

УДК 523.161

## КОСМИЧЕСКАЯ ПЫЛЬ И МИКРОМЕТЕОРИТЫ В ПЕРЕХОДНОМ СЛОЕ ГЛИН НА ГРАНИЦЕ МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА В РАЗРЕЗЕ ГАМС (ВОСТОЧНЫЕ АЛЬПЫ): МОРФОЛОГИЯ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

© 2008 г. А. Ф. Грачев<sup>1</sup>, О. А. Корчагин<sup>2</sup>, В. А. Цельмович<sup>1</sup>, Х. А. Коллманн<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Музей естественной истории, г. Вена, Австрия

Поступила в редакцию 03.12. 2007 г.

Приведены результаты исследования космического вещества в переходном слое глин на границе мела и палеогена из разреза Гамс, Восточные Альпы. Обнаружено большое разнообразие микросфер и частиц железа различной морфологии, шарики чистого никеля, частицы, состоящие из аваруита (Fe<sub>3</sub>Ni) и кристаллы алмаза. Микросферы Fe также встречены в вышележащих отложениях палеогена, где однако их разнообразие невелико. В работе дано описание обнаруженных металлических микросфер и частиц, приведены данные их химического состава. Обсуждается природа их образования.

PACS: 91.67.Gy

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования космической пыли в осадочных горных породах было инспирировано результатами экспедиции на судне “Челленджер”, когда были впервые обнаружены следы космического вещества в красных глубоководных глинах [Murray, Renard, 1891]. На двух станциях в южной части Тихого океана при драгировании с глубины 4300 м были подняты образцы железомарганцевых конкреций и магнитных микросфер диаметром до 100 мкм, получивших впоследствии название “космических шариков”. Однако детально микросферы железа, поднятые экспедицией “Челленджер”, были исследованы только в последние годы. Выяснилось, что внутренняя часть шариков состоит из металлического железа (90%) и никеля (10%), а поверхность покрыта тонкой корочкой оксида железа [Jedwab, <http://www.ub.ac.be/sciences/cosmicdust.pdf>].

С находкой космических шариков в глубоководных глинах собственно и связано начало изучения космического вещества. Однако взрыв интереса исследователей к той проблеме произошел после первых запусков космических аппаратов, при помощи которых стало возможным отбирать лунный грунт и образцы пылевых частиц из разных участков солнечной системы. Важное значение также имели работы К.П. Флоренского по изучению следов Тунгусской катастрофы и Е.Л. Кринова по исследованию метеорной пыли на месте падения Сихоте-Алиньского метеорита [Флоренский 1963; Флоренский и др., 1968; Иванов, Флоренский, 1970; Кринов, 1971].

Интерес к металлическим микросферам со стороны широкого круга исследователей привел к тому, что микросферы стали обнаруживать в осадочных породах разного возраста и происхождения. Так, например, металлические микросферы найдены во льдах Антарктики и Гренландии [Maurette et al., 1986; Yada et al., 2004]. Их находки известны в глубоководных океанических осадках и марганцевых конкрециях [Hunter, Parkin, 1960; Finkelman, 1970; Parkin et al., 1980; Brownlee et al., 1984; Brownlee, 1985]. Они были также встречены в песках пустынь и пляжей [Marvin, Einaudi, 1967]. Тысячи шариков, состоящих из Fe-Ni, сплава изучены из плейстоценовых отложений Альберты (Канада) [Bi et al., 1993], а магнетитовые микросферы – из голоценовых гляцио-флювиальных отложений Карпат [Szoor et al., 2001]. Металлические частицы и микросферы часто встречаются в метеоритных кратерах и рядом с ними [El Coresy, 1966; Флоренский и др., 1968; Соботович и др., 1978; Raukas, 2000; Stankowski et al., 2006].

Металлические микросферы внеземного происхождения известны в осадочных породах разного возраста: нижнего и верхнего кембрия [Raukas, 2000; Korchagin et al., 2007], ордовика [Schmitz et al., 1996], перми-триаса и триаса-юры, [Miono et al., 1993; Chapman, Laretta, 2004]. Повышенные концентрации металлических микросфер внеземного происхождения отмечается вблизи границ перми-триаса и триаса-юры [Miono et al., 1993], мела-палеогена [Smit, Romein, 1985; Ebihara, Miura, 1996].

Данные по микросферам и частицам из древних отложений позволяют судить об объемах поступления космического вещества на Землю, равномерности или неравномерности поступления вещества, об изменении состава поступавших на Землю частиц из космоса и о первоисточниках этого вещества, а также о влиянии этих процессов на развитие жизни на Земле. Многие из этих вопросов еще далеки от разрешения, однако накопление данных по этой проблеме и всестороннее изучение этой темы, несомненно, позволит ответить на многие из них.

Так, известно, что общая масса пыли, обращающейся внутри земной орбиты, составляет порядка  $10^{15}$  т и ежегодно на поверхность Земли, по разным оценкам, выпадает от 4 до 10 тысяч тонн космического вещества [Соботович, 1976; Karner et al., 2003; Yada et al., 2004] и что 95% падающего на поверхность Земли вещества составляют частицы с размером 50–400  $\mu\text{m}$  [Kurat et al., 1994]. Вопрос же о том, как меняется во времени скорость поступления космического вещества на Землю, остается спорным до сих пор, несмотря на большое число исследований, проведенных в последние 10 лет.

Существует мнение, что скорость поступления космической пыли с планетарным отношением изотопов гелия  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ( $10^{-4}$ ) считается мало меняющейся во времени [Karner et al., 2003; Winckler, Fisher, 2006], но в то же время имеются и прямо противоположные данные [Farley, 1995; Schmitz et al., 1996]. Отметим, что все известные оценки сделаны для разных временных интервалов – от сотен тысяч до десятков млн. лет, а значение скорости, как известно, сильно зависит от интервала усреднения. Об этом также косвенно свидетельствуют и данные по изменению отношением изотопов гелия  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в на границе мела и палеогена в разрезе Гаме [Grachev et al., 2007].

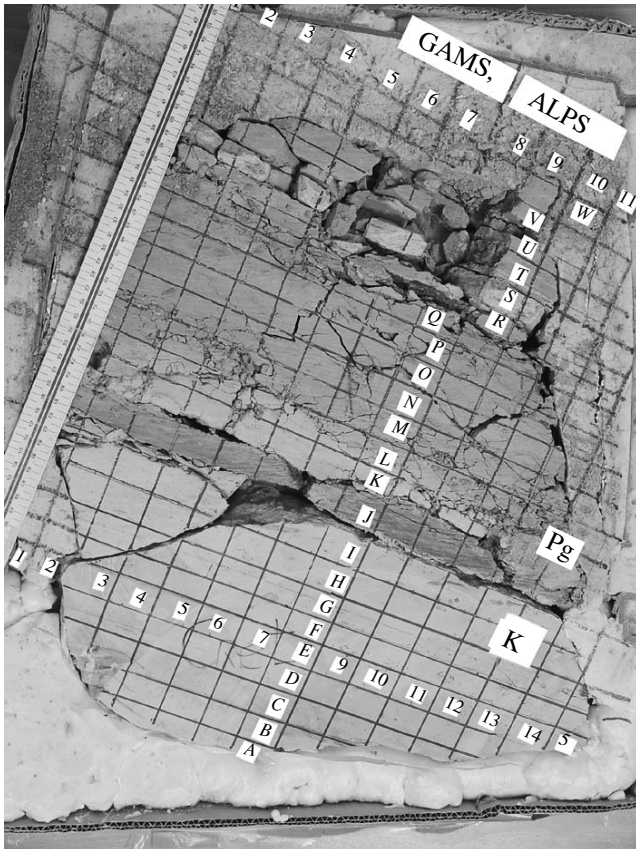
Изучение современной космической пыли основано на исследовании глубокоководных отложений, ледникового покрова в Гренландии и Антарктиде и отбора образцов из стратосферы [Brownlee, 1985]. По существующим представлениям, исходя из размеров частиц космической пыли, в настоящее время принято выделять собственно межпланетную космическую пыль (IDPs) с размером менее 30  $\mu\text{m}$  и микрометеориты с размером более 50  $\mu\text{m}$  [Genge et al., 1997]. Еще раньше Е.Л. Кринов [Кринов, 1971] предложил называть микрометеоритами мельчайшие оплавленные с поверхности осколки метеорного тела. Естественно, такое разделение достаточно условно, и как будет показано ниже, нами в разрезе Гамс были найдены оплавленные фрагменты чистого железа размером в первые микроны, которые мы предлагаем называть не микро, а нанометеоритами. Кроме того, в настоящее время также различа-

ют “метеоритную пыль”, “метеоритное железо” и импактиты [Raukas, 2000]. Строгие критерии разграничения космической пыли и метеоритных частиц пока не разработаны, и даже на примере изученного нами разреза Гамс показано, что металлические частицы и микросферы имеют значительное разнообразие по форме и составу, чем предусмотрено имеющимися классификациями. Так, считается, что практически идеальная сферическая форма, металлический блеск и магнитные свойства частиц рассматривались как доказательство их космического происхождения. По мнению Э.В. Соботовича, “единственным морфологическим критерием оценки космогенности исследуемого материала является наличие оплавленных шариков, в том числе магнитных” [Соботович, 1976, с. 107]. Считается также, что текстурная поверхность на микросферах свидетельствует о принадлежности их к категории “метеоритная пыль”. Однако помимо формы, крайне разнообразной, как будет показано ниже, принципиальное значение имеет состав вещества [Грачев и др., 2006]. Повышенное внимание исследователей к металлическим микросферам (шарикам) показало, что наряду с микросферами космического происхождения существует огромное количество шариков иного генезиса – связанные с вулканической деятельностью, жизнедеятельностью бактерий или метаморфизмом. Известны данные о том, что микросферы Fe, имеющие вулканогенное происхождение, значительно реже имеют идеальную сферическую форму и к тому же обладают повышенной примесью Ti (более 10%).

По-прежнему предметом дискуссии является вопрос о происхождении космической пыли. По мнению Э.В. Соботовича [Соботович, 1976], космическая пыль может представлять остатки первоначального протопланетного облака, против чего в свое время возражали Б.Ю. Левин и А.Н. Симоненко [Левин, Симоненко, 1973], считая, что первоначальное мелкодисперсное вещество не сохранилось.

Другое объяснение связывает образование космической пыли с разрушением астероидов и комет. Как отмечает Э.В. Соботович [Соботович, 1976], если количество космической пыли, поступающей на Землю, не меняется во времени (например, на протяжении фанерозоя), то правы Б.Ю. Левин и А.Н. Симоненко [Левин, Симоненко, 1973].

Несмотря на большое число исследований, ответ на этот принципиальный вопрос в настоящее время не может быть дан, ибо количественных оценок очень мало, а их точность дискуссионна. В последнее время по данным изотопных исследований IDPs, проведенных по частицам, отобраным в стратосфере по программе НАСА, есть основания предполагать существование ча-



**Рис. 1.** Общий вид монолита из разреза Гамс 1, подготовленный для отбора образцов. Переходный слой глины между мелом и палеогеном отмечен буквой **J**.

стиц досолнечного происхождения [Messenger et al., 2003]. Более того, в составе этой же пыли были обнаружены такие минералы как корунд, муассанит и алмаз, которые по изотопии углерода и азота позволяют отнести их образование ко времени до образования Солнечной системы [Stadermann et al., 2006].

Важно отметить, что и в пограничном слое на *K/T* – границе в разрезе Гамс была обнаружена сходная ассоциация минералов (алмаз, муассанит, корунд) [Grachev et al., 2005; Грачев и др., 2006]. Из приведенного краткого обзора очевидным становится важность изучения космической пыли в геологическом разрезе, и в данной статье приведены первые результаты исследования космического вещества в переходном слое глины на границе мела и палеогена из разреза Гамс, Восточные Альпы [Grachev et al., 2005].

#### МАТЕРИАЛ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА ГАМС

В основу статьи положены материалы, полученные авторами данной работы из нескольких разрезов переходных слоев между мелом и палео-

геном, расположенных недалеко от деревни Гамс в Штирии, где река Гамс в нескольких местах вскрывает границу *K/T*. Общее геологическое положение разреза в районе Гамс (Knappengraben) было ранее дано Х. Колманном [Kollmann, 1964] и Р. Лаходинским [Lahodynsky, 1988], установившими, что он относится к формации Nierntal (chron 29R). Часть разреза ниже переходного слоя на границе *K/T* представлена чередованием известковистого мергеля и мергелистого известняка, а выше переходного слоя глины развиты преимущественно глины с различной долей карбоната кальция и отдельными слоями песчано-алевролитового состава [Grachev et al., 2005].

В разрезе Гамс 1 из обнажения был вырезан монолит, где граница *K/T* выражена очень хорошо (рис. 1). Монолит имеет высоту 46 см и ширину 30 см в нижней части и 22 см в верхней; толщина монолита составляла 4 см. Для общего изучения разреза монолит был разделен через 2 см (снизу вверх) на слои **A, B, C ... W**, а в пределах каждого слоя также через 2 см была проведена маркировка (1, 2, 3 и т.д.). Более детально изучался переходный слой **J** на границе *K/T*, где были выделены 6 субслоев (units) мощностью около 3 мм (см. подробнее [Grachev et al., 2005]). Ранее было показано, что переходный слой глины между мелом и палеогеном содержит частицы Fe, Au, Cu. Здесь же в основании слоя и его верхней части найдены кристаллы Ni-шпинели [Grachev et al., 2007].

Нижние 4 субслоя относятся к зоне *Hedbergella holmdelensis* (включая “barren interval”), верхние 2 субслоя – к зоне *Globoconusa daubjergensis* (мелкий морфотип), а вышележащие алевролиты – к зонам *Subbotina fringa* (внизу) и *Parasubbotina pseudobulloides* (вверху). Было также показано, что этот переходный слой глины обогащен Ir, As, Pb, Zn, Cr [Grachev et al., 2005]. Однако необходимо подчеркнуть, что максимально высокие концентрации Ir приурочены к нижней и средней частям переходного слоя, тогда как в его верхней части содержание этого элемента невелико.

Результаты исследований, полученные в разрезе Гамс 1, во многом были повторены при изучении другого разреза – Гамс 2 (рис. 2). В настоящей работе приводятся данные по двум изученным разрезам.

#### ПОДГОТОВКА ОБРАЗЦОВ К АНАЛИЗУ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В комплекс исследований входили следующие виды анализа: изучение шлифов и мономинеральных фракций, “мокрая” химия, рентгено-флуоресцентный, нейтронно-активационный и рентгено-структурный анализы, изотопный анализ гелия, углерода и кислорода, определение состава



Рис. 2. Граница между мелом и палеогеном в обнажении Гамс 2.

минералов на микрозонде, магнитоминералогический анализ.

Для выделения минералов тяжелой фракции образец весом 10–15 г дробился в фарфоровой ступке и просеивался через сито 0.25 мм. Отделение минералов тяжелой фракции от карбонатно-глинистой массы производилось с использованием тяжелой жидкости (бромформ ( $\text{CHBr}_3$ ) с удельным весом  $2.89 \text{ г/см}^3$ ). Тяжелая и легкая фракции промывались спиртом и простым магнитом освобождались от магнитной фракции. Минералы тяжелой фракции разделялись на электромагнитном сепараторе на неэлектромагнитную, слабо электромагнитную и электромагнитную фракции и приклеивались под бинокляром на стеклянные препараты с лункой.

Для анализа состава и микроструктуры магнитных минералов в породах образцы изучались на микроанализаторах “Сameбах” и выборочно на “Tescan Vega”. Обычно образцы монтировались в шайбу диаметром 26 мм при помощи сплава Вуда, тщательно шлифовались и полировались алмазными пастами, после чего напылялись угольной пленкой. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 Кв и токе пучка 10 нА. Диапазон определяемых по характеристическому рентгеновскому излучению элементов – от натрия до урана. Эффективный диаметр зонда при этом составлял около 1–2 мкм, что регулярно проверялось на мелких фазах. Выделенные металлические микросферы и частицы очищались ультразвуком и протравливались кислотами (HCL) для удаления оксидной пленки с поверхности. Проводился количественный микроанализ рудных фаз, измерялось содержание  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,

$\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Предварительно делался качественный анализ на все элементы (от натрия до урана). Для расчета использовалась программа “Puma”. Неоднородности в распределении элементов по выбранным зонам изучались как при помощи сканирования по линии, так и при площадном сканировании. Были сделаны фотографии минералов (или выбранных зон) во вторичных электронах и в характеристических рентгеновских лучах Ti, Fe, Mg, Mn, Cr, Al, Si, Ca.

Частицы никеля и алмаза, найденные при помощи микрозонда “Сameбах”, были дополнительно изучены А.Н. Некрасовым на микрозонде “Tescan Vega” в Институте экспериментальной минералогии РАН. Микрозонд “Tescan Vega”, оснащенный энергодисперсионным спектрометром, позволял определять углерод, что дало возможность независимо подтвердить находки алмазных зерен, сделанные благодаря их интенсивному голубому свечению под электронным зондом на микроанализаторе “Сameбах”.

Отдельные зерна изучаемых минералов готовились по специально разработанной методике, которая обеспечивала ультратонкую полировку объекта со съемом слоя не более 5 мкм за весь процесс полировки. При этом снимался слой 5–10 мкм, что позволяло вскрывать поры в железных шариках диаметром в 10–20 мкм. Удавалось вскрыть полировкой полые металлические космические шарики с толщиной стенки 0.5–2 мкм. Для этого выделенные мощным ручным Nb–В–Fe магнитом зерна помещались на гладкую (полированную) пластиковую поверхность и заливались эпоксидной смолой. Подбирался такой пластик, который обеспечивал бы минимальную адгезию

**Таблица 1.** Химический состав космического вещества (вес. %) в переходном слое глин на границе мела и палеогена в разрезе Гамс по данным микронзондового анализа

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Fe	18.40	12.24	15.31	15.47	15.17	15.05	19.07	15.94	16.23
Ni	76.31	85.27	78.44	77.37	80.43	84.95	80.24	83.23	82.91
Mn	0.66	–	0.79	0.81	0.89	–	0.89	0.83	0.86
S	4.62	2.49	5.46	6.35	3.51	–	–	–	–
Элемент	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Fe	15.31	15.47	14.70	14.18	14.94	33.74	15.78	15.38	93.83
Ni	78.44	77.37	78.28	79.32	78.77	51.56	83.23	83.60	3.95
Mn	0.79	0.81	0.97	0.70	0.91	0.80	0.99	1.02	2.20
Cr	–	–	–	–	–	2.80	–	–	–
Mg	–	–	–	–	–	7.92	–	–	–
Mo	5.46	6.35	6.05	5.80	5.38	3.18	–	–	–
Элемент	19	20	21	22	23	24	25	26	27
Fe	16.70	14.09	14.29	13.91	14.21	15.26	14.81	14.65	81.12
Ni	80.90	79.72	79.70	79.92	81.99	79.14	81.39	80.10	10.61
Mn	1.02	0.87	1.12	0.90	0.70	0.73	0.77	–	2.00
Mo	1.38	5.32	4.89	5.27	3.09	4.86	3.03	5.25	–
Элемент	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Fe	16.67	14.96	15.39	97.72	71.79	78.04	15.54	76.87	72.98
Ni	81.16	79.24	80.06	2.28	3.75	17.61	80.36	–	2.19
Mn	0.81	0.98	0.77	–	–	–	0.65	–	–
Mg	1.37	–	–	–	20.42	2.83	–	20.67	–
Cr	–	–	–	–	2.04	–	–	1.42	24.84
Mo	–	4.82	3.77	–	–	–	3.45	–	–
Элемент	37	38	39	40	41	42	43		
Fe	83.60	79.75	82.33	67.88	3.83	99.19	99.25		
Ni	2.19	8.15	2.68	17.04	96.17	–	–		
Mn	–	–	1.01	–	–	0.81	0.75		
Cr	15.26	12.11	12.39	15.09	–	–	–		
Pt	–	–	1.58	–	–	–	–		

Примечание: 1–27 – нижняя часть переходного слоя; 28–35 – средняя часть переходного слоя; 36–43 – верхняя часть переходного слоя.

эпоксидной смолы к нему. Это позволяло легко отделить образец с изучаемыми частицами после затвердевания эпоксидной смолы. Эпоксидная смола перед заливкой подвергалась вакуумной дегазации для уменьшения количества пузырьков в смоле. Образец полировался алмазными пастами АСМ 2/1, 1/0, 0.5/0 и суспензией из ультрадисперсных алмазов (УДА) на полировальных станках Montasupal. Полировка проводилась на тонком сукне и на фетре. Неманитные зерна (алмазы, муассанит, корунд и др.) после выделения их из осадочной породы при помощи тяжелых жидкостей монтировались на пластик при помощи иг-

лы, после чего подвергались ультратонкой полировке.

Терромагнитный анализ образцов из слоя **Ж** выполнен на магнитных весах конструкции Бурова, Леонова и Виноградова. Для терромагнитного анализа использовались кусочки около 10 мм<sup>3</sup>, а для микронзондового анализа магнитные минералы выделялись из 100–200 мм<sup>3</sup> вещества. Сначала был выполнен терромагнитный анализ на серии образцов из разных по латерали участков слоя **Ж**. Затем один из образцов слоя **Ж** был разделен на 6 слоев и из каждого слоя были выделены

**Таблица 2.** Химический состав (ат. %) Ni сферул в самой верхней части переходного слоя (J<sub>6</sub>) по данным микрозондовых исследований

Элемент	Сфера 1	Сфера 2	Сфера 3
O	6.76	8.66	9.31
Na	0.00	–	–
Mg	0.25	–	0.16
Al	0.61	–	1.04
Si	1.23	1.19	0.95
P	0.11	–	–
S	0.00	–	0.02
Cl	0.11	0.55	0.04
K	0.02	–	0.02
Ca	0.13	0.46	0.09
Ti	0.11	0.43	0.07
Cr	0.01	–	0.00
Mn	0.00	–	0.03
Fe	0.23	–	0.35
Co	0.02	–	0.07
Ni	90.41	88.71	87.85

при помощи мощного постоянного магнита магнитные минералы для электронно-зондовых исследований. Размер извлекаемых частиц составлял от долей мкм до десятков мкм.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В разрезе Гамс в переходном слое глины между мелом и палеогеном, а также на двух уровнях в вышележащих отложениях палеоцена найдено большое разнообразие металлических частиц и микросфер космического происхождения. Выявленные в этом разрезе частицы и микросферы значительно более разнообразны по форме, текстуре поверхности и химическому составу, чем все известные до сих пор из переходного слоя глины между мелом и палеогеном в других регионах мира.

В разрезе Гамс космическое вещество представлено мелкодисперсными частицами различной формы, среди которых наиболее распространены являются магнитные микросферы размером от 0.7 до 100 мкм, состоящие на 98% из чистого железа [Грачев и др., 2006]. Такие частицы в виде шариков или микросферул в большом количестве встречаются в слое J, однако они были обнаружены и выше слоя J, в глинах палеоцена (слои K и M).

Среди выявленных металлических микросфер по составу выделяются следующие типы:

**Таблица 3.** Химический состав космической пыли (вес. %) из разных районов мира

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe	89.48	25	44	80	75	70.94	56.01	4.37	1.11	0.38
Ni	9.97	74	57	20	4	27.63	38.36	95.47	98.78	99.94
Co	0.50	1	2	–	0.5	<0.46	0.10	–	–	–
Mn	–	–	–	–	–	1.24	0.75	0.07	0.03	0.01
Cr	–	–	–	–	–	0.19	0.05	0.11	0.01	0.02
Элемент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Fe	22	72	10	71	68	66	60	44.12	70.08	7.6
Ni	76	2.2	90	2.3	4.4	7.3	3.3	53.96	28.26	92.7
Co	1.4	0.2	1.6	0.4	0.4	0.4	0.3	2.04	1.23	–
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	<0.01	–
Cr	–	–	–	–	–	–	–	0.02	–	–

Примечание: 1 – Jedwab (<http://www.ub.ac.be/sciences/cosmicdust.pdf>), 2–5 – магнетитовые глобулы из марганцовистых конкреций Атлантического и Тихого океана [Finkelman, 1970]; 3–10 – Ni-Fe сферулы из плейстоценовых отложений, Канада [Bi et al., 1993]; 11–14 – шарики из района Тунгусской катастрофы [Флоренский и др., 1968]; 11, 13 – ядро; 12, 14 – оболочка; 18, 19 – сферулы из эоценовых известняков, Туамоту [Kosakevitch, Disnar, 1997]; 20 – сферула из глубоководных отложений [Engrand et al., 2005].

микросферы, состоящие из чистого железа, магнетита, вюстита, микросферы Fe, имеющие примесь Cr, микросферы чистого Ni. Также были обнаружены частицы другой формы: сплава железа и никеля (аваруита) и чистого никеля. Некоторые частицы Fe-Ni содержат примесь Mo (табл. 1 и табл. 2). Частицы сплава Fe-Ni и чистого никеля в переходном слое глины между мелом и палеогеном обнаружены впервые.

К числу новых результатов следует отнести находки частиц с высоким содержанием никеля и значимыми количеством молибдена, находки микросфер с примесью Cr и находки спиралевидного железа. Примечательно также то, что разные по форме и составу металлические частицы приурочены к разным частям исследуемого переходного слоя глины. Следует также отметить, что кроме металлических микросфер и частиц в переходном слое глины в Гамсе встречены Ni-шпинель, микроалмазы с микросферами чистого Ni, а также пластины рваного Au, Cu, которые не встречены в ниже- и вышележащих отложениях

Ниже приводится краткая характеристика формы, размеров, текстуры поверхности и химического состава всего разнообразия обнаруженных в переходном слое металлических частиц и микросфер. Сведения о химическом составе обнаруженных частиц приведены в табл. 1 и табл. 2, а в табл. 3 – даны составы сферул, найденных в отложениях другого возраста.

**Микросферы Fe** (рис. 3). В разрезе Гамс металлические микросферы найдены на трех стратиграфических уровнях. Один уровень находок микросфер и частиц Fe связан с переходным слоем глины, где сосредоточены разнообразные по форме частицы Fe. Второй уровень приурочен к вышележащим мелкозернистым песчаникам слоя **К**, а третий к алевролитам слоя **М** (зона *Subbotina frin-ga*) (рис. 3, фиг. 3).

По морфологии поверхности (текстуре) выделяются сферы с гладкой поверхностью (рис. 3, фиг. 4–6), с сетчато-бугристой текстурой по-

верхности (рис. 3, фиг. 1), либо покрытые сеткой мелких полигональных трещин (рис. 3, фиг. 11) или системой параллельных трещин, отходящих от одной магистральной трещины (рис. 3, фиг. 2).

Как отмечалось ранее, микросферы бывают полыми (рис. 4, фиг. 1), скорлуповидными, заполненными глинистым минералом (рис. 3, фиг. 8–9; рис. 5, фиг. 1)), но также могут иметь внутреннее концентрическое строение (рис. 3, фиг. 10). Находки металлических частиц и микросфер Fe встречаются по всему переходному слою глины, но в основном сосредоточены в его нижней и средней частях.

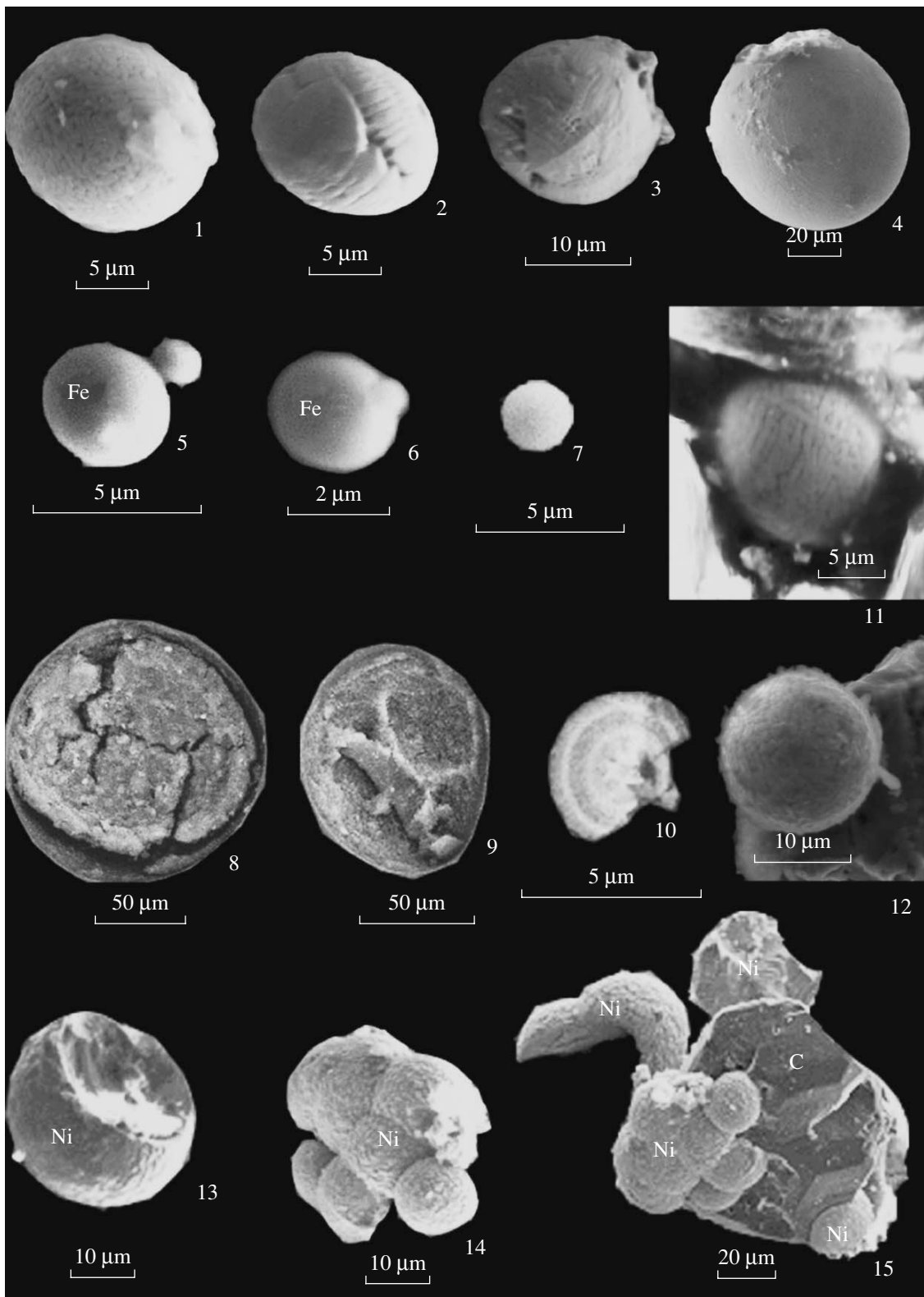
**Микрометеориты** представлены оплавленными частицами, сложенными или исключительно чистым Fe, или сплавом Fe-Ni (аваруита), имеют размеры 5–20 мкм (рис. 6). Находки многочисленных частиц аваруита приурочены к верхней части переходного слоя **Ж**, тогда как частицы Fe встречаются как в нижней, так и верхней частях переходного слоя.

**Пластины Fe с поперечно-бугристой текстурой** (рис. 8, фиг. 1, 2). Частицы в виде пластин с поперечно-бугристой текстурой состоят только из Fe, имеют ширину 10–20 мкм, длину до 150 мкм, слегка дугообразно изогнуты, встречаются в основании переходного слоя **Ж**. В самой нижней части переходного слоя **Ж** также встречены пластины Fe-Ni с примесью Mo (рис. 7, рис. 8, фиг. 13).

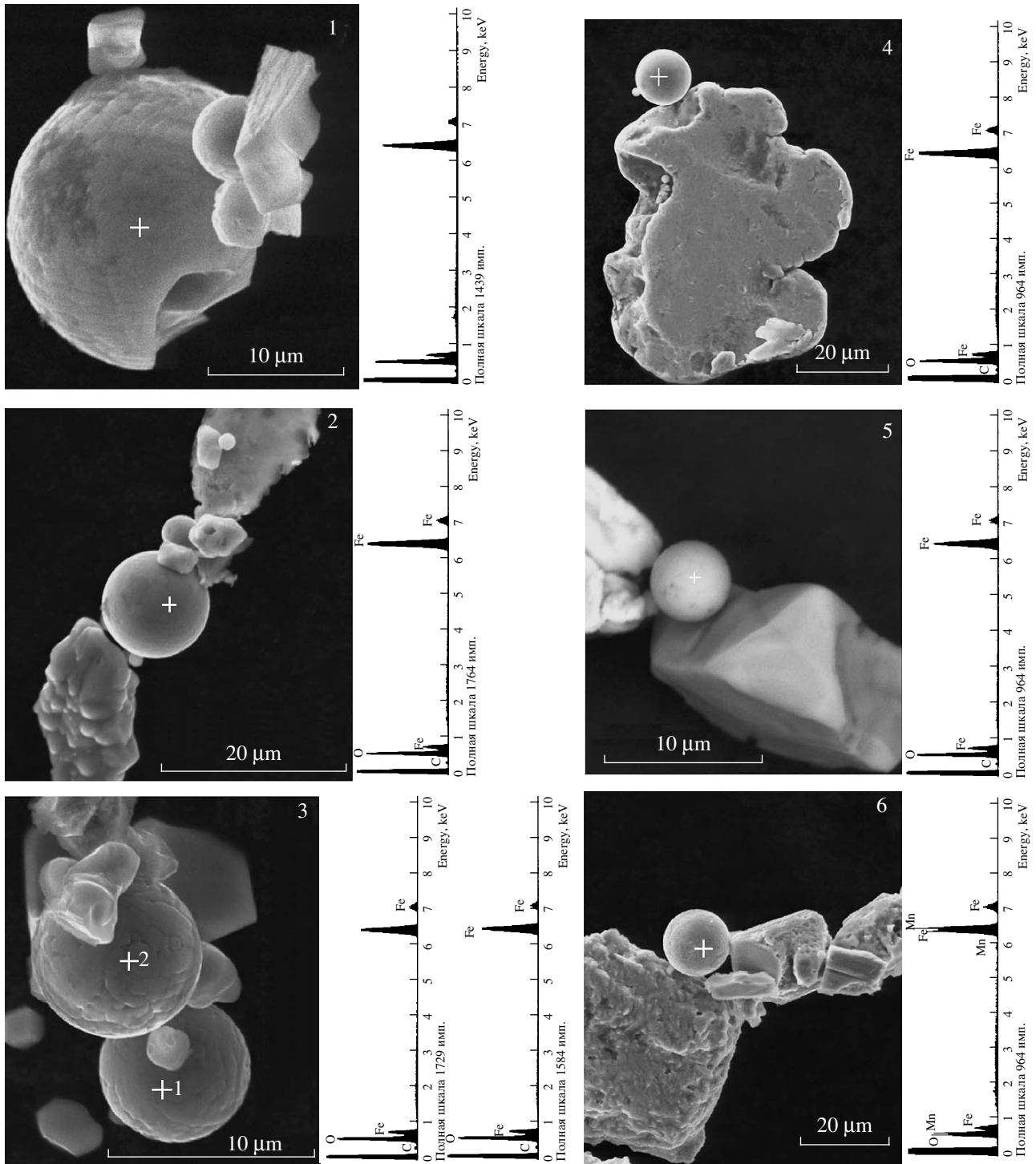
**Пластины Ni-Fe с продольными бороздками** (рис. 8, фиг. 3, 4, 7). Пластины сплава Fe-Ni имеют удлиненную форму, слегка изогнуты, на поверхности с продольными бороздками, размеры в среднем колеблются в длину 70–150 мкм, при ширине около 20 мкм. Данные пластины чаще всего встречаются в нижней и средней части переходного слоя, но отмечаются также и в верхней его части.

**Пластины Fe с продольными бороздками** (рис. 8, фиг. 5, 8, 10). По форме и размерам пластины железа с продольными бороздками иден-

**Рис. 3.** Микросферы Fe и Ni из переходного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Гамс (здесь и далее все изображения во вторичных электронах (SEM images): 1 – микросфера Fe с грубой сетчат-бугристой текстурой поверхности, верхняя часть переходного слоя **Ж**; 2 – микросфера Fe с грубой продольно-параллельной текстурой поверхности, нижняя часть переходного слоя **Ж**; 3 – микросфера Fe с элементами кристаллографической огранки и грубой ячеисто-сетчатой текстурой поверхности, слой **М**; 4 – микросфера Fe с тонкой сетчатой текстурой поверхности, верхняя часть переходного слоя **Ж**; 5 – микросфера Fe тонкой ячеисто-сетчатой текстурой поверхности, верхняя часть переходного слоя **Ж**; 6 – микросфера с тонкой ячеисто-сетчатой текстурой поверхности, слой **К**; 7 – микросфера Fe с тонкой ячеисто-сетчатой текстурой поверхности, нижняя часть переходного слоя **Ж**; 8–9 – полая микросфера Fe, заполненная глинистым материалом, переходный слой **Ж**; 10 – металлическая микросфера с концентрическим внутренним строением, средняя часть переходного слоя **Ж**; 11 – микросфера Fe с грубой сетчато-бугристой текстурой поверхности, нижняя часть переходного слоя **Ж**; 12 – микросфера Fe с грубой сетчато-бугристой текстурой поверхности, нижняя-средняя часть переходного слоя **Ж**; 13 – микросфера Ni с кристаллитами на поверхности, верхняя часть переходного слоя **Ж**; 14 – агрегат спекшихся микросфер Ni с кристаллитами на поверхности, верхняя часть переходного слоя **Ж**; 15 – агрегат микросфер Ni с микроалмазами (С), верхняя часть переходного слоя **Ж**.



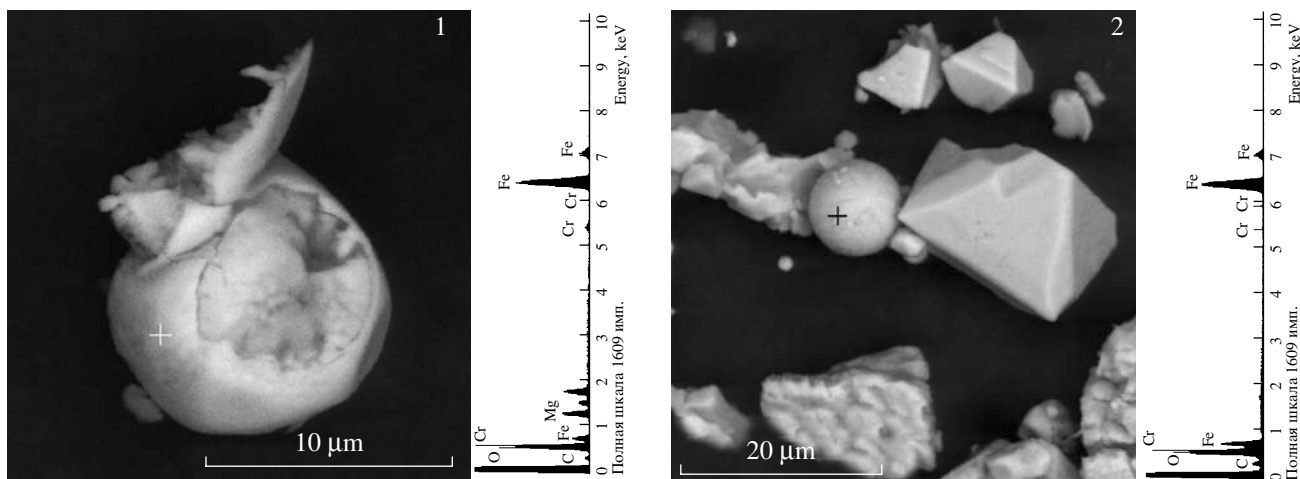




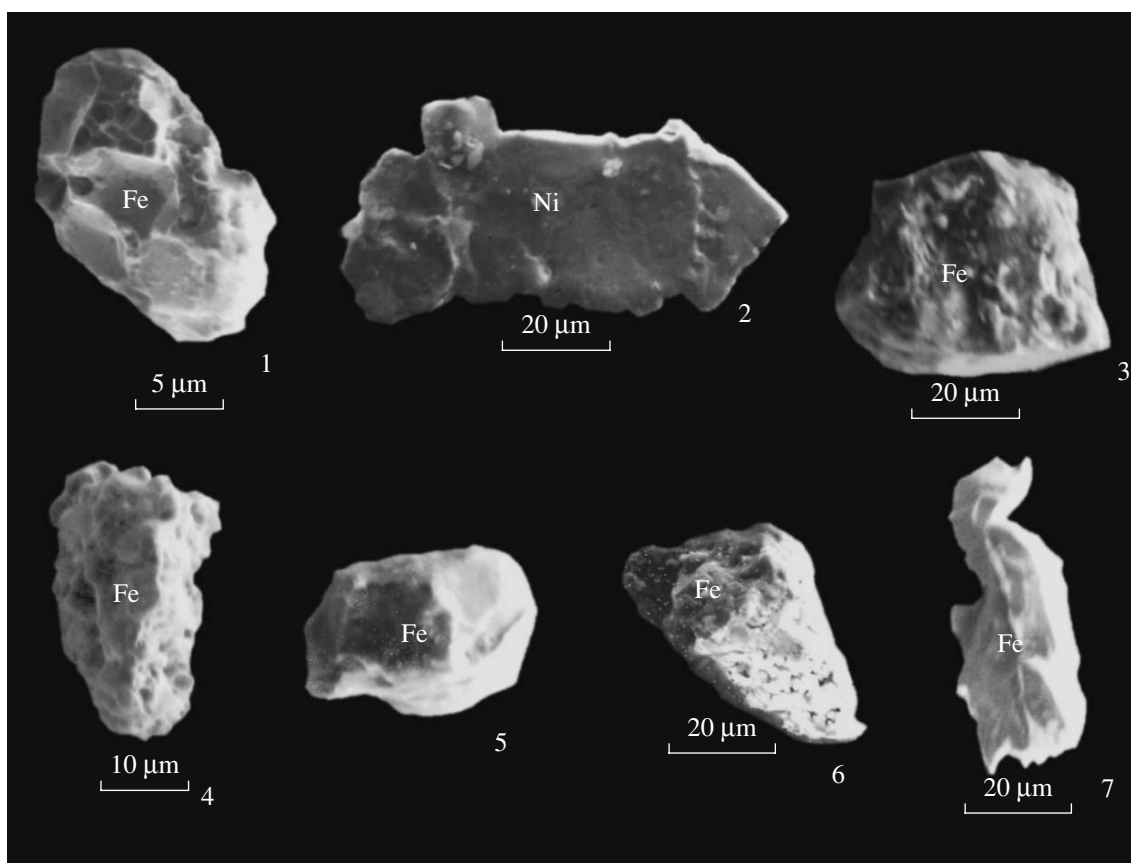
**Рис. 4.** Микросферы Fe и их спектры из переходного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Гамс: 1 – микросфера Fe с грубой сетчато-бугристой текстурой поверхности из основания переходного слоя переходного слоя J; 2 – микросфера Fe с тонкой сетчато-ячеистой текстурой поверхности, основание ( $J_0$ ) переходного слоя J; 3 – микросферы Fe с грубой сетчато-бугристой текстурой поверхности, основание ( $J_0$ ) переходного слоя J; 4 – микросфера Fe с тонкой сетчатой текстурой поверхности, мергель слоя I; 5 – микросфера Fe с тонкой сетчатой текстурой поверхности, нижняя часть переходного слоя J; 6 – микросфера Fe с тонкой сетчатой текстурой поверхности, основание (rust) переходного слоя J.

тичны пластинам сплава Ni-Fe. Находки пластин Fe с продольными бороздками связаны с нижней и средней частями переходного слоя.

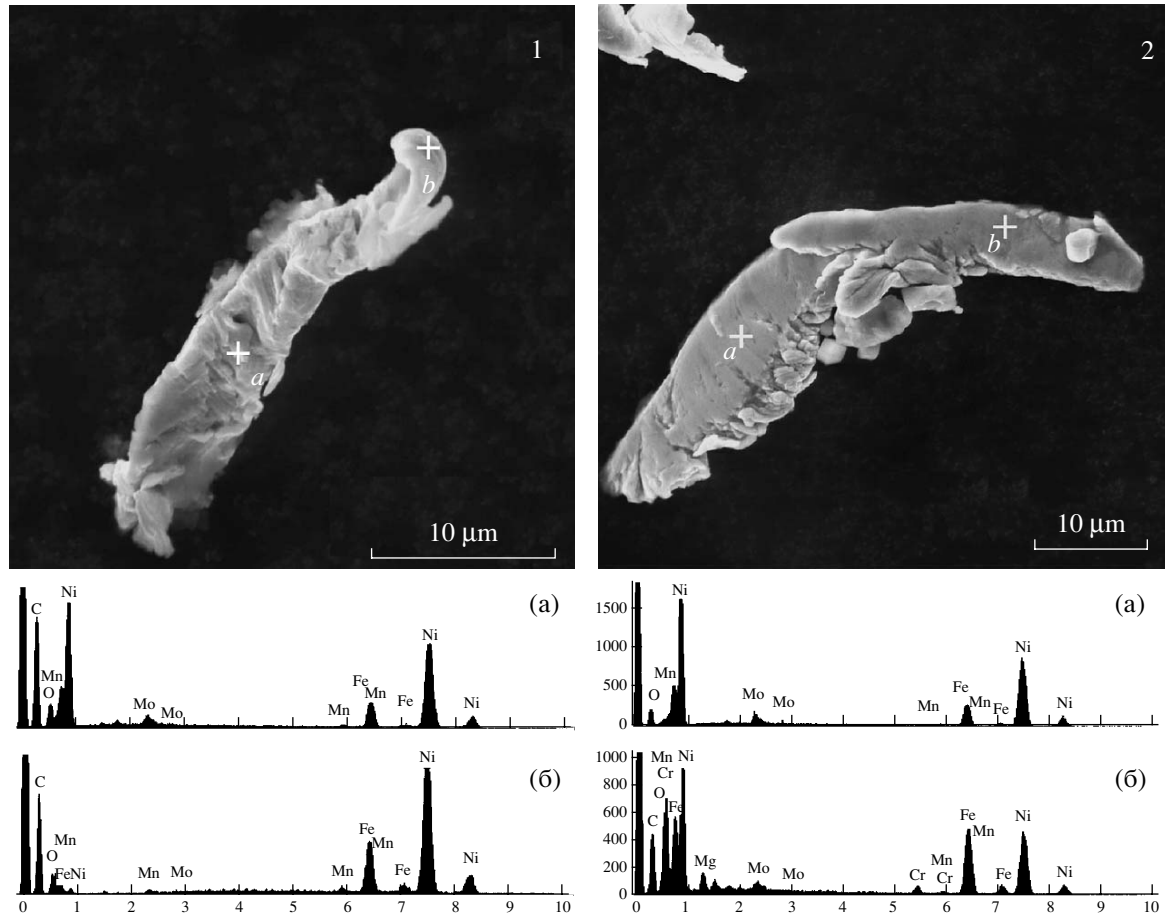
**Металлическое железо спиралевидной формы** (рис. 8, фиг. 11–14). Особый интерес представляют частицы чистого железа, имеющие форму



**Рис. 5.** Микросферы Fe, обогащенные Cr и их спектры из переходного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Гамс: 1 – микросфера Fe-Cr с грубой сетчато-бугристой текстурой поверхности, заполненная внутри глинистым материалом, верхняя часть переходного слоя **J**; 2 – микросфера Fe-Cr с грубой сетчато-бугристой текстурой поверхности, верхняя часть переходного слоя **J**.



**Рис. 6.** Микрометеориты – оплавленные металлические частицы из переходного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Гамс: 1 – частица Fe, верхняя часть переходного слоя **J**; 2 – частица Ni, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 3 – частица Fe, верхняя часть переходного слоя **J**; 4 – частица Fe, слой **K**; 5 – частица Fe, верхняя часть переходного слоя **J**; 6 – частица Fe, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 7 – частица Fe, средняя часть переходного слоя **J**.



**Рис. 7.** Металлические частицы Ni-Fe, обогащенные Mo: 1 – частица Ni-Fe, основание переходного слоя **J**; 2 – частица Ni-Fe, основание переходного слоя **J**.

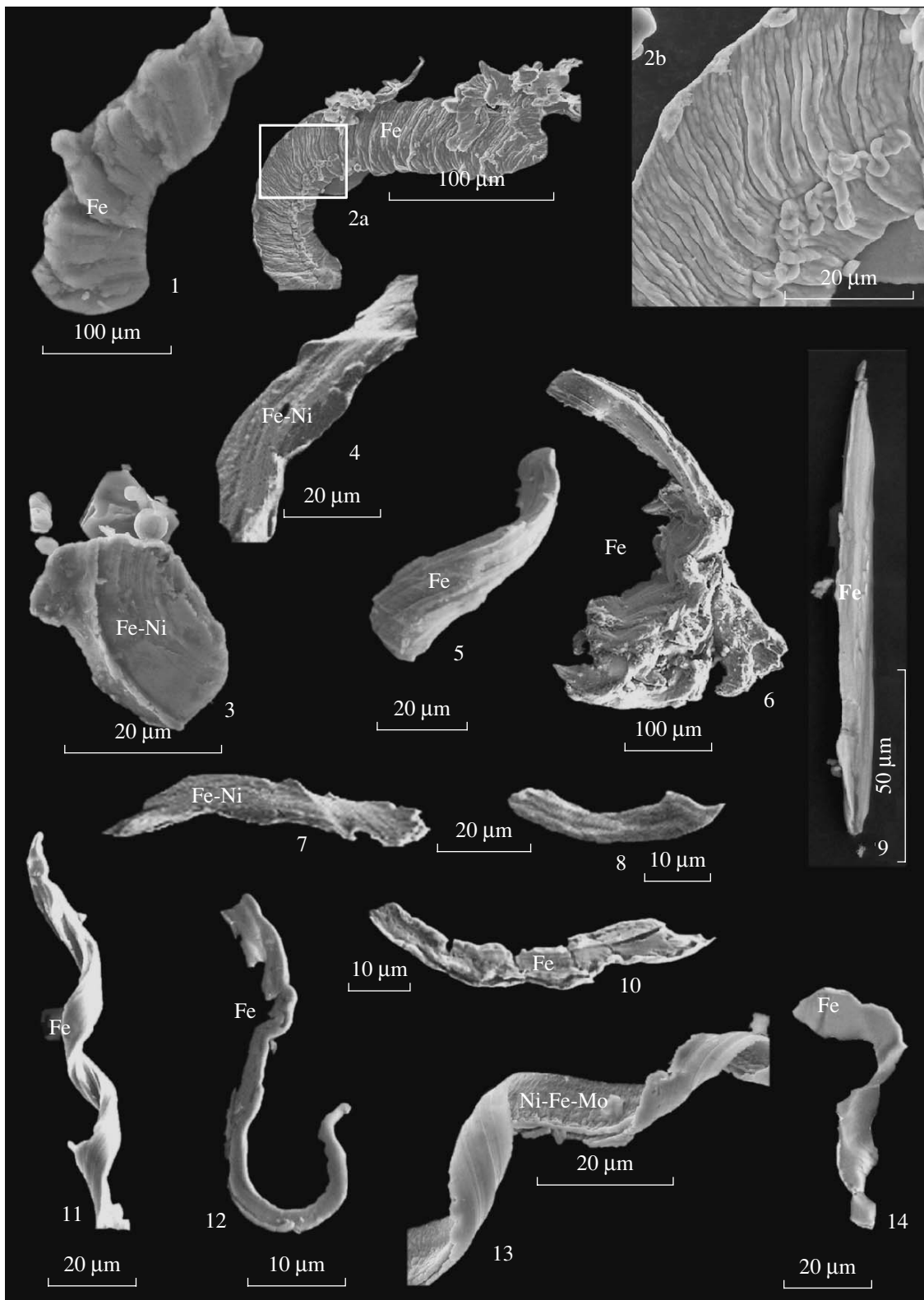
правильной спирали (рис. 8, фиг. 11) и изогнутые в виде “крючка” (рис. 8, фиг. 10). В основном они имеют состав чистого Fe и редко Fe-Ni-Mo (рис. 8, фиг. 13). Частицы спиралевидного Fe встречаются в верхней части переходного слоя **J** и в вышележащем прослое песчаника (слой **K**). Спиралевидная частица Fe-Ni-Mo встречена в основании переходного слоя **J**.

**Микроалмазы и Ni-микросферы** (рис. 3, фиг. 13–15). В верхней части переходного слоя **J**

найдено несколько зерен микроалмазов, спекшихся с Ni-микросферами. Микронзондовые исследования никелевых шариков, проведенные на двух приборах (с волновыми и энергодисперсионными спектрометрами), показали, что шарики Ni состоят из практически чистого никеля, покрытого тонкой пленкой окиси никеля [Grachev et al., 2005]. Поверхность всех никелевых шариков покрыта четкими кристаллитами с выраженными двойниками размером 1–2 мкм. Столь чистый ни-

**Рис. 8.** Металлические пластины разнообразной формы из переходного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Гамс: 1 – пластина Fe с поперечно-бугристой текстурой поверхности, переходный слой **J**; 2a–b – пластина Fe с поперечно-бугристой текстурой поверхности:

*a* – общий вид, *b* – фрагмент, основание переходного слоя **J**; 3 – частица Ni-Fe (аваруита) с концентрической бугристой текстурой поверхности, средняя часть переходного слоя **J**; 4 – пластина Ni-Fe (аваруит) с продольными бороздками на поверхности, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 5 – пластина Fe с продольными бороздками на поверхности, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 6 – спекшиеся пластины Fe с продольными бороздками, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 7 – пластина Ni-Fe (аваруит) с продольными бороздками на поверхности, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 8 – пластина Fe с продольными бороздками на поверхности, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 9 – пластина Fe, средняя часть переходного слоя **J**; 10 – пластина Fe с продольными бороздками на поверхности, нижняя-средняя часть переходного слоя **J**; 11 – спиралевидное Fe, верхняя часть переходного слоя **J**; 12 – трубчатое Fe, слой **K**; 13 – спиралевидный сплав Ni-Fe-Mo, основание переходного слоя **J**; 14 – трубчато-свернутая пластина Fe, слой **K**.



кель в виде шариков с хорошо раскристаллизованной поверхностью не встречается ни в магматических породах, ни в метеоритах, где никель обязательно содержит значимое количество примесей.

При изучении монолита из разреза Гамс 1 шарика чистого Ni встречены только в самой верхней части переходного слоя **J** (в самой верхней его части – очень тонком осадочном слое **J<sub>6</sub>**, толщина которого не превышает 200 мкм), а по данным термагнитного анализа, металлический никель присутствует в переходном слое, начиная с субслоя **J<sub>4</sub>** [Grachev et al., 2005; Pechersky et al., 2006]. Здесь наряду с шариками Ni обнаружены и алмазы. В слое, снятом с кубика площадью 1 см<sup>2</sup>, количество найденных зерен алмаза исчисляется десятками (с размером от долей мкм до десятков мкм), а никелевых шариков с размерами от долей мкм до десятков мкм – сотнями.

При изучении образцов переходного слоя, взятых непосредственно из обнажения, в верхней части слоя были обнаружены алмазы с мелкими частицами никеля на поверхности зерна. Существенно, что при изучении образцов из этой части слоя **J** было выявлено также присутствие и муассanita. Ранее находки микроалмазов были сделаны в переходном слое на границе мела и палеогена в Мексике [Hough et al., 1997].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Обнаруженные в разрезе Гамс микросферы железа с бугристой сетчатой поверхностью близки к микросферам из спекшегося тонкодисперсного магнетита, которые найдены в плейстоцен-голоценовых отложениях метеоритного кратера Мораска (Польша) [Stankowski et al., 2006], близки к таковым с текстурной поверхностью, приведенные в работе [Miono et al., 1993], тождественны встреченным в верхнем кембрии [Korchagin et al., 2007]. По существующим представлениям, только микросферам и частицам железа, возникающим при падении метеоритов, свойственна текстурная поверхность [Raukas, 2000; Stankowski et al., 2006; Szoor et al., 2001]. Таким образом, обнаруженные микросферы с рельефной текстурной поверхностью следует отнести к категории “метеоритная пыль”.

Обнаруженные в Гамсе микросферы с концентрическим внутренним строением аналогичны тем, что были обнаружены экспедицией “Челленджер” в глубоководных глинах Тихого океана [Murray, Renard, 1891]. В Гамсе, как и в других регионах мира, полые микросферы часто заполнены глинами.

Частицы железа неправильной формы с оплавленными краями, а также в виде спиралей и

изогнутых крючков и пластин обладают большим сходством с продуктами разрушения падающих на Землю метеоритов и могут быть отнесены к категории “метеоритного железа” [Raukas, 2000; Szoor et al., 2001]. К этой же категории могут быть отнесены и частицы аваруита и чистого никеля.

Однако следует отметить, что по морфологии поверхности частицы железа и никеля похожи на частицы железа и других металлов, выбрасываемых в атмосферу при работе тепловых электростанций, работающих на угле [Giere et al., 2003].

Также следует указать на то, что изогнутые частицы Fe близки разнообразным формам слез Пеле – капель лавы (лапиллей), выброшенных в жидком состоянии при вулканических извержениях [Макдональд, 1975].

Таким образом, как видно из вышеизложенного, переходный слой глины в Гамсе имеет гетерогенное строение и отчетливо подразделяется на две части – в нижней и средней частях преобладают частицы и микросферы железа, тогда как верхняя часть слоя обогащена никелем: частицами аваруита, микросферами никеля. Это подтверждается не только распределением частиц железа и никеля в глине, но также данными химического и термагнитного анализов.

Сравнение данных термагнитного анализа и микронзондового анализа свидетельствует о чрезвычайной неоднородности в распределении никеля, железа и их сплава в пределах слоя **J**, однако по результатам термагнитного анализа чистый никель фиксируется только, начиная со слоя **J<sub>4</sub>** [Grachev et al., 2005; Pechersky et al., 2006]. Также обращает на себя внимание тот факт, что спиралевидное железо встречается преимущественно в верхней части слоя **J** и продолжает встречаться в перекрывающем его слое **K**, где однако мало частиц Fe, Fe-Ni изометричной или пластинчатой формы.

Подчеркнем, что столь явная дифференциация по железу, никелю, иридию, проявленная в переходном слое глины в Гамсе, имеется и в других районах. Так, в Нью-Джерси в переходном (6 см) (сферуловом) слое иридиевая аномалия резко проявилась в основании слоя, а ударные минералы сосредоточены только в верхней (1 см) части этого же слоя [Olsson et al., 2002]. На Гаити на границе мела и палеогена и в самой верхней части сферулового слоя (unit 1) отмечается резкое обогащение Ni и ударным кварцем [Leroux, Roschia, Froget et al., 1995]. Примечательно также, что алевролиты слоя **M**, где в разрезе Гамс также встречены микросферы Fe, принадлежащие средней части зоны *Subbotina fringa*, близки по возрас-

ту к слою с аномально высокой концентрацией 1 г в зоне 1Pa(1) нижнего дания на Гаити и сферуловому слою 2 (разрез Coxquihui) в Мексике [Stinnesbeck et al., 2002].

## ВЫВОДЫ

1. Многие особенности найденных сферул Fe и Fe-Ni аналогичны шарикам, обнаруженным экспедицией “Челленджер” в глубоководных глинах Тихого океана [Murray, Renard, 1891], в районе Тунгусской катастрофы [Флоренский и др., 1968] и местах падения Сихоте-Алиньского метеорита [Кринов, 1971] и метеорита Нио в Японии [Miura, Uedo, 2001], в миоценовых мергелях Сев. Апеннин [Colombetti et al., 1996], в современных глубоководных обложениях и многих других районов мира (см. табл. 3). Исключая районы Тунгусской катастрофы и место падения Сихоте-Алиньского метеорита, во всех других случаях образование не только сферул, но и частиц различной морфологии, состоящих из чистого железа (в некоторых случаях с содержанием хрома) и сплава никеля с железом, никакой связи с импактным событием не имеют. Такие образования мы рассматриваем как результат падения на поверхность Земли космической межпланетной пыли – процесс, который непрерывно продолжается с момента образования Земли и является своего рода фоновым явлением.

2. Многие частицы, изученные в разрезе Гамс, близки по составу к валовому химическому составу метеоритного вещества в месте падения Сихоте-Алиньского метеорита (93.29% железа, 5.94% никеля, 0.38% кобальта) [Кринов, 1971].

Присутствие Mo в некоторых частицах не является неожиданным в связи с тем, что Mo присутствует во многих типах метеоритов. Содержание молибдена в различных типах метеоритов (железных, каменных и углистых хондритах) лежит в пределах от 6 до 7 г/т [Murthy, 1963; Campbell et al., 2003]. Самым важным явилась находка молибденита в метеорите Алленде в виде включения в сплав металла, состав которого следующий (вес.%): Fe – 31.1, Ni – 64.5, Co – 2.0, Cr – 0.3, V – 0.5, P – 0.1 [Fuchs, Blander, 1977]. Следует отметить, что самородный молибден и молибденит были обнаружены и в составе лунной пыли, отобранной автоматическими станциями “Луна-16”, “Луна-20” и “Луна-24” [Мохов и др., 2007].

3. Впервые найденные шарики чистого никеля с хорошо раскристаллизованной поверхностью не известны ни в магматических породах, ни в метеоритах, где никель обязательно содержит значимое количество примесей. Такая структура поверхности Ni шариков могла возникнуть в случае падения астероида (метеорита), которое привело к выделению энергии, позволившей не только рас-

плавить материал упавшего тела, но и испарить его. Пары металла могли быть подняты взрывом на большую высоту (вероятно, на десятки километров), где и происходила кристаллизация.

4. Частицы, состоящие из аваруита ( $Fe_3Ni$ ), найдены вместе с металлическими шариками никеля, они являются продуктом абляции метеорита и относятся к метеорной пыли, а оплавленные частицы железа (микрометеориты) следует рассматривать как “метеоритную пыль” (терминология Е.Л. Кринова [1971]).

5. Кристаллы алмаза, встреченные вместе с шариками никеля, вероятно, возникли при абляции метеорита из того же облака пара при его последующем охлаждении. Известно, что синтетические алмазы получают методом спонтанной кристаллизации из раствора углерода в расплаве металлов (Ni, Fe) выше линии фазового равновесия графит – алмаз в форме монокристаллов, их сростков, двойников, поликристаллических агрегатов, каркасных кристаллов, кристаллов игольчатой формы, неправильных зерен и т.д. [Бокий и др., 1986]. Практически все из перечисленных типоморфных особенностей кристаллов алмаза были обнаружены в изученном образце.

Это позволяет сделать вывод о схожести процессов кристаллизации алмаза в облаке никель-углеродного пара при его охлаждении и процессе спонтанной кристаллизации из раствора углерода в расплаве никеля в экспериментах. Однако окончательный вывод о природе алмаза можно будет сделать после его детальных изотопных исследований, для чего необходимо получить достаточно большое количество вещества.

Таким образом, изучение космического вещества в переходном слое глин на границе мела и палеогена показало его присутствие во всех частях (от слоя  $J_1$  до слоя  $J_6$ ), однако признаки импактного события фиксируются, начиная только со слоя  $J_4$ .

Данная работа была выполнена при поддержке программы № 5 “Взаимодействие плюма с литосферой” Отделения наук о Земле РАН и гранта Президента РФ для поддержки научных школ ЗШ-1901.2003.5.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бокий Г.Б., Безруков Г.Н., Клюев Ю.А., Нелетов А.М., Непша В.И. Природные и синтетические алмазы. М.: Наука. 1986. 221 с.
- Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А. Космическое вещество в глине на границе мела и палеогена (Гамс, Восточные Альпы). Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле. М.: ИФЗ РАН. 2006. С. 21–22.
- Грачев А.Ф., Каменский И.Л., Корчагин О.А., Коллманн Х. Первые данные об изотопии гелия в переходном слое глин на границе мела и палеогена (Гамс, Восточные Альпы) // Физика Земли. 2007. № 9. С. 61–67.

- Иванов А.В., Флоренский К.П. Интенсивность выпадения мелкодисперсного космического вещества на Землю // Геохимия. 1970. № 11. С. 1365–1372.
- Кринов Е.Л. Новые исследования падения и сбор частей Сихоте-Алиньского метеоритного дождя. Проблемы космохимии и метеоритики. Киев: Наукова думка. 1971. С. 117–128.
- Левин Б.Ю., Симоненко А.Н. Земля среди пыли и камней // Природа. 1973. № 4. С. 7–14.
- Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир. 1975. 431 с.
- Мохов А.В., Карташов П.М., Богатиков О.А. Луна под микроскопом. М.: Наука. 2007. 127 с.
- Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И. Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры и флюидного режима современной гидротермальной системы Баранского (о. Итуруп) // Докл. РАН. 1997. Т. 356. С. 671–681.
- Симоненко А.Н., Левин Б.Ю. Приток космического вещества на Землю // Метеоритика. 1972. Вып. 31. С. 45–56.
- Соботович Э.В., Бондаренко Г.Н., Коромысленко Т.И. Космическое вещество в океанических осадках и ледниковых покровах. Киев: Наукова думка. 1978. 118 с.
- Соботович Э.В. Космическое вещество в земной коре. М.: Атомиздат. 1976. 159 с.
- Фесенков В.Г. Достижения и актуальные проблемы метеоритики // Метеоритика. 1972. Вып. 31. С. 3–17.
- Флоренский К.П. Проблема космической пыли и современное состояние изучения Тунгусского метеорита // Геохимия. 1963. № 3. С. 284–296.
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Кирова О.А., Заславская Н.И. Фазовый состав мелкодисперсного внеземного вещества Тунгусской катастрофы // Геохимия. 1968. № 10. С. 1174–1182.
- Bi D., Morton R.D., Wang K. Cosmic nickel-iron alloy spherules from Pleistocene sediments, Alberta, Canada // Geochim. Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 4129–4136.
- Brownlee D.E. Cosmic dust: Collection and research // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1985. V. 13. P. 147–173.
- Brownlee D.E., Bates B.A., Wheelock M.M. Extraterrestrial platinum group nuggets in deep-sea sediments // Nature. 1984. V. 309. P. 603–605.
- Campbell A.J., Simon S.B., MUNIR Humayuni M., Grossman L. Chemical evolution of metal in refractory inclusions in CV3 chondrites Geochimica et Cosmochimica Acta. 2003. V. 67. № 17. P. 3119–3134.
- Chapman M.G., Lauretta D. Iron spherules from the Triassic-Jurassic boundary zone of the Lower Moennave, Nevada: a preliminary report on possible extraterrestrial dust depositor // 32nd IGC Florence 2004 – Scientific Sessions: abstracts (part 2). P. 1141.
- Colombetti A., Ferrari G., Nicolodi F., Panini F. Some metallic spherules in calcareous-marly sediments of the Romahoro Flysch, Sestola-Vidiciatico tectonic unit (Modena district, Northern Apennines, Italy) // Planet. Space Sci. 1998. V. 46. P. 329–340.
- Ebihara M., Miura T. Chemical characteristics of the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Gubbio, Italy, Stevns Klint, copper, gold, dust, cerium // Geochim. Cosmochim. Acta. 1996. V. 24. P. 5133–5144.
- Einaudi M.T., Marvin U.B. Black magnetic spherules from Pleistocene and recent beach sands // Geochim. Cosmochim. Acta. 1967. V. 31. P. 1871–1872.
- El Coresy A. Metallic spherules in Bosumtwi crater glasses // Earth Planet. Sci. Lett. 1966. V. 1. P. 23–24.
- Engrand C., McKeegan K.D., Laurie A. et al. Isotopic compositions of oxygen, iron, chromium, and nickel in cosmic spherules: Toward a better comprehension of atmospheric entry heating effects // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 5365–5385.
- Farley K.A. Cenozoic variations in the flux of interplanetary dust recorded by <sup>3</sup>He in a deep-sea sediment // Nature. 1995. V. 376. P. 153–156.
- Finkelman R.B. Magnetic particles extracted from manganese nodules: suggested origin from stony and iron meteorites // Science. 1970. V. 167. P. 982–984.
- Flores W.T., Magant M. Cretaceous/Tertiary and Permian/Triassic boundary events compared // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 56. P. 3297–3309.
- Fuchs L.H., Blander M. Molybdenite in calcium-aluminium-rich inclusions in the Allende Meteorite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 1170–1175.
- Genge M.J., Crady M.M., Hutchinson R. The texture and compositions of fine-grained Antarctic micrometeorites: Implications for comparisons with meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 5149–5162.
- Giere R., Carleton L.E., Lumpkin G.R. Micro- and nanochemistry of fly ash from a coal-fired plant // Am. Miner. 2003. V. 88. P. 1853–1863.
- Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A., Pechersky D.M., Tsel'movich V.A. A new look at the nature of the transitional layer at the K/T boundary near Gams, Eastern Alps, Austria, and the problem of the mass extinction of the biota // Russ. J. Earth Sci. 2005. V. 7. P. 1–45.
- Grachev A.F., Tsel'movich V.A., Korchagin O.A., Kollmann H.A. Two spinel populations from the Cretaceous-Paleogene (K/T) boundary clay layer in the Gains stratigraphic sequence, Eastern Alps // Russ. J. Earth Sci. 2007. V. 10. № 2. P. 1–11.
- Hough R.M., Gilmour I., Pillinger C.T., Langerhorst F., Montanari A. Diamonds from the iridium-rich K/T boundary layer at Arroyo el Mimbral, Namaulipas, Mexico // Geology. 1997. V. 25. P. 1019–1022.
- Hunter W., Parkin D.W. Cosmic Dust in Recent Deep-Sea Sediments // Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences. 1960. V. 255. № 1282. P. 382–397.
- Jedwab J. Cosmic dust in manganese nodules. Pictures from the Report on “Deep-sea deposits” of the H.M.S. Challenger’s expedition. <http://www.ub.ac.be/sci.erices/cosmicdust.pdf>.
- Karner D.B., Levine J., Muller R. et al. Extraterrestrial accretion from the GISP2 ice core // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 751–763.
- Keller G., Adatte T., Stinnesbeck W., Luciani V., Karoui-Yaakoub N., Zaghbib-Turki D. Paleoecology of the Cretaceous-Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2002. V. 178. P. 257–292.
- Keller G., Stinnesbeck W. Iridium and the K/T boundary at El Caribe, Guatemala // Int. Journ. Earth Sci. V. 88. P. 840–843.

- Kollmann H.A.* Stratigraphie und Tectonik des Gosaubeckens von Gams (Steirmark, Osterreich) // *Jb. Geol. B.A.* 1963. Bd. 107. S. 71–159.
- Korchagin O.A., Dubinina S.V., Tsel'movich V.A., Pospelov I.I.* Possible impact event in the Late Cambrian // *Global Geology*. 2007. V. 10. № 1. P. 78–82.
- Kosakevitch A., Disnar J.R.* Nature and origin of chemical zoning in the metal nucleus and oxide cortex of cosmic spherules from the Tuamotu Archipelago, French Polynesia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1997. V. 61. P. 1073–1082.
- Kring D., Boyton W.V.* Altered spherules of impact melt and associated relic glass from the K/T boundary sediments in Haiti // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55. P. 1737–1742.
- Kurat G., Koeberl C., Presper T. et al.* Petrology and geochemistry of Antarctic micrometeorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1994. V. 58. P. 3879–3904.
- Kyte F.T., Wasson J.T.* Accretion rate of extraterrestrial matter: iridium deposited 33 to 7 million years ago // *Science*. 1986. V. 232. P. 1225–1229.
- Lahodinsky R.* Lithostratigraphy and sedimentology across the Cretaceous/Tertiary boundary in the Flyschgösa (Eastern Alps, Austria) // *Riv. Espanola de Paleontologia. N Extraordinario*. 1988. P. 73–82.
- Leroux H., Rocchia R., Froget L. et al.* The K/T boundary at Beloc (Haiti): compared stratigraphic distributions of the boundary markers // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 132. pp. 255–268.
- Marcantonio F., Kumar N., Stute M. et al.* A comparative study of accumulation rates derived by He and Th isotope analysis of marine sediments // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 133. P. 549–555.
- Martinez-Ruiz F., Huertas M.O., Palomo I., Acquafredda P.* Quench textures in altered spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary layer at Agost and Caravaca, SE Spain // *Sedimentary Geology*. 1997. V. 113. pp. 137–147.
- Marvin U.B., Einaudi M.T.* Black magnetic spherules from Pleistocene beach sands // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1967. V. 3. P. 1871–1884.
- Maurette M., Jehanno C., Robin E., Hammer C.* Characteristics and mass distribution of extraterrestrial dust from the Greenland ice cap // *Nature*. 1986. V. 328. P. 699–702.
- Messenger S., Stadermann F.J., Floss C. et al.* Isotopic signatures of presolar materials in interplanetary dust // *Space Science reviews*. 2003. V. 106. P. 155–172.
- Miono S., Nakayama Y., Shoji M., Tsuji H., Nakanishi A.* Origin of microspherules in Paleozoic-Mesozoic bedded chert estimated by PIXE analysis // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. 1993. B75. P. 435–439.
- Miura Y., Uedo Y.* Iron spherules and melted fragments found at rice-field of Nio meteorite shower site in Yamaguchi, Japan // *Lunar Planet. Sci.* 2001. XXXII.
- 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. V. 3. Neil. Edinburg. 1891.
- Murthy V.R.* Elemental and isotopic abundances of molybdenum in some meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1963. V. 27. P. 1171–1178.
- Olsson R.K., Miller K.G., Browning J.V., Wright J.D., Cramer B.S.* Sequence stratigraphy and sea-level change across the Cretaceous-Tertiary boundary on the New Jersey passive margin // *Geol. Soc. Am.* 2002. Sp. Pap. 356. P. 97–108.
- Parkin D.W., Sullivan R. A. L., Andrews J.N.* Further Studies on Cosmic Spherules from Deep-Sea Sediments // *Phil. Trans. Roy. Soc. London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*. V. 297. 1980. P. 495–518.
- Pattan J.N., Pearce N.J.G., Banakar V.K., Parthibian G.* Origin of ash in the Central Indian Basin and its implication for volume estimate of the 74000 year BP Youngest Toba eruption // *Current Science*. 2002. V. 83. P. 889–892.
- Pechersky D.M., Grachev A.F., Nourgaliev D.K., Tsel'movich V.A., Sharonova Z.V.* Magnetolithologic and Magnetomineralogic Characteristics of Deposits at the Mesozoic/Cenozoic Boundary: Gams Section (Austria) // *Russian J. Earth Sci.* 2006. Vol. 8. (3) pp. 1–23.
- Raukas A.* Investigation of impact spherules – a new promising method for the correlation of Quaternary deposits // *Quaternary Intern.* 2000. V. 68–71. P. 214–252.
- Schimitz B., Lindsrom M., Asaro F., Tassari M.* Geochemistry of meteorite-rich marine limestone strata and fossil meteorites from the lower Ordovician at Kinnekulle, Sweden // *Earth and Planetary Science Letters*. 1996. V. 145. P. 31–48.
- Smit J., Romein A.J.T.* A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 74. P. 155–170.
- Stadermann F.J., Christine Floss Ch., Brigitte Wopenka B.* Circumstellar aluminum oxide and silicon carbide in interplanetary dust particles // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2006. V. 70. P. 6168–6179.
- Stankowski W.T.J., Katrusiak A., Budzianowski A.* Crystallographic variety of magnetic spherules from Pleistocene and Holocene sediments in the Northern foreland of Morasko-Meteorite Reserve // *Planetary Space Science*. 2006. V. 54. P. 60–70.
- Stinnesbeck W., Keller G., Schulte P., Stüben D., Berner Z., Kramar U., Guadalupe L.-O.* The Cretaceous-Tertiary (K/T) boundary transition at Coxquinhui, state Veracruz, Mexico: evidence for an early Danian impact event? // *J. South Am. Earth Sci.* 2002. V. 15. P. 497–509.
- Szoor Gy., Elekes Z., Rozsa P., Uzonyi I., Simulak J., Kiss A.Z.* Magnetic spherules: cosmic dust or markers of a meteoritic impact? // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research*. 2001. Ser. B. V. 181. P. 557–562.
- Winckler G., Fisher H.* 30 000 years of cosmic dust in Antarctic ice // *Science*. 2006. V. 313. P. 491.
- Yada T., Nakamura T., Takaoka N. et al.* The global accretion rate of extraterrestrial materials in the last glacial period estimated from the abundance of micrometeorites in Antarctic glacier ice // *Earth Planets Space*. 2004. V. 56. P. 67–79.