В 56 образцах довольно слабо фиксируется магнитная фаза с $T_c = 80\text{--}150\text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 4, обр. L35-2), исчезающая при втором нагреве, доля ее в M_{20} менее 4 %. Эта фаза может быть связана с гидроокислами железа типа гетита. Распределение гетитсодержащих образцов в разрезе отвечает интервалам с повышенной магнитной жесткостью в петромагнитной модели [Казанский и др., 2011], т.е. результаты ТМА полностью подтверждают сделанные ранее предположения о составе магнитной фракции.

2. Следующая магнитная фаза отмечается в 28 образцах в интервале температур $250\text{--}350\text{ }^\circ\text{C}$, обычно ее доля в намагниченности мала, но иногда достигает 40 % M_{20} . Вероятнее всего, эта фаза представляет собой пирротин. В пользу такого предположения говорит следующий факт: в 60 образцах при втором нагреве на кривой $M(T)$ появляется магнитная фаза с аналогичной точкой Кюри, доля которой в M_T достигает нередко 50 % и более, т.е. это ферромагнитный пирротин, очевидно, результат окисления при температуре выше $500\text{ }^\circ\text{C}$ присутствующего в образце пирита, что ведет к образованию пирротина, магнетита, маггемита и гематита [Novakova, Gendler, 1995; Wang et al., 2008; Большаков, Долгов, 2012; Печерский и др., 2013а,б].

3. В 14 случаях на кривой $M(T)$ первого нагрева отмечается перегиб при $300\text{--}350\text{ }^\circ\text{C}$, образующий «горб», отсутствующий на кривой второго нагрева (см. рис. 4, обр. L35-48). Вероятнее всего, фиксируется переход маггемита в гематит. В пользу такой интерпретации свидетельствует также частое присутствие катион-дефицитного магнетита с $T_c > 580\text{ }^\circ\text{C}$.

4. В большинстве изученных образцов наблюдается рост намагниченности выше $500\text{ }^\circ\text{C}$ — «пиритовый» пик (см. рис. 3, 4, обр. L34-82, L35-2), вызванный окислением присутствующих в образцах Fe-сульфидов (пирита и гидротроилита), что видно по тесной корреляции между M_T/M_{20} и величиной пиритового

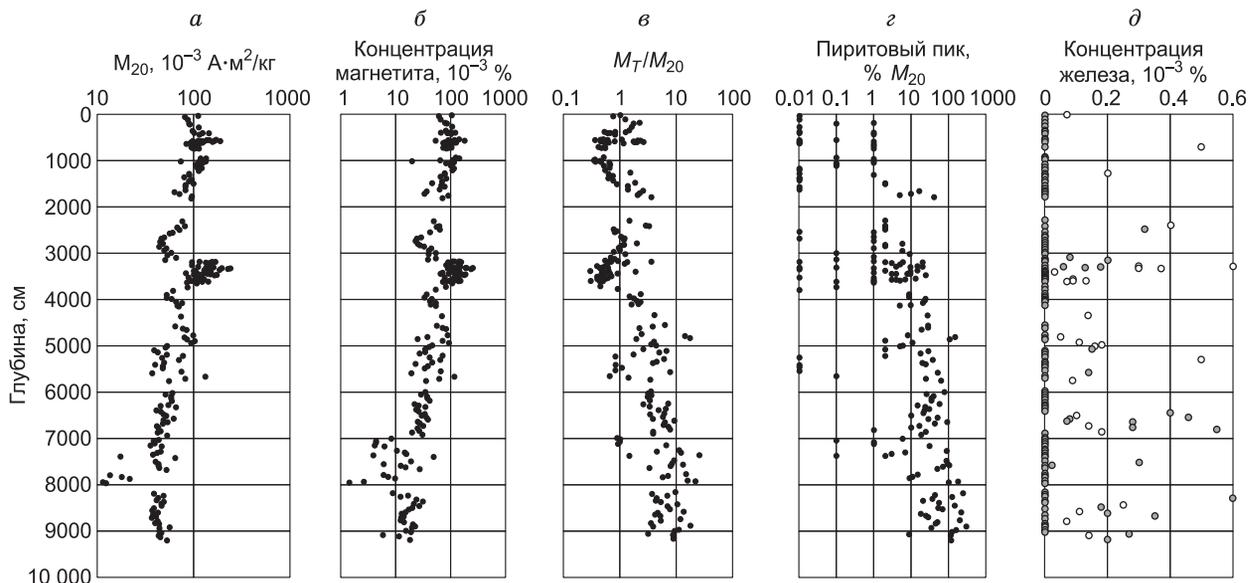


Рис. 3. Распределение концентрационных магнитных характеристик образцов по данным ТМА по разрезу керна скв. ДВС-1.

a — M_{20} — удельная намагниченность образца, измеренная до его нагрева, M_{20} включает в себя намагниченности магнитных минералов (в основном магнетит), а также намагниченности парамагнитных минералов осадка, вклад парамагнитных минералов более заметен в слабомагнитных образцах, где кривая $M(T)$ приобретает гиперболическую форму; *b* — концентрация магнетита с $T_c = 580\text{--}600\text{ }^\circ\text{C}$; *c* — M_T/M_{20} — отношение величины намагниченности, измеренной после нагрева до $800\text{ }^\circ\text{C}$ к ее исходной величине при комнатной температуре M_{20} ; *d* — пиритовый пик (% M_{20}) — величина пика намагниченности по отношению к величине M_{20} на термомагнитной кривой выше $500\text{ }^\circ\text{C}$, вызванного появлением магнетита в результате окисления пирита, из-за логарифмического масштаба нулевые значения пика заменены на 0.01 %; *e* — содержание самородного железа с точкой Кюри $720\text{--}770\text{ }^\circ\text{C}$. Полые и залитые значки — менее надежные и более надежные определения соответственно.

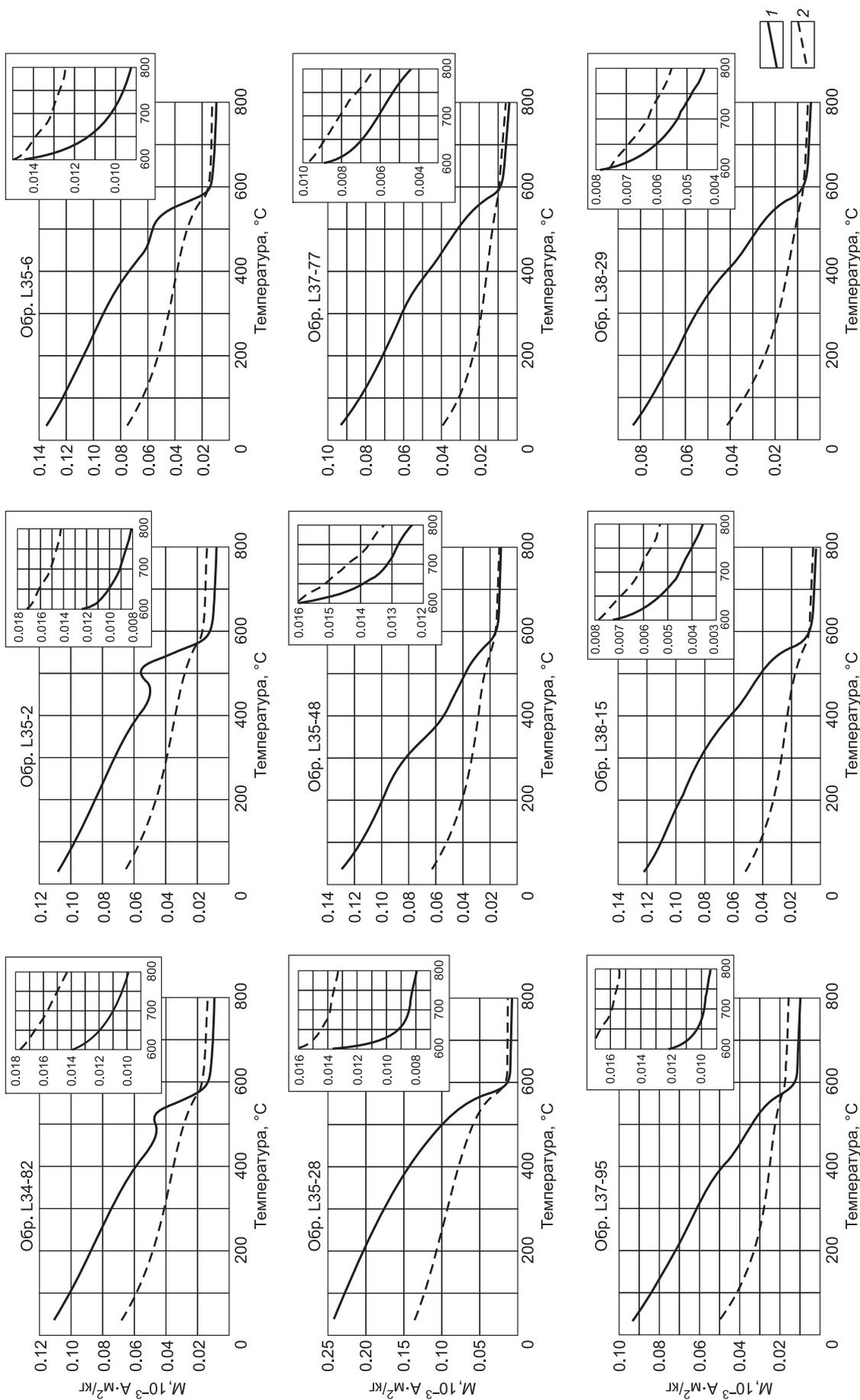


Рис. 4. Кривые ТМА образцов, подвергнутых МЗА.

1, 2 — первый и второй нагрев соответственно. На врезках показаны увеличенные кривые $M(T)$ в интервале 600—800 °C для демонстрации точек Кюри самородного железа.

тогового пика (см. рис. 3). Причем в верхней части разреза (до глубины 30 м) пиритовый пик чаще едва заметен, тогда как на большей глубине его высота составляет 10—200 % от M_{20} (см. рис. 3, 4).

5. Повсеместно (см. рис. 4) присутствует магнетит ($T_c = 575—600$ °С). На его долю приходится от 10 до 90 % величины M_{20} , концентрация в общем довольно плавно нарастает от ~ 0.01 % в основании разреза до ~ 0.1 % в верхней части разреза (см. рис. 3). Как видно (см. рис. 3), поведение намагниченности M_{20} и концентрации магнетита полностью повторяют друг друга (коэффициент корреляции 0.94), т.е. львиная доля намагниченности изученных осадков приходится на магнетит. На фоне плавного роста концентрации магнетита снизу вверх по разрезу выделяется аномальная концентрация магнетита между 30-м и 40-м метрами колонки. Точка Кюри магнетита нередко превышает 580 °С, т.е. это катион-дефицитный магнетит, причем однофазное окисление магнетита происходит и при высокой температуре. Об этом говорит точка Кюри магнетита после нагрева образца до 800 °С, как правило, $T_c = 590—630$ °С.

Картину поведения концентрации магнетита практически зеркально повторяет M_T/M_{20} (коэффициент корреляции -0.57), следовательно, уменьшение намагниченности в результате нагрева образцов до 800 °С обязано в первую очередь окислению и уничтожению магнетита, тогда как рост намагниченности связан с преобразованием пирита (коэффициент корреляции между M_T/M_{20} и величиной пиритового пика составляет 0.73), о чем говорилось выше, и пирит в большей степени распространен там, где концентрация магнетита относительно пониженная (коэффициент корреляции между концентрацией магнетита и величиной пика -0.43). Относительно повышенные содержания магнитных минералов чаще относятся к образцам, не содержащим пирита, т.е. к осадкам с более окислительными условиями диагенеза. Логично объяснить такую закономерность частичным растворением магнетита в восстановительных условиях диагенеза [Canfield, Berner, 1987; Leslie et al., 1990; Suk et al., 1990; Franke et al., 2007]. Следует отметить, что относительно низкая (-0.43) корреляция между концентрациями магнетита и пирита (величиной пика) (см. рис. 3), вероятно, может свидетельствовать о независимом образовании этих минералов. Если первый — преимущественно терригенный и попал в осадок независимо от окислительно-восстановительных условий в нем, то второй — преимущественно аутигенный и образуется в осадках в восстановительных условиях.

6. Гематит присутствует в большинстве образцов, но в незначительных количествах — слабо фиксируется на кривой $M(T)$ первого и второго нагрева (см. рис. 4, обр. L35-28).

7. Частицы самородного железа фиксируются по точкам Кюри $T_c = 720—780$ °С (см. рис. 4), они встречаются в изученных отложениях очень редко и распределены хаотически (см. рис. 3). Довольно

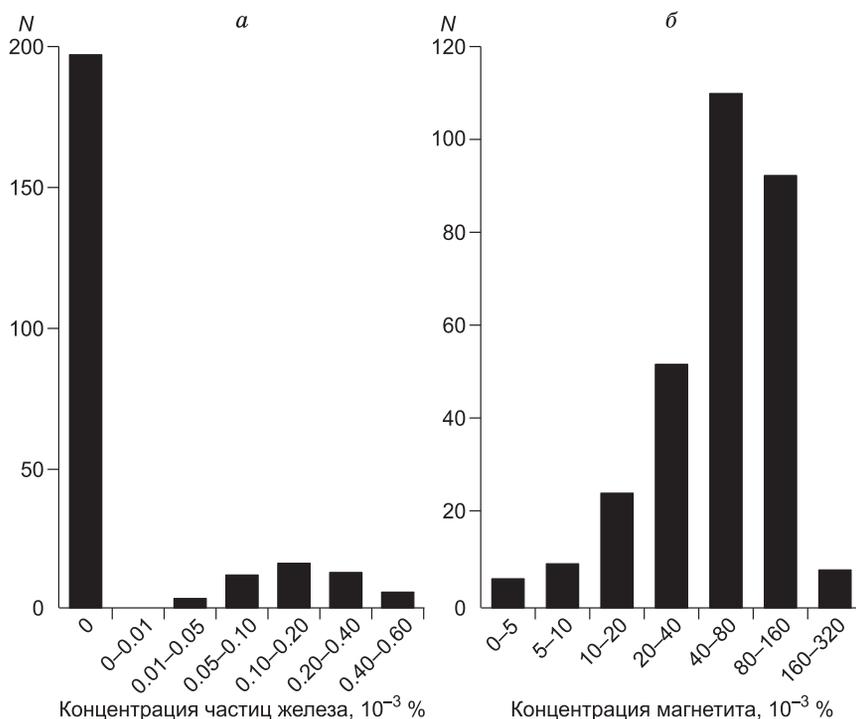


Рис. 5. Гистограммы концентраций магнитных частиц в осадках Дархатской впадины, по данным ТМА:

а — самородного железа, *б* — магнетита. *N* — количество образцов.

уверенно железо зафиксировано только в 26 образцах (см. рис. 3). Еще в 27 образцах оно отмечено неуверенно — нет четкого перегиба на кривой $M(T)$. Концентрация самородного железа обычно заметно ниже 10^{-3} %, нижний предел определяется чувствительностью ТМА, а именно $< 10^{-4}$ %. Относительно повышенные содержания железа отмечены в нижней части разреза, в интервалах глубины 6473—6873 и 8320—8707 см. Возможно, эти интервалы характеризуются пониженной скоростью накопления осадков. Как видно (см. рис. 3), появление и концентрация частиц железа не коррелирует ни с высотой пиритового пика (концентрацией в осадке пирита и гидротроилита, коэффициент корреляции 0.08), ни с концентрацией магнетита (коэффициент корреляции -0.11), а значит, не зависит от окислительно-восстановительных условий в осадке. Четко выделяется группа образцов, в которых частицы железа отсутствуют (так называемая «нулевая» группа). На ее долю приходится 79 % изученных образцов, если включить все ненадежные определения присутствия самородного железа, и 90 %, если учитывать только надежные определения (рис. 5).

Для детальных исследований осадков, содержащих частицы самородного железа, были выбраны 9 образцов из интервала 3299—3638 см. Самородное железо в них было установлено с помощью ТМА с разной степенью надежности из-за очень низкой его концентрации.

РЕЗУЛЬТАТЫ ТМА И МЗА ИССЛЕДОВАНИЙ ВЫБРАННЫХ ОБРАЗЦОВ

Перед описанием результатов комплекса исследований, включавших ТМА и МЗА, важно подчеркнуть следующее обстоятельство: нередко магнитные минералы, обнаруженные ТМА, не фиксируются МЗА и наоборот, так как ТМА выполнялся на одном фрагменте образца, а МЗА — на магнитной фракции из другого фрагмента того же образца. Поэтому при неравномерном распределении того или иного минерала в образце расхождения между двумя видами анализа могут быть существенными. Сказанное чаще относится к случаям относительно крупных магнитных частиц, обнаруживаемых МЗА и отсутствующих на кривых $M(T)$. Фиксацию же магнитных частиц по данным ТМА, которые не обнаруживаются при МЗА, мы объясняем наноразмерной величиной этих частиц, возможно, не попадающих в магнитную фракцию и/или не видимых при МЗА. Точки Кюри 710—770 °С мы связываем с самородным железом, содержащим небольшие примеси, главным образом никеля. Однако, по данным МЗА, в подавляющем большинстве частицы самородного железа состоят из чистого железа, и очень небольшой их процент содержит различные примеси. Помимо субмикронных частиц никелистого железа, возможны и другие примеси в самородном железе, снижающие точку Кюри. Например, из обнаруженных МЗА примесей 2 % углерода снижают T_c до 750 °С; 2 % кремния снижают T_c до 750 °С, 4 % — до 720 °С; 5 % хрома снижают точку Кюри до 750 °С, 10 % — до 728 °С; 7 % алюминия — до 750 °С и т.п. [Bozorth, 1951].

Данные ТМА по каждому изученному образцу приведены на рис. 4.

Образцы L34-82, L35-2, L35-6. Величина намагниченности этих образцов (M_{20}) составляет от $109 \cdot 10^{-3}$ до $135 \cdot 10^{-3}$ А·м²/кг, в результате нагрева она заметно падает ($M_T/M_{20} = 0.55—0.62$). На кривых $M(T)$ первого нагрева (см. рис. 4) четко фиксируются пиритовый пик и точка Кюри катион-дефицитного магнетита $T_c = 590$ °С. Пиритовый пик свидетельствует о присутствии в образцах Fe-сульфидов типа пирита, которые в процессе лабораторного нагрева окисляются до магнетита, что видно по кривым $M(T)$ первого нагрева. На долю намагниченности магнетита приходится до 80 % от величины M_{20} , чему соответствует его концентрация 0.09—0.11 %. Слабо выражена (см. рис. 4, врезка) точка Кюри гематита (680 °С) и железа (775 °С). Последней отвечает концентрация чистого железа $(3—6) \cdot 10^{-4}$ %. На кривой $M(T)$ второго нагрева появляется фаза ~ 180 °С и сохраняется часть катион-дефицитного магнетита (см. рис. 4).

По данным МЗА, в образцах фиксируются частицы самородного железа, чаще чистого без примесей (рис. 6, а—в), реже с небольшой примесью хрома, кремния. Обычны зерна магнетита, гематита и Fe-гидроокислов от мелких (см. рис. 6, з) до крупных зерен (рис. 7, в), Fe-сульфиды, чаще в виде очень мелкой субмикронной вкрапленности (рис. 8, б), встречена сульфидизированная ракушка (см. рис. 8, а), возможно, это остатки магнитных бактерий. Встречены единичные зерна гемойльменита и титаномагнетита с примесью хрома и марганца (Ti — 10.9 %, Cr — 7.1 %, Mn — 4.7 %, Fe — 42.4 %), сплава FeCrTi (Fe — 61.7 %, Ti — 20.2 %, Cr — 10.6 %) и железо-марганцевая сферула - конкреция (рис. 9, а). Обнаружены шарики магнетита, очевидно, космического происхождения (см. рис. 9, в), совместно с частицами железа и FeCrNi-сплава (см. рис. 9, б). Обнаруженные МЗА сплавы, судя по их составу, парамагнитные, на кривой $M(T)$ промежуточных точек Кюри ниже 600 °С не наблюдается. В обр. L35-6 встречена частица фосфида с редкоземельными элементами (рис. 10, в).

Образец L35-28, по данным ТМА, отличается от предыдущих отсутствием пиритового пика и большей концентрацией магнетита (см. рис. 4). $M_{20} = 244 \cdot 10^{-3}$ А·м²/кг, в результате нагрева она заметно падает ($M_T/M_{20} = 0.56$). На кривой $M(T)$ первого нагрева (см. рис. 4) фиксируется точка Кюри катион-дефицитного магнетита $T_c = 600$ °С (90 % от M_{20}). Концентрация последнего 0.24 %. На кривой $M(T)$

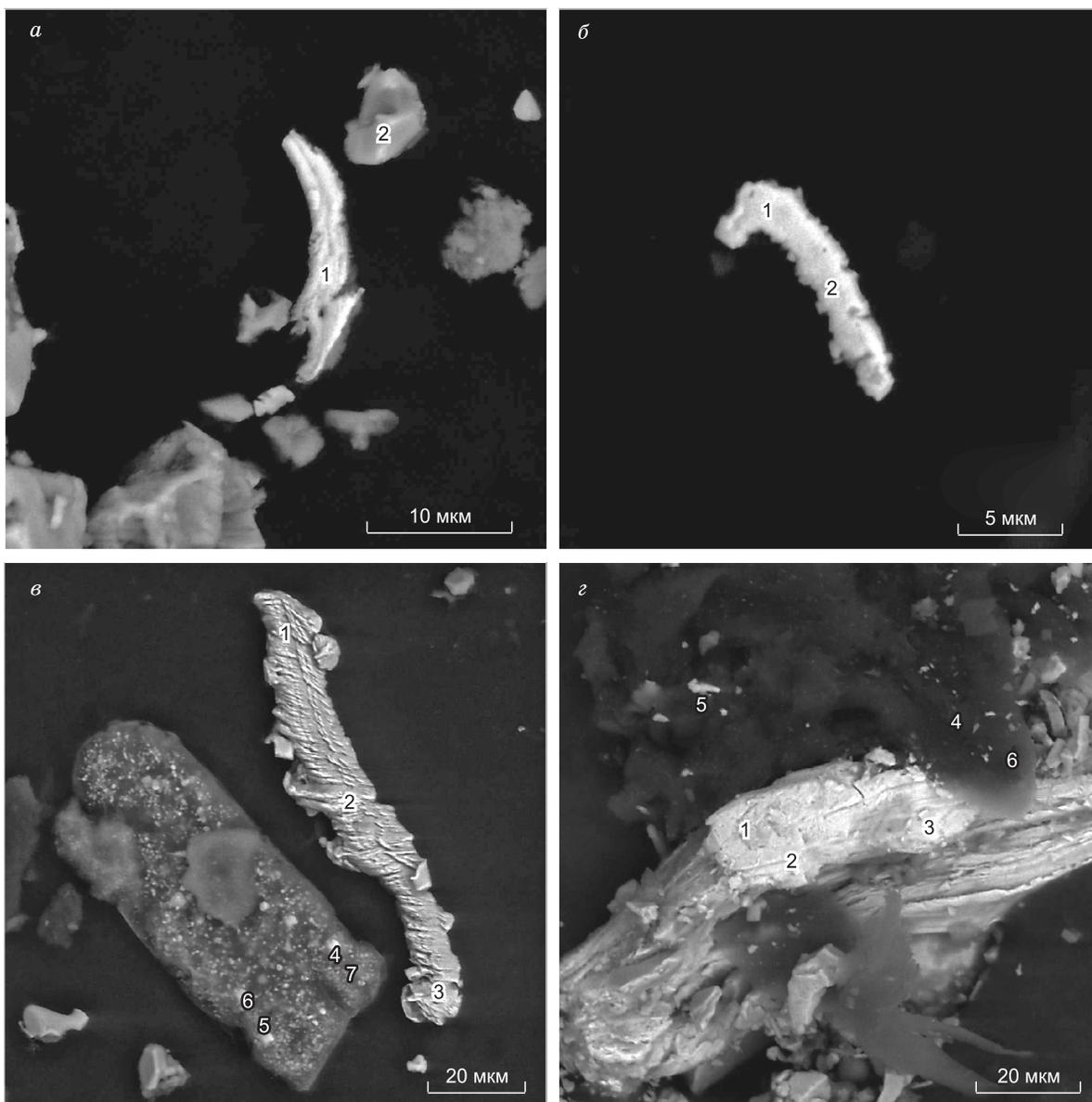


Рис. 6. Частицы самородного железа в осадках Дархатской впадины, составы зерен приведены в табл. 1.

a — частица окисленного железа (1): Fe — 87.4 %, O — 12.6 %, частица гидроксида железа (2), обр. L34-82; *б* — частица чистого железа (1, 2): Fe — 100 %, обр. L34-82; *в* — чешуйчатое железо с небольшой примесью кремния (1—3) и обломок силиката с субмикронной вкрапленностью окисленных Fe-сульфидов — возможными остатками Fe-сульфидобактерий (4—7), обр. L34-82; *г* — 1—3 — крупная частица железа, 5 — мелкая частица магнетита, 4, 6 — FeTiSi-смесь, обр. L35-2.

первого и второго нагрева наблюдается точка Кюри гематита (680 °C) (см. рис. 4, врезка), также слабо виден изгиб в районе 780 °C (T_c железа), еще слабее на кривой $M(T)$ второго нагрева. Ему соответствует концентрация железа $\sim 10^{-4}$ %.

По данным МЗА, явно преобладают крупные и мелкие зерна магнетита, реже — мелкие частицы титаномагнетита, самородного железа. Встречено включение FeAg сплава в зерне магнетита (см. рис. 10, з).

Образец L35-48. Намагниченность $M_{20} = 129 \cdot 10^{-3}$ А·м²/кг, в результате нагрева она заметно падает ($M_T/M_{20} = 0.48$). На кривой $M(T)$ первого нагрева (см. рис. 4) фиксируются две фазы ~ 400 °C и точка Кюри катион-дефицитного магнетита $T_c = 600$ °C (60 % M_{20}). Концентрация последнего 0.09 %. Фаза ~ 400 °C может быть связана с окислением грейгита и началом пиритового пика, т.е. окислением пирита

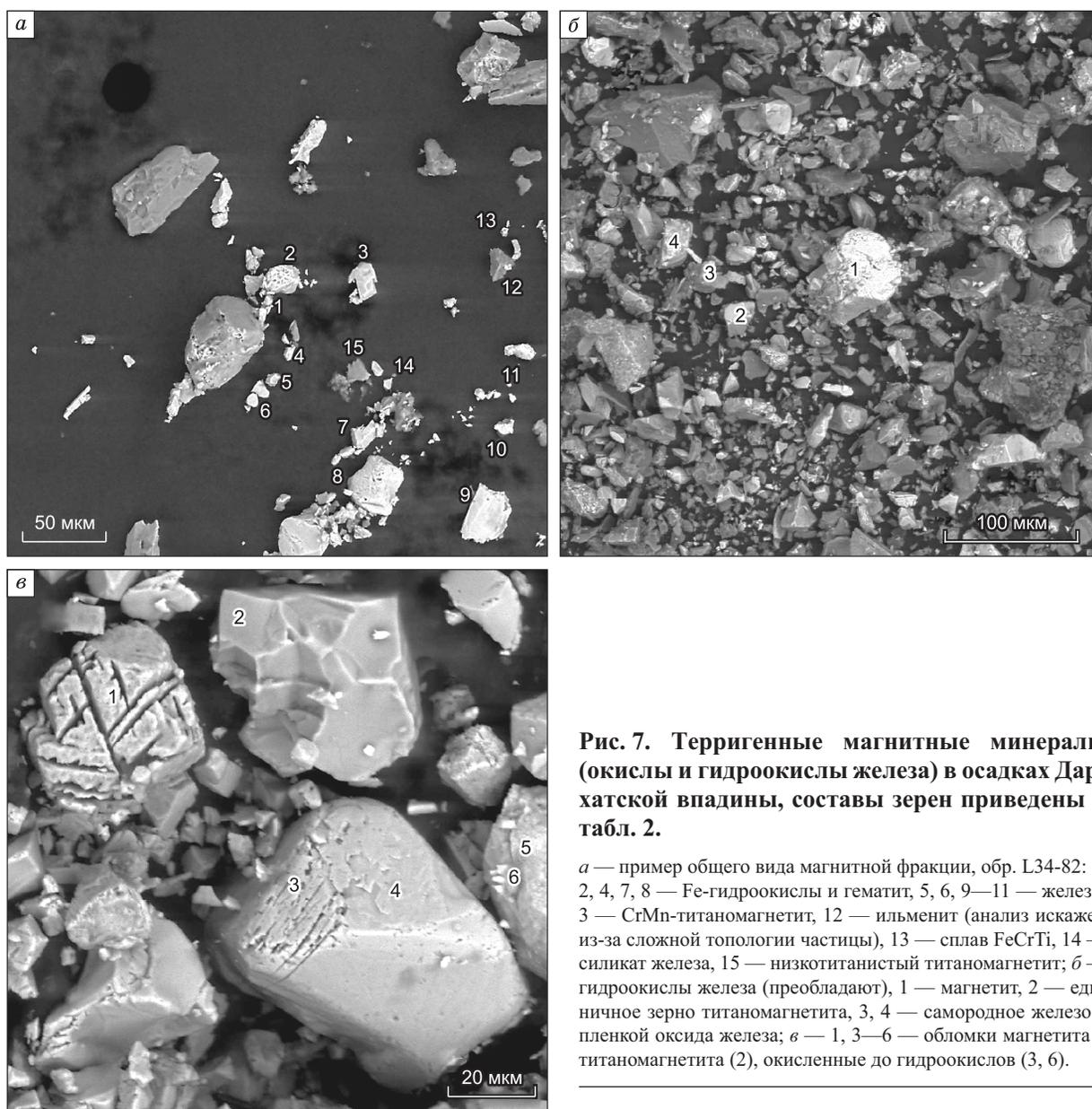


Рис. 7. Терригенные магнитные минералы (окислы и гидроокислы железа) в осадках Дархатской впадины, составы зерен приведены в табл. 2.

a — пример общего вида магнитной фракции, обр. L34-82: 1, 2, 4, 7, 8 — Fe-гидроокислы и гематит, 5, 6, 9—11 — железо, 3 — CrMn-титаномагнетит, 12 — ильменит (анализ искажен из-за сложной топологии частицы), 13 — сплав FeCrTi, 14 — силикат железа, 15 — низкотитанистый титаномагнетит; *б* — гидроокислы железа (преобладают), 1 — магнетит, 2 — единичное зерно титаномагнетита, 3, 4 — самородное железо с пленкой оксида железа; *в* — 1, 3—6 — обломки магнетита и титаномагнетита (2), окисленные до гидроокислов (3, 6).

до магнетита. Как видно по заметному уменьшению намагниченности после нагрева образца до 800 °С, вклад пирита, точнее процесса его окисления до магнетита, невелик. Возможно, это трансформация маггемита в гематит. На кривой $M(T)$ первого нагрева фиксируется точка Кюри гематита 680 °С, на кривых первого и второго нагрева слабо видна $T_c = 730$ °С (см. рис. 4, врезка), соответственно, концентрация самородного железа равна $3 \cdot 10^{-4}$ А·м²/кг.

По данным МЗА, в образце явно преобладают частицы Fe-сульфидов. Они заметно окислены, поэтому трудно их диагностировать. Вполне возможно, что среди сульфидов присутствуют и пирит, и грейгит. Кроме сульфидов находятся зерна магнетита, гематита, Fe-гидроокислов, единичные зерна ильменита, титаномагнетита, самородного железа. Последние заметно окислены.

Из-за неважного состояния зерен железа не удалось проверить наличие самородного железа с $T_c = 730$ °С, зафиксированного ТМА. В соседних образцах L34-82, 35-2, 35-6, 37-77 присутствуют частицы FeCr-сплава, содержащего 10—15 % хрома, и более сложных составов (см. рис. 7, *a*; 10, *б*). Такие сплавы вполне могут иметь $T_c \approx 730$ °С. Очевидно, мы имеем дело со случаем неравномерного распределения частиц, в данном случае хромистого железа, которые мы видим при ТМА и не находим при МЗА и наоборот.

Образец L37-77. Намагниченность $M_{20} = 92.7 \cdot 10^{-3}$ А·м²/кг, в результате нагрева она заметно падает ($M_7/M_{20} = 0.42$). На кривой $M(T)$ первого нагрева (см. рис. 4) фиксируются слабовыраженный изгиб при 440 °С и пиритовый пик, точка Кюри катион-дефицитного магнетита $T_c = 600$ °С (90 % M_{20}). Кон-

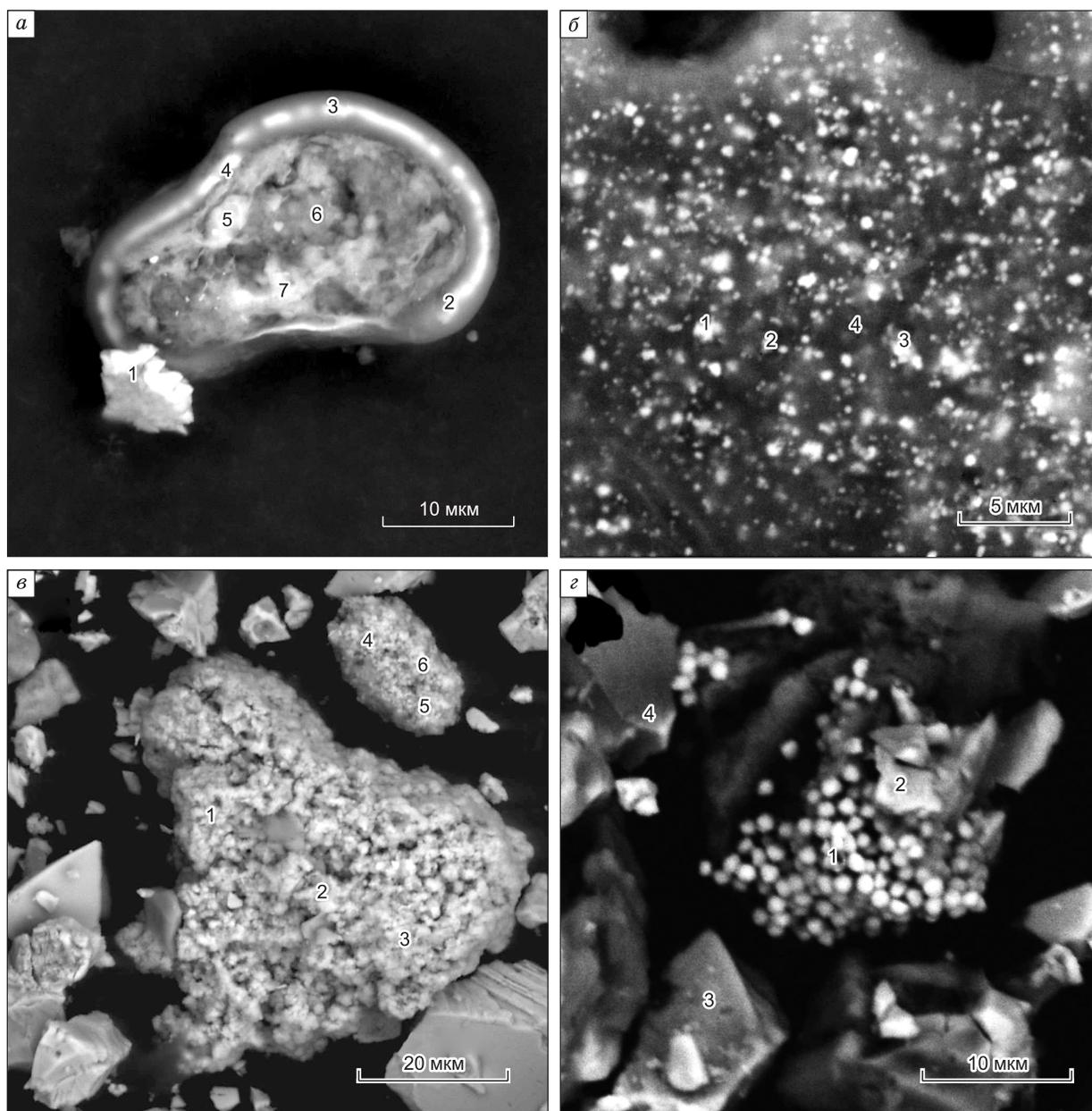


Рис. 8. Сульфиды железа в осадках Дархатской впадины, составы зерен приведены в табл. 3.

a — сульфидизированная ракушка — «ухо» с сульфидом железа по краю, окисленный пирит (2—4), внутри силикаты (5—7), гематит (1), обр. L34-82; *б* — вкрапленность Fe-сульфидов (размер субмикронный) на силикате (1—4), возможно, остатки магнитных бактерий, обр. L34-82; *в* — разведенные окисленные зерна Fe-сульфида (1—6), обр. L38-15; *г* — 1-фрамбоидальный сульфид железа (пирит?), окисленный (1), магнетит (2, 3), Fe-гидроокисел (4), обр. L38-29.

центрация последнего 0.093 %. Даже при очень большом увеличении фаза самородного железа в районе 770—780 °C отсутствует (см. рис. 4, врезка), она слабо видна на кривой $M(T)$ второго нагрева, ее $T_c = 770$ °C. Соответственно, концентрация железа ниже предела чувствительности ТМА, т.е. $< 10^{-4}$ %.

По данным МЗА (см. рис. 6, 10, *a*), в образце в заметных количествах присутствуют частицы магнетита, гематита, Fe-гидроокислов, FeCrNi-сплава, единичные частицы самородного железа с небольшой примесью никеля и хрома, единичные зерна титаномагнетита. Точка Кюри FeCrNi-сплава наблюдаемого состава (хром — 15—17 %; никель — 10—12 %) близка к 0 °C [Bozorth, 1951], т.е. при комнатной температуре и выше он парамагнетик и поэтому не фиксируется при ТМА.

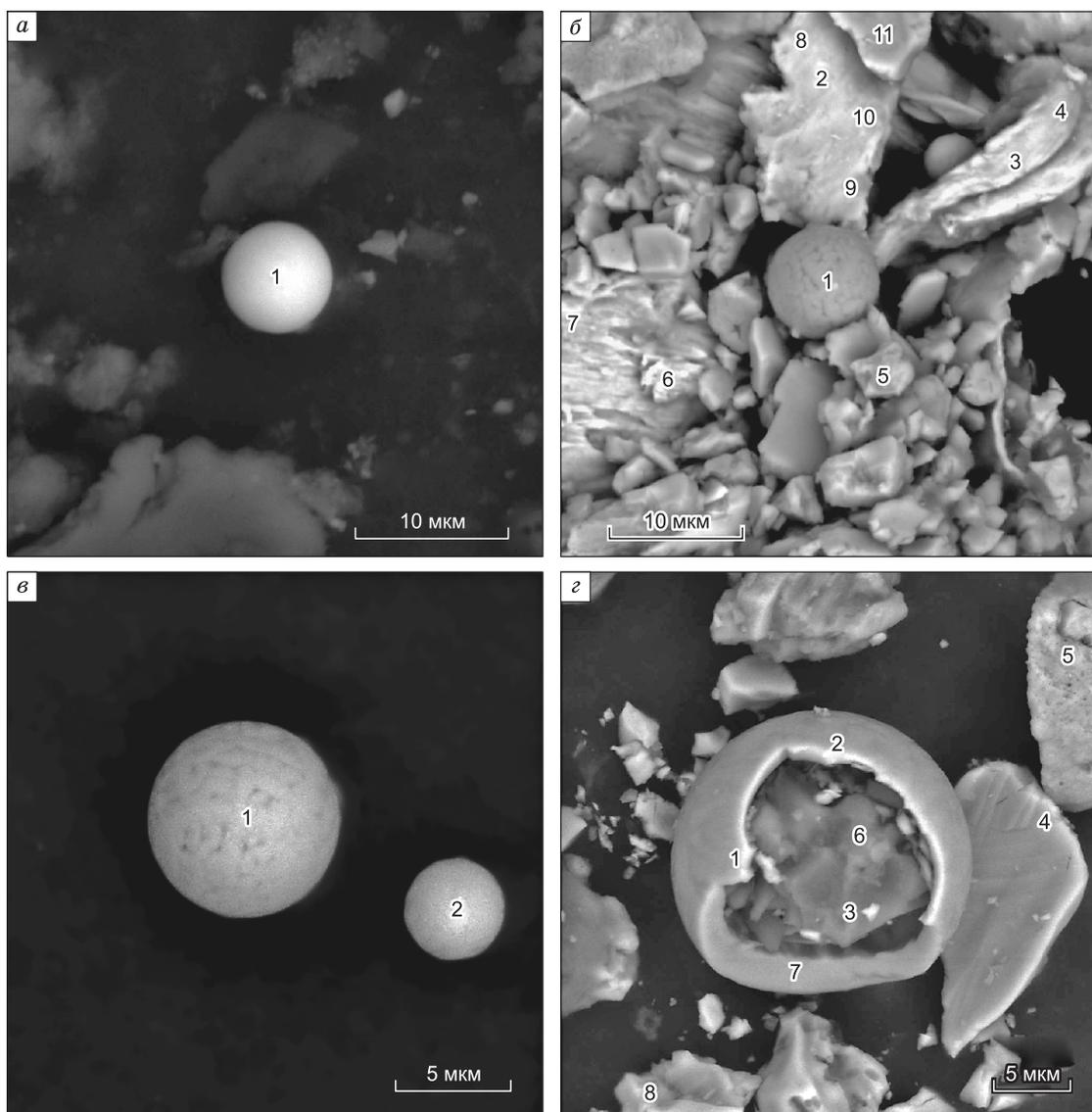


Рис. 9. Сферулы и космические шарики в осадках Дархатской впадины, составы зерен приведены в табл. 4.

a — железо-марганцевая сферула (микроконкреция), обр. L34-82; *б* — магнетитовый космический шарик (1), второй закатился под частицу железа (3, 4, 6, 7), частица FeCrNi-сплава (2, 8—10), частица гематита (5), магнетит (11), частицы железа и сплава и шарик магнетита, вероятнее всего, космического происхождения, обр. L35-2; *в* — космические магнетитовые шарики, обр. 35-6; *з* — космический шарик с проломом, внешняя часть шарика окислена до гематита и гидроокислов (1, 2), внутренняя часть — магнетит, вокруг шарика располагаются частицы магнетита (4, 5), гематита (8), самородного железа (7), внутри шарика кварц (3, 6), обр. L38-29.

Образец L37-95. Намагниченность $M_{20} = 93.8 \cdot 10^{-3} \text{ А} \cdot \text{м}^2/\text{кг}$, в результате нагрева она заметно падает ($M_7/M_{20} = 0.53$). На кривой $M(T)$ первого нагрева (см. рис. 4) фиксируются слабовыраженный изгиб при $440 \text{ }^\circ\text{C}$ и пиритовый пик, точка Кюри катион-дефицитного магнетита $T_c = 600 \text{ }^\circ\text{C}$ (85 % M_{20}). Концентрация последнего 0.088 %. На врезке рис. 4 виден изгиб — точка Кюри гематита, и очень слабо выражен изгиб $T_c \approx 780 \text{ }^\circ\text{C}$, более заметный на кривой $M(T)$ второго нагрева. Соответственно, концентрация железа ниже предела чувствительности ТМА, т.е. $< 10^{-4} \%$.

По данным МЗА, во фракции присутствуют магнетит, гематит, Fe-гидроокислы, редкие частицы железа, единичные зерна ильменита (Ti — 25.9 %, Fe — 26.4 %) и Fe-сульфидов, по составу близких грейгиту и пирротину (S — 37 %, Fe — 54 %).

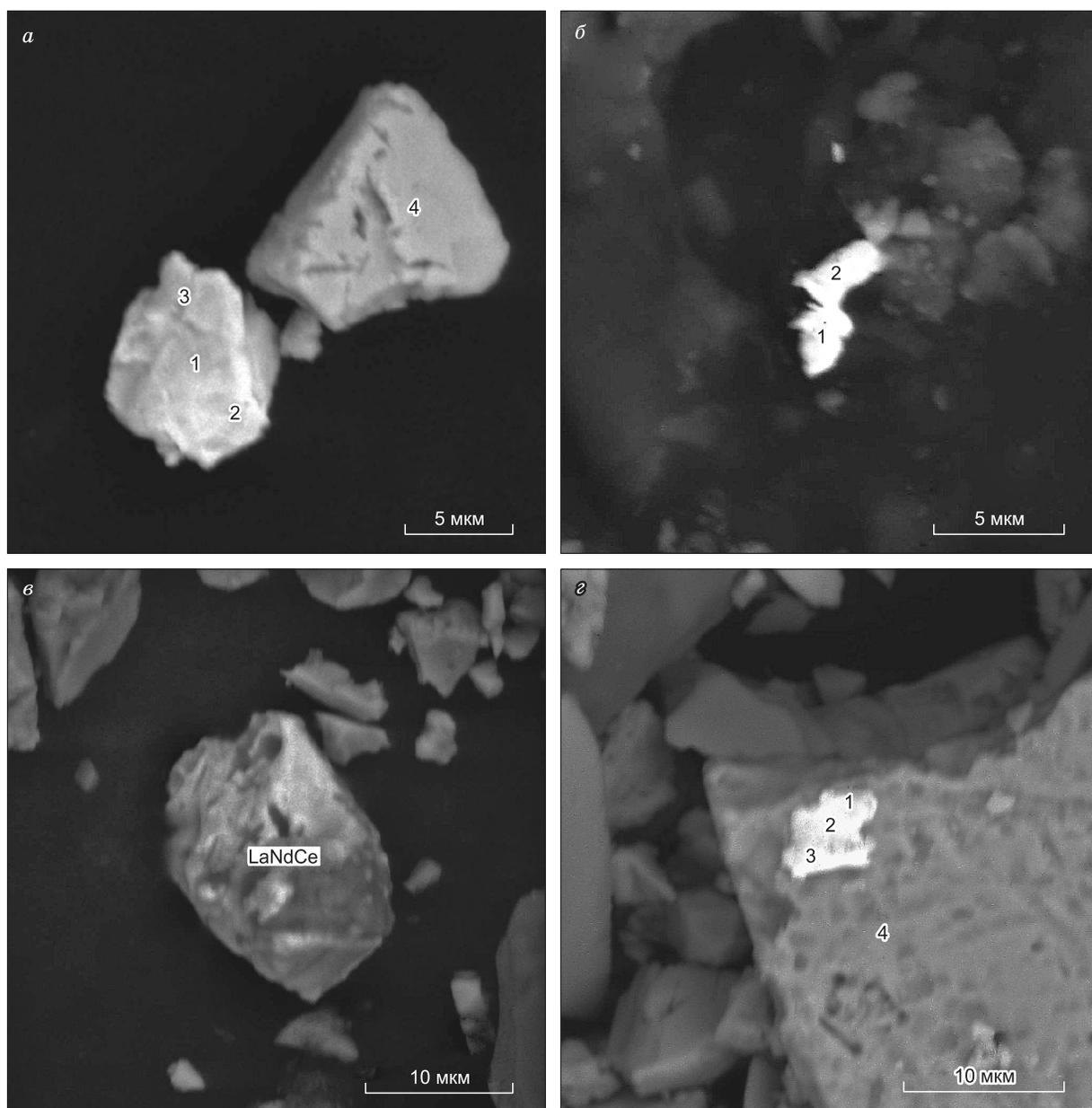


Рис. 10. Частицы сплавов в осадках Дархатской впадины, составы зерен приведены в табл. 5.

a — частица сплава FeCrNi (1—3), 4 — магнетит с признаками однофазного окисления, обр. L37-77; *б* — частица сплава CuZn (1, 2), обр. L35-2; *в* — частица фосфида с редкоземельными элементами LaNdCe, примеси Si, Al, Ca, Ag, обр. L35-6; *з* — частица FeAg-сплава (1—3) в зерне магнетита (4), обр. L35-28.

Образцы L38-15, L38-29. Намагниченность образцов (M_{20}) составляет $(83—121) \cdot 10^{-3} \text{ A} \cdot \text{m}^2/\text{кг}$, в результате нагрева она заметно падает ($M_7/M_{20} = 0.43—0.50$). На кривой $M(T)$ первого нагрева (см. рис. 4) фиксируются слабовыраженный изгиб при $420—440 \text{ }^\circ\text{C}$ (окисление грейгита и/или начало пиритового пика) и пиритовый пик, точка Кюри катион-дефицитного магнетита $T_c = 590—600 \text{ }^\circ\text{C}$ (80—85 % от M_{20}). Концентрация последнего $0.080—0.107 \%$. На врезке рис. 4 отчетливо фиксируется $T_c = 680 \text{ }^\circ\text{C}$ (гематит), очень слабо выражен изгиб $T_c \approx 770 \text{ }^\circ\text{C}$, более заметный на кривой $M(T)$ второго нагрева. Концентрация железа $< 0.7 \cdot 10^{-4} \%$.

По данным МЗА, во фракции обнаружены обломки оксидов железа (см. рис. 8, *з*): магнетит, гематит, Fe-гидроокислы, единичные зерна титаномагнетита (Ti — 5—15 %), окисленного Fe-сульфида (см. рис. 8, *в*), единичные зерна железа. Особенно отметим рис. 9, *з*, на котором демонстрируется полый космический шарик, состоящий из продуктов окисления железа — магнетита, гематита и гидроокислов.

ДИСКУССИЯ

Известно, что в 1 м^3 межпланетного пространства находится около 100 000 частиц космической пыли, следовательно, при ее осаждении на поверхность Земли из каждых десяти сантиметровых кубиков только в одном из них находится такая частица, а металлические частицы еще реже. Количество частиц космической пыли будет накапливаться в осадке тем больше, чем медленнее идет осадконакопление. Действительно, в океанических осадках (в Атлантике), где скорость осадконакопления составляет 1—2 см/1000 лет, «нулевая» группа образцов составляет 20—40 %, в то время как в образцах из оз. Байкал, где скорость осадконакопления 7—13 см/1000 лет, она составляет 74 % [Печерский и др., 2013б]. Судя по тому, что в дархатских осадках «нулевая» группа составляет до 90 %, скорость осадконакопления в Дархате должна быть выше, чем в Байкале, что подтверждается возрастными моделями (см. рис. 2) [Krivonogov et al., 2012].

Вид бимодальной гистограммы с ярко выраженной «нулевой» группой (см. рис. 5, *a*) — это специфика космической природы частиц железа. Важно подчеркнуть, что эта специфика не зависит от литологических особенностей осадков, окислительно-восстановительных условий их накопления и раннего диагенеза (например, наличия или отсутствия пирита). Она свойственна осадочным толщам как на дне океана, так и на континенте, возрастам от четвертичного периода, миоцена и до кембрия, т.е. носит глобальный характер [Печерский и др., 2013а, б]. Бимодальное распределение частиц космического происхождения в осадках связано, как отмечено выше, с тем, что первая нулевая мода отражает участки осадка, куда не попали частицы самородного железа. Вторая мода отвечает наиболее интенсивному поступлению космических частиц в конкретный осадочный разрез. В случае земного происхождения частиц самородного железа следует ожидать одномодальное распределение, близкое к пуассоновскому с нулевой модой, что подтверждается одномодальным распределением содержания магнетита заведомо земного происхождения в тех же осадках (см. рис. 5, *б*). Преимущественно космическое происхождение частиц самородного железа в осадках Дархата подтверждается отсутствием корреляции между концентрациями частиц самородного железа и частиц земного магнетита (рис. 11), коэффициент линейной корреляции без учета «нулевой» группы образцов равен -0.144 , с учетом последней он станет еще ближе к нулю (-0.110).

Космическое происхождение частиц самородного железа косвенно подтверждается их морфологией. Практически все частицы, зафиксированные МЗА, имеют вытянутую, чешуйчатую форму (см. рис. 6), более характерную для космогенных частиц, чем для вулканогенных. Поверхностная текстура, наличие острых углов трещин и сколов указывает на слабую абразивную обработку частиц, что можно объяснить отсутствием длительной транспортировки частиц водными и воздушными потоками.

Как отмечалось в разделе «Результаты ТМА и МЗА исследований выбранных образцов», по данным МЗА, в подавляющем большинстве частицы самородного железа состоят из чистого железа, и очень небольшой их процент содержит различные примеси. В основном это субмикронные частицы

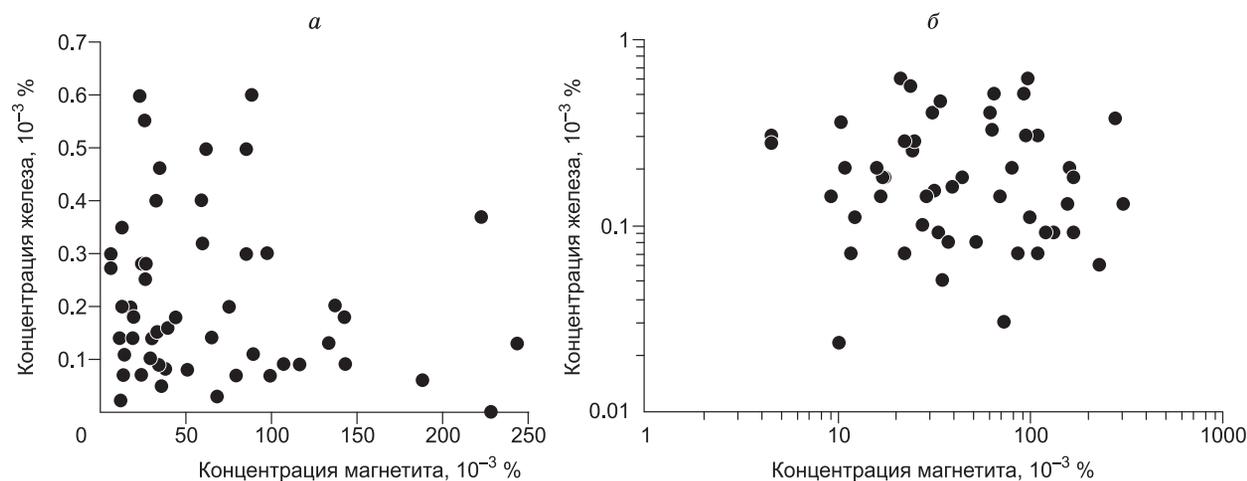
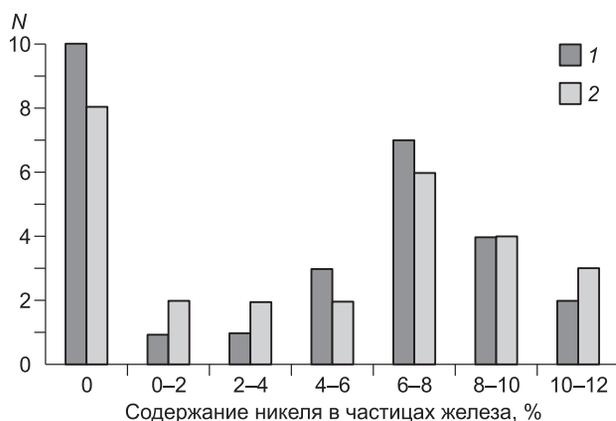


Рис. 11. График, демонстрирующий отсутствие корреляции между концентрациями самородного железа и магнетита.

a — линейный масштаб, *б* — логарифмический масштаб.

Рис. 12. Гистограмма концентраций никеля в частицах самородного железа, определенных по точкам Кюри, данные ТМА.

1, 2 — более надежные и менее надежные данные соответственно.



никелистого железа, однако возможны и другие примеси, снижающие точку Кюри. Для простоты мы связали вариации точек Кюри частиц самородного железа с содержанием в них никеля, согласно известной линейной зависимости [Bozorth, 1951]. Результаты наших оценок содержаний никеля в образцах с разной степенью надежности определения точки Кюри приведены на рис. 12. Гистограммы практически совпадают, что свидетельствует в пользу объективности результатов и их независимости от надежности оценок T_c . Частицы железа по содержанию в них примесей (никеля) четко делятся на две группы: чистое железо, такие частицы образуют обособленную группу из 18 образцов, а не непрерывный ряд твердого раствора; самородное железо с вариациями примеси никеля от 1 до 12 %, мода 6—8 %. Среднее содержание никеля — 4.6 %. Эта цифра очень близка к средним и модальным содержаниям никеля в частицах самородного железа из эпиконтинентальных осадков Евразии и океанских осадков Атлантики [Печерский и др., 2011, 2013а,б; Печерский, Шаронова, 2012] и модальным содержаниям никеля в камаситах из железных метеоритов [Печерский и др., 2012].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате термомагнитного и микронзондового анализов образцов осадочных пород из скв. ДВС-1, пробуренной в Дархатской впадине, выяснилось очень редкое присутствие частиц самородного железа: оно уверенно зафиксировано только в 26 образцах. Концентрация самородного железа варьирует от $\sim 10^{-5}$ до $< 10^{-3}$ %. Столь незначительное распространение самородного железа в осадках Дархата сходно с осадками оз. Байкал и отличается от осадков разного возраста Евразии и Атлантики, что объясняется высокой скоростью осадконакопления в Дархате.

Главные закономерности, согласующиеся с ранее полученными результатами по всем объектам и свидетельствующие об их глобальном характере, следующие:

- концентрации частиц самородного железа имеют бимодальное распределение с обязательной ярко выраженной «нулевой» группой образцов, в которых частицы железа отсутствуют (не обнаружены ТМА);

- отсутствует корреляция между концентрациями частиц самородного железа и магнитных минералов заведомо земного происхождения, как, например, магнетит и пирит;

- зафиксирована отрицательная корреляция между концентрацией частиц железа и скоростью накопления осадков.

Если в эпиконтинентальных и океанских отложениях доля «нулевых» образцов составляет 20—40 %, то в байкальских и дархатских осадках «нулевая» группа составляет 74 и ~ 90 % соответственно. Наличие тенденции к росту «нулевой» группы с увеличением скорости осадконакопления однозначно свидетельствует о преобладании среди частиц самородного железа в изученных осадках частиц космического происхождения.

Перечисленные закономерности свидетельствуют в пользу преимущественно космического происхождения частиц самородного железа, а повсеместное распространение позволяет говорить об их связи с космической пылью.

Работа выполнена в рамках научных проектов ИФЗ РАН, КФУ, ИНГГ СО РАН, ИГМ СО РАН; программы РАН 4.4. «Реконструкция процессов опустынивания в Центральной Азии по ледникам и ледниковым комплексам», программы ОНЗ-7 «Геофизические данные: анализ и интерпретация» (проект ОНЗ-7.2.) и при поддержке РФФИ (проекты 08-05-00763, 10-05-00117, 13-05-00348, 11-05-01032).

ЛИТЕРАТУРА

Большаков В.А., Долотов А.В. Магнитные свойства грейгита из отложений позднего неоплейстоцена Северного Каспия // Физика Земли, 2012, № 6, с. 56—73.

- Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г.** Палеомагнитный анализ. Казань, Изд-во КГУ, 1986, 167 с.
- Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Арвисбаатар Н.** Строение кайнозойских впадин Прихубсугуля по гравиметрическим данным // Геология и геофизика, 1989 (10), с. 130—136.
- Казанский А.Ю., Кривоногов С.К., Матасова Г.Г., Захаров А.Ю.** Особенности формирования четвертичных отложений в Дархатской впадине (Монголия) по петромагнитным данным // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Материалы науч. совещ. (Иркутск, 18—21 октября 2011 г.). Иркутск, ИЗК СО РАН, 2011, с. 91—92.
- Лукин А.Е.** Самородные металлы и карбиды — показатели состава глубинных геосфер // Геофизический журнал, 2006, № 4, с. 17—46.
- Новгородова М.И.** Кристаллохимия самородных металлов и природных интерметаллических соединений. Итоги науки и техники. Серия кристаллохимия. Т. 29. М., Изд-во ВИНТИ, 1994, 150 с.
- Петрова Г.Н.** Циклические изменения магнитного поля Земли // Физика Земли, 2002, № 5, с. 5—15.
- Печерский Д.М., Шаронова З.В.** Термомагнитное свидетельство наличия частиц самородного железа в осадках // Физика Земли, 2012, № 4, с. 38—44.
- Печерский Д.М., Грачев А.Ф., Нургалиев Д.К., Цельмович В.А., Шаронова З.В.** Петромагнитные особенности осадков на границе мезозоя и кайнозоя: результаты изучения разреза Гамс (Австрия) // Физика Земли, 2008, № 5, с. 55—74.
- Печерский Д.М., Нургалиев 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., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В.** Внеземные магнитные минералы // Физика Земли, 2012, № 7—8, с. 103—120.
- Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Марков Г.П., Мурдмаа И.О., Нургалиев 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, 2013а, № 3, с. 131—153.
- Печерский Д.М., Гильманова Д.М., Иванов Е.В., Кузьмин М.И., Марков Г.П., Нургалиев Д.К., Цельмович В.А.** Самородное железо в осадках озера Байкал (скважина BDP-98): результаты термомагнитного анализа // Геология и геофизика, 2013б, т. 54 (9), с. 1336—1347.
- Поспелова Г.А.** Геомагнитные экскурсы // Краткая история и современное состояние геомагнитных исследований в Институте физики Земли Российской академии наук. М., ИФЗ РАН, 2004, с. 44—55.
- Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И., Шилова Г.Н.** Основные черты стратиграфии и условия формирования кайнозойских образований Прикосоголья (МНР) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1971, т. 46, вып. 1, с. 54—69.
- Штеренберг Л.С., Васильева Г.Л.** Самородные металлы и интерметаллические соединения в осадках северо-восточной части Тихого океана // Литология и полезные ископаемые, 1979, № 2, с. 133—139.
- Batbaatar J., Gillespie A.R., Fedotov A., Bayasgalan A.** The 92-m sediment core from paleolake Darhad, Mongolia // Abstract volume of the 7th International Symposium «Environmental changes in East Eurasia and adjacent areas — High resolution environmental records of terrestrial sediments». Ulaanbaatar-Hatgal, Mongolia, August 23—29, 2008. Ulaanbaatar, 2008, p. 66—74.
- Bozorth R.M.** Ferromagnetism. Toronto, New York, London, D. van Nostrand Comp. Inc., 1951, 784 p.
- Brownlee D.E.** Cosmic dust: Collection and research // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1985, v. 13, p. 147—173.
- Canfield D.E., Berner R.A.** Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments // Geochim. Cosmochim. Acta, 1987, v. 51, p. 645—659.
- Channell J.E.T., Xuan C., Hodell D.A.** Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO-1500) // Earth Planet. Sci. Lett., 2009, v. 283, p. 14—23.
- Franke C., von Dobeneck T., Drury M.R., Meeldijk J.D., Dekkers M.Y.** Magnetic petrology of equatorial Atlantic sediments: electron microscopic results and their environmental magnetic implications // Paleoceanography, 2007, v. 22, PA4207, doi:10.1012/2007PA001442.
- Fredriksson K., Martin I.R.** The origin of black spherules found in the Pacific islands, deep sea sediments, and Antarctic ice // Geochim. Cosmochim. Acta, 1963, v. 27, p. 245—248.
- Frost B.R.** On the stability of sulfides, oxides, and native metals in serpentinites // J. Petrol., 1985, v. 26, p. 31—62.

Gillespie A.R., Burke R.M., Komatsu G., Bayasgalan A. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia // *Quatern. Res.*, 2008, v. 69, p. 169—187.

Grachev A.F., Borisovsky S.E., Kollmann H.A., Korchagin O.A., Nourgaliev D.K., Pechersky D.M., Tsel'movich V.A., Sharonova Z.V. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass extinction // *Abhandlungen der geologischen bundesanstalt* / Ed. A.F. Grachev. 2009, p. 89—134.

Krивonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistraykov A.A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // *Quatern. Int.*, 2005, v. 136, p. 83—94.

Krивonogov S., Kazansky A., Matasova G., Khurelbat D., Bezrukova E., Gillespie A., Bayasgalan A., Narantsetseg Ts., Tomurhuu D. Environmental records from the 92-m core, the Darhad basin, Northern Mongolia // 6th International symposium on terrestrial environmental changes in East Eurasia and adjacent areas. AASA Board Meeting, Irkutsk-Listvyanka, Russia, 24—28 August, 2007. Irkutsk, 2007, p. 44—46.

Krивonogov S., Kazansky A., Oyunchimeg T., Narantsetseg T., Tomurhuu D. New in the Studies of the Darhad Basin // Abstract of the 7th International symposium on environmental changes in Eastern Eurasia and adjacent areas «High resolution environmental records of terrestrial sediments». Ulaanbaatar-Hatgal, Mongolia, August 23—29, 2008. Ulaanbaatar, 2008, p. 90—91.

Krивonogov S.K., Yi S., Kashiwaya K., Kim J.C., Narantsetseg T., Oyunchimeg T., Safonova I.Y., Kazansky A.Y., Sitnikova T., Kim J.Y., Hasebe N. Solved and unsolved problems of sedimentation, glaciation and paleolakes of the Darhad Basin, Northern Mongolia // *Quatern. Sci. Rev.*, 2012, v. 56, p. 142—163.

Leslie B.W., Lund S.P., Hammond D.E. Rock magnetic evidence for dissolution and authigenic growth of magnetic minerals within anoxic marine sediments of the California continental borderland // *J. Geophys. Res.*, 1990, v. 95, p. 4437—4452.

Murray S., Renard A.F. Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. Challenger in the years 1872 to 1876. London, Longmans, 1891, 525 p.

Novakova A.A., Gendler T.S. Metastable structural-magnetic transformations in sulfides in course of oxidation // *J. Radioanalyt. Nuclear Chem.*, 1995, v. 190, № 2, p. 363—368.

Parkin D.W., Sullivan R.A.L., Andrews J.N. Further studies on cosmic spherules from deep sea sediments // *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 1980, v. 297, p. 495—518.

Pechersky D.M., Nurgaliev D.K., Trubikhin V.M. Native iron in Miocene sediments // *Russ. J. Earth Sci.*, 2008, v. 10, № 6, p. 1—11.

Suk D., Peacor D.R., van der Voo R. Replacement of pyrite framboids by magnetite in limestone and implications for paleomagnetism // *Nature*, 1990, v. 345, p. 611—613.

Wang L., Pan Y., Li J., Qin H. Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite // *Sci. China, Ser. D, Earth Science*, 2008, v. 51, № 8, p. 1144—1153.

*Рекомендована к печати 21 февраля 2013 г.
А.Д. Дучковым*

*Поступила в редакцию
13 декабря 2012 г.*