

7. Ископаемые микрометеориты, микротектиты и микрокрититы: методика исследований, классификация и импакт-стратиграфическая шкала

О.А. Корчагин

В работе проведен анализ морфологии, химического состава и стратиграфического распространения ископаемых малоразмерных микрометеоритных космических тел, фиксируемых в разрезах осадочных отложений различного возраста и генезиса. Случаи поступления на Землю в большом количестве малоразмерных космических частиц (микрометеоритных событий) предлагается рассматривать столь же важным процессом влияния на Землю со стороны Космоса, что и падение крупных метеоритов (импактных событий). В работе приводится обновленная схема импакт-стратиграфии фанерозоя и стратиграфические уровни находок микрометеоритов различных типов, микрокрититов, тектитов и микротектитов.

O.A. Korchagin. Fossil micrometeorites, microtektites and microkristites: method of investigations, classification and Impact-Stratigraphy Scale

The work is focused on the analysis of the morphology, chemical composition and stratigraphic distribution of fossil micrometeorites - of small cosmic bodies recorded in the sedimentary sections of different age and origin. The penetration to the Earth a large of the number of small cosmic particles (Micrometeorites Events) is proposed to consider as an important process of the influence of the Earth from the Space, that similar with the fall of large meteorites (Impact Events). At this paper provides the update scheme of Impact Stratigraphy of Phanerozoic and the marked of the stratigraphic levels the different types of micrometeorites, tektites, mikrotektites and mikrokristsites, which were found in sedimentary deposits.

Введение

Биосфера, климат и геологические структуры Земли находились и находятся в большой зависимости от процессов в Космосе. Один из таких процессов связан с поступлением на Землю космического вещества либо в виде падения метеоритов, либо в виде выпадения мелких пылевых частиц различной конфигурации.

Интерес к изучению следов и последствий падения на Землю крупных космических тел возрос после работы Л. Альвареса, выявившего слой с иридием на границе мела и палеогена в разрезе Губбио (Италия), связав его с падением на Землю огромного метеорита в кратере Чиксулуб (Мексика) и крупнейшим в истории развития органического мира вымиранием биоты [Alvarez et al., 1980]. Впоследствии, падение метеоритных тел на Землю стали рассматриваться в качестве «импактных событий», а слои, обогащенные иридием, получили название «иридиевых аномалий» или стали обозначаться как «астрогеологические события» [Xu et al., 1989].

В результате 30-летних исследований следы импактных событий и иридиевые аномалии, кро-

ме границы мела-палеогена в Губбио, были обнаружены в других регионах мира и на многих рубежах геологической истории развития Земли. К настоящему моменту на поверхности Земли выявлено около 53000 обломков метеоритов и 180 ископаемых и современных метеоритных кратеров.

По мере накопления данных о падениях метеоритов – иридиевых аномалиях и ископаемых метеоритных кратерах – следы импактных событий начали использоваться в виде геологических и стратиграфических маркеров (impact signature, impact tracer), обособившись в отдельное направление исследований под названием «импакт-стратиграфия» [Montanari, Koeberl, 2002].

Главной целью этого направления стало выявление импактных событий на разных рубежах геологической истории и выработка критериев их диагностики. Кроме иридиевых аномалий другими трэйсерами импактных событий стали рассматриваться находки в разрезе осадочного чехла вблизи и на удалении от метеоритных кратеров зерен ударного кварца, Ni-шпинели, ударных алмазов, импактного стекла, ударного циркона, сфе-

рул и микросфер различного состава, прослоев штормовых осадков (темпеститов), вызванных цунами от падения метеорита в океан, и сажи, образовавшейся при пожарах от падения метеоритов на сушу [Montanari, Koeberl, 2002]. В качестве потенциального стратиграфического маркера и индикатора импактных событий в последние годы рассматриваются и находки ископаемых молекул углерода C^{60} (фуллерен) [Sankaran, 2002].

Широкомасштабные исследования ископаемых следов падения на Землю крупных космических тел и большой интерес к ним со стороны общества послужили основой для создания «импактной гипотезы» как определяющего механизма формирования переломных рубежей в развитии литосферы и биосферы Земли. «Импактная гипотеза» получила широкое развитие в исследовании различных процессов изменения атмосферы, гидросферы и климата, сопровождавших падения метеоритов и воздействовавших на органический мир [Racki, 1999; Montanari, Koeberl, 2002].

Однако по мере накопления данных и детализации исследований стали накапливаться факты, заставляющие с большей осторожностью относиться к «импактной гипотезе» как основе, объясняющей резкие перестройки и катастрофы в развитии Земли. Оказалось, что используемые для диагностики импактных событий трэйсеры (в том числе и иридий) могут иметь иную, не связанную с падением метеоритов, природу. Например, было показано, что повышенные концентрации иридия во льдах Антарктиды связаны с вулканизмом [Koeberl, 1989]; Ni-шпинель, ударный кварц, муассонит могут быть связаны с вулканизмом и метаморфизмом пород [Grachev et al., 2005]. Обнаружилось, что имеются иридиевые аномалии, которые не сопровождаются существенными перестройками биологических систем и вымираниями органического мира. Например, крупная иридиевая аномалия и сопутствующие ей несколько горизонтов стеклянных сферул импактного происхождения в позднем эоцене Северной Америки не сопровождаются крупными вымираниями биоты [Keller et al., 1987]. Или другая крупная иридиевая аномалия – метеоритный кратер и горизонт с микросферами на рубеже юры и мела в Арктике – не сопровождаются катастрофическими изменениями в развитии биоты ни в этом регионе, ни за его пределами [Захаров и др., 1993; Dyrpvik et al., 2006].

Также выяснилось, что наряду с иридием на рубежах массовых вымираний биоты имеются крупные аномалии токсичных элементов, таких как мышьяк, происхождение которого не удается связать с метеоритами и космическим веществом [Grachev et al., 2005]. Оказалось также, что эпи-

зоды вымирания биот часто не были внезапными, а носили постепенный характер [Кауффман, 1986; Левен, Корчагин, 2001].

Таким образом, стало очевидно, что процессы, происходившие в прошлом на Земле и влиявшие на органический мир, были существенно сложнее и не могут быть объяснены только с точки зрения импактных событий [Keller, 2009]. Так, в последнее время стало широко обсуждаться влияние на климат и биоту Земли плюмового вулканизма, связанного с глубинными мантийными процессами и сопровождавшегося формированием крупных магматических провинций [Грачев, 2000а,б; Patterson et al., 2004; Grachev, 2009].

В этой связи в последние годы усилилось противопоставление роли и влияния на Землю случаев падений метеоритов и проявлений эндогенного вулканизма (Impact vs Vulcano) [Glikson, 2005; White, Saunders, 2005]. В результате кропотливых исследований по обоим направлениям обнаружилось совпадение или близость по времени проявления на отдельных рубежах геологической истории крупных импактных событий, вулканической активизации и вымираний биоты. Так, например, на рубеже мела и палеогена падение метеорита в Чикскулубе совпало по времени с обширным вулканизмом в конце мелового периода на полуострове Индостан и хребте 90 градусов в Индийском океане. На рубеже перми и триаса массовое извержение сибирских траппов совпало по времени с падением крупного метеорита Бедоут на северо-западном шельфе Австралии и метеоритов в Антарктиде. Исследования Марса также показали, что крупные вулканические провинции и метеоритные кратеры на этой планете располагаются на противоположных сторонах.

Эти наблюдения стали основой новой «антиподальной» гипотезы катастрофического взаимодействия космических событий и земных магматических процессов [Jones et al., 2001, 2002; Hagstrum, 2005]. Согласно «антиподальной» гипотезе падения крупных метеоритов на Землю вызывали возмущения глубинных оболочек Земли и приводили к активизации магматизма с противоположной от места падения метеорита стороны планеты [Jones et al., 2001, 2002; Hagstrum, 2005].

Однако существуют расчеты, согласно которым падение на Землю даже такого крупного метеорита, как упавший в Чикскулубе (Мексика) на рубеже мела-палеогена, не может вызвать возмущения в мантии и земной коре и привести к активизации плюмового магматизма [Molodensky, 2005]. К этому нужно добавить, что крупные ископаемые метеоритные кратеры на Земле часто не имеют временных аналогов магматических провинций и очагов обширного вулканизма. Тем не менее,

«антиподальная» гипотеза остается в настоящее время весьма популярной среди специалистов.

По мере детализации исследований импактных событий и совершенствования инструментальных аналитических средств их диагностики стали выявляться тонкие прослои и горизонты осадочных пород, обогащенных космическим веществом. В одних случаях подобные горизонты приурочены к стратиграфическим интервалам известных крупных импактных событий и иридиевых аномалий, в других такой связи не обнаруживалось. Позднее стало выясняться, что не все анализируемые стратиграфические последовательности содержат горизонты, обогащенные космическим веществом, или даже единичные зерна таких частиц, из которых наибольшее внимание привлекали металлические и силикатные шарики. Следует отметить, что находки космических частиц – микросфер железного (магнетитового) и силикатного составов – в осадочных породах различного возраста были известны давно. Еще «Гломар Челленджер» в 1872–1876 гг. поднял океанические осадки, содержащие подобные микросферы. Долгое время подобные микросферы рассматривались как индикаторы падения крупных космических тел (метеоритов). Также долгое время считалось, что процесс поступления на Землю малоразмерных частиц носит постоянный фоновый характер, существенно не влияющий на климат и биосферу, ввиду чего микросферы космического происхождения, обнаруживаемые в осадочных породах различного возраста, часто игнорировались.

Вместе с тем оказалось, что из ежегодно поступающего на Землю космического материала, по разным оценкам от 4000 до 10000 т [Соботович, 1976; Karner et al., 2003; Yada et al., 2004], около 95% объема связано с малоразмерными частицами диаметром 50–400 мкм [Kurat et al., 1994].

Появились также расчеты, показывающие, что небольшой глобально распространенный слой микросфер (сферул) образуется в результате падения астероида более 10 км в диаметре [Johnson, Melosh, 2012]. Также существуют предварительные расчеты, согласно которым находки даже 9 микросфер в 1 кг породы следует рассматривать как свидетельство чрезвычайно высокой интенсивности поступления на Землю космических микрочастиц на порядки (в 40 раз) выше современного уровня [Dredge et al., 2010].

В этой связи горизонты с космическими микрочастицами (в том числе с микросферами) стали рассматриваться в качестве «космических микрометеорных пылевых событий» (CDE) [Корчагин, 2010] или космических «аномальных событий» [Dredge et al., 2010]. Также оказалось, что ранее

проведенные наблюдения за Марсом и Венерой выявили значительные изменения их атмосфер за счет существенного возрастания количества поступающих в них микротектитов и оплавленных частиц в результате многочисленных малых импактных событий, названных «внешнеатмосферными рассеянно-пронизывающими импактами» [Lorenz, 2000].

Таким образом, представляется необходимым рассмотрение отдельно таких явлений, как «импактные события», связанные с падением на Землю крупных метеоритов, зафиксированные метеоритными кратерами, и «космические микрометеоритные (пылевые) события», связанные с проникновением на Землю большого количества малоразмерных космических частиц. Последние образуют «космические пылевые бури» в атмосфере, зафиксированные маломощными горизонтами осадочных пород, и обусловленные ими процессы в атмосфере и гидросфере, влиявшие на Землю и биоту.

Ввиду имеющихся в настоящее время трудностей в диагностике обозначенных явлений некоторые из событий, идентифицируемые как «космические микрометеоритные события», могут впоследствии рассматриваться как «импактные» (и наоборот).

Возросший интерес к исследованию космических частиц небольшого размера после работ К.П. Флоренского с соавторами [1968а,б] стал сопровождаться выявлением большого их разнообразия по морфологии, текстуре, химическому составу и происхождению [Taylor, Brownlee, 1991; Glass et al., 1991, 2004; Bi et al., 1993; Hughes, 1997; Koeberl et al., 1997; Gende, Grady, 1999; Taylor et al., 2000, 2007; Raukas, 2000; Taylor, Lever, 2001; Szoor et al., 2001; Glass, 2002; Sankaran, 2002; Grachev et al., 2005; Stankowski et al., 2006; Miura, 2006; Корчагин и др., 2007, 2010; Грачев и др., 2008; Грачев, 2010; Genge et al., 2008; Guaita, Martegani, 2008; Коротчанцев и др., 2009; Корчагин, 2010; Dredge et al., 2010; Haynes et al., 2010; Корчагин, Цельмович, 2011; Бадуков и др., 2011; Печерский и др., 2012; Цельмович, 2012; Корчагин, Бордунов, 2013]. Однако пока не удалось выработать единую общепринятую морфологическую, генетическую классификацию и терминологию ископаемых микрочастиц космического происхождения, так же как пока нет надежных критериев определения генезиса космических микрочастиц. Так, ранее сферулы силикатного состава с диаметром более 1 мм было предложено называть *тектитами*, а с диаметром менее 1 мм – *микротектитами* [Montanari, Koeberl, 2002]. Среди космических микрочастиц различают *микрометеориты* (MMs) и *метеоритные абляционные сферы* (MAS) [Genge, Grady, 1999].

Метеоритные абляционные сферы часто рассматриваются как переплавленные частицы – обломки поверхности метеоритов, возникшие в результате их плавления при вхождении в атмосферу или образующиеся за счет испарения метеоритов. Считается, что метеоритные абляционные сферы формируются на низкой околоземной орбите, где и образуют повышенные концентрации. Микрометеоритами часто считаются полностью или частично переплавленные частицы небольшого размера, которые образовались в космическом пространстве в результате столкновения и распада астероидов; либо же к микрометеоритам предлагалось относить все космические частицы, имеющие размеры от 10–25 до 100 мкм [Taylor et al., 2000], или только оплавленные магнетитовые сферы с кристаллической структурой прорастания (дендровидной структурой) [Dredge et al., 2010]. Часто полностью переплавленные микрометеориты называются «космическими сферами» (cosmic spherules).

Считается, что микрометеориты отличаются от метеоритных абляционных сфер химическим составом [Genge, Grady, 1999]. Так, абляционные метеоритные сферы, происходящие из низких орбит, содержат повышенные концентрации никеля, тогда как микрометеориты (космические микросферы), напротив, содержат низкие его концентрации [Genge, Grady, 1999]. Также было показано, что при высоких температурах абляционные метеоритные сферы испытывают ликвацию и разделение составов на ядро, обогащенное никелем, и Fe-оболочку, которая может отделяться от Ni-ядра при прохождении микросфер через атмосферу [Vi et al., 1993]. В этом случае формируются скорлуповатые полые внутри микросферы – оболочки,

обогащенные железом, и ядра, обогащенные никелем. Кроме того, поверхность микрометеоритов может быть обеднена никелем в результате их окисления при вхождении в атмосферу [Szoor et al., 2001]. Таким образом, оказалось, что никель, даже если и присутствует в микросфере, может и не фиксироваться при анализе химического состава поверхности микрометеоритов и микросфер.

Микрометеориты также было предложено различать по химическому составу и выделять кремнисто-каменные микрометеориты S-типа и железистые микрометеориты I-типа [Genge et al., 2008]. Считается, что микрометеориты S-типа встречаются в ископаемом виде реже, чем микрометеориты I-типа ввиду их большей подверженности эрозии и разрушению при захоронении и диагенезе. Предполагается также, что космические сферы I-типа образовывались за счет плавления хондритов, а микрочастицы (микрометеориты), обогащенные хромитом (как, например, в Швеции), которые происходят из L-хондритов. Магнетитовые микросферы были отнесены к микросферам I-го типа [Taylor, Lever, 2001].

Таким образом, несмотря на заметный прогресс в исследованиях малоразмерных ископаемых частиц космического происхождения пока еще не существует надежных критериев построения их генетической классификации. В этой связи по-прежнему остается в силе сделанное в конце 60-х годов прошлого века замечание о том, что «<...> простое присутствие (или отсутствие) в магнитных шариках одного какого-либо элемента (Ni, Co, Cu, Mn, Ti, Cr) не позволяет рассматривать его как прямой признак, отличающий шарики космогенного и петрогенного происхождения» [Флоренский и др., 1968а, с. 1169].

Материал

В основу настоящей работы положены исследованные автором и опубликованные материалы с описаниями частиц космического происхождения из различных стратиграфических интервалов и регионов мира – верхнего кембрия Казахстана [Корчагин и др., 2007], границы перми и триаса Мейшаня (Китай) [Корчагин и др., 2010], границы альба и сеномана Крыма [Корчагин, 2010], границы мела и палеогена в Гамсе (Австрия) [Grachev et al., 2005, 2007; Грачев и др., 2007, 2008; Korchagin, Kollmann, 2009] и Стевенс Клинте (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011], среднего миоцена Восточной Камчатки [Корчагин, Бордунов, 2013]. Некоторые данные приводятся впервые. К ним относится описание и химические составы сферуловых слоев из пограничных отложений мела

палеогена из кратера Чикскулуб (разрезы Эль-Пиньон, Эль-Мулато), описания микротектитов из пограничных отложений коньяка и сантона Крыма (Белогорск), анализ популяций Ni-шпинели из пограничных отложений мела и палеогена Гамса и различных регионов мира.

Кроме того, в работе использованы неопубликованные данные, находящиеся в распоряжении автора, полученные в результате совместных исследований с коллегами из других институтов, – по границе перми и триаса Мейшаня (цериевые микросферы и редкоземельные частицы) (материалы О.А. Корчагина, В.А. Цельмовича), высокоуглеродистые микросферы из пограничных отложений перми и триаса разреза Недуброво-2 (Центральная Россия) (материалы В.Р. Лозовско-

го), микрометеориты из пограничных отложений альба-сеномана разреза Губден (Дагестан, Россия) (материалы О.А. Корчагина, С.В. Соловьева).

Кроме собственного материала в работе проведен и анализ имеющихся по рассматриваемой проблеме литературных данных.

Методические рекомендации

Наиболее эффективной методикой исследования горизонтов осадочных пород, обогащенных космическим веществом, в настоящее время следует считать методику «mm-peg-mm» [Grachev et al., 2005, 2007; Корчагин, Цельмович, 2011; Корчагин, 2010; Корчагин и др., 2013]. По этой методике происходит выделение ориентированных монолитов или блоков горных пород из естественных обнажений или фрагментов керна, которые в лабораторных условиях делятся на равные интервалы в 1–2 см, а в последующем – на 2–5 мм (рис. 7.1, 7.2). В дальнейшем изучается порода для каждого интервала отдельно – определяется возраст отложений, выделяется микрофауна (если таковая имеется), которая детально изучается существующими для каждой группы ископаемых приемами, определяются содержания главных, малых и редких элементов в породе, изотопия кислорода и углерода, проводится термомагнитный экспресс-анализ и из породы выделяется магнитная фракция, которая изучается под электронным микроскопом. Важным является использование керамических инструментов при разделении интервалов монолита и выделении породы для анализа. Отбор магнитной фракции должен осуществляться непосредственно на предметный столик сканирующего микроскопа. В лучшем случае выделение магнитной фракции следует осуществлять в «чистой комнате». Из выделенной породы также следует отделить с помощью традиционных методик с использованием тяжелых жидкостей минеральные зерна, которые впоследствии изучаются и диагностируются методами оптической и электронной микроскопии. При отсутствии «чистой комнаты» микросферы и минеральные образования в образцах пород целесообразно изучать на естественных

сколах, которые готовятся непосредственно перед просмотром образца под электронным микроскопом. Это снижает вероятность засорения образцов из атмосферы, а также позволяет исследовать пыльные микрочастицы или же внутреннюю текстуру микрочастиц. Исследование внутренней структуры микросфер и микрочастиц также может осуществляться их разрезанием методом травления фокусированным ионным пучком. Однако этот метод пока недоступен для широкого круга исследователей.

Оставшаяся часть монолита должна храниться в геологическом учреждении для возможных последующих исследований, доизучения и внешнего контроля. В дальнейшем, в зависимости от результата, из сохранившихся образцов породы намеченных интервалов можно отбирать пробы на дополнительные исследования – изучение изотопии никеля, хрома, минерального состава и т.д. При получении положительного результата интервал отбора пробы из монолита можно уменьшить. Во всех случаях при использовании описанной методики сохраняется воспроизводимость анализов, преемственность данных и возможность осуществления внешнего контроля результатов.

При обнаружении большого количества космического вещества его следует выделить и изготовить из него шлифовки для изучения химического состава, зональности и текстуры внутренних частей. Современные и доступные для исследования электронные микроскопы позволяют определять химический состав поверхности исследуемых образцов, тогда как есть указания на то, что в процессе абляции никель выплавляется с поверхности частиц, образованных металлическими сплавами железа и никеля.

Классификация ископаемых малоразмерных частиц космического происхождения

В зависимости от размеров обломков космическое вещество в ископаемом виде встречается в виде крупных обломков метеоритов, малоразмерных частиц и дисперсном (рассеянном) виде, где фиксируется лишь химическими анализами проб. Ниже приводится классификация лишь малоразмерных частиц, выделенных из разных стратиграфических интервалов фанерозоя (рис. 7.3). Крупные метеоритные обломки в работе не

рассматриваются. С учетом сложившихся взглядов [Genge, Grady, 1999; Taylor et al., 2000, 2007; Taylor, Lever, 2001; Szoor et al., 2001; Montanari, Koeberl, 2001; Grachev et al., 2007; Genge et al., 2008; Dredge et al., 2010] среди малоразмерных частиц удается различить (см. рис. 7.3): *микрориститы* (рис. 7.4) – микрористаллы и зерна минералов, образующиеся при ударе метеорита о Землю либо находившиеся в теле импактора – упавшего ме-

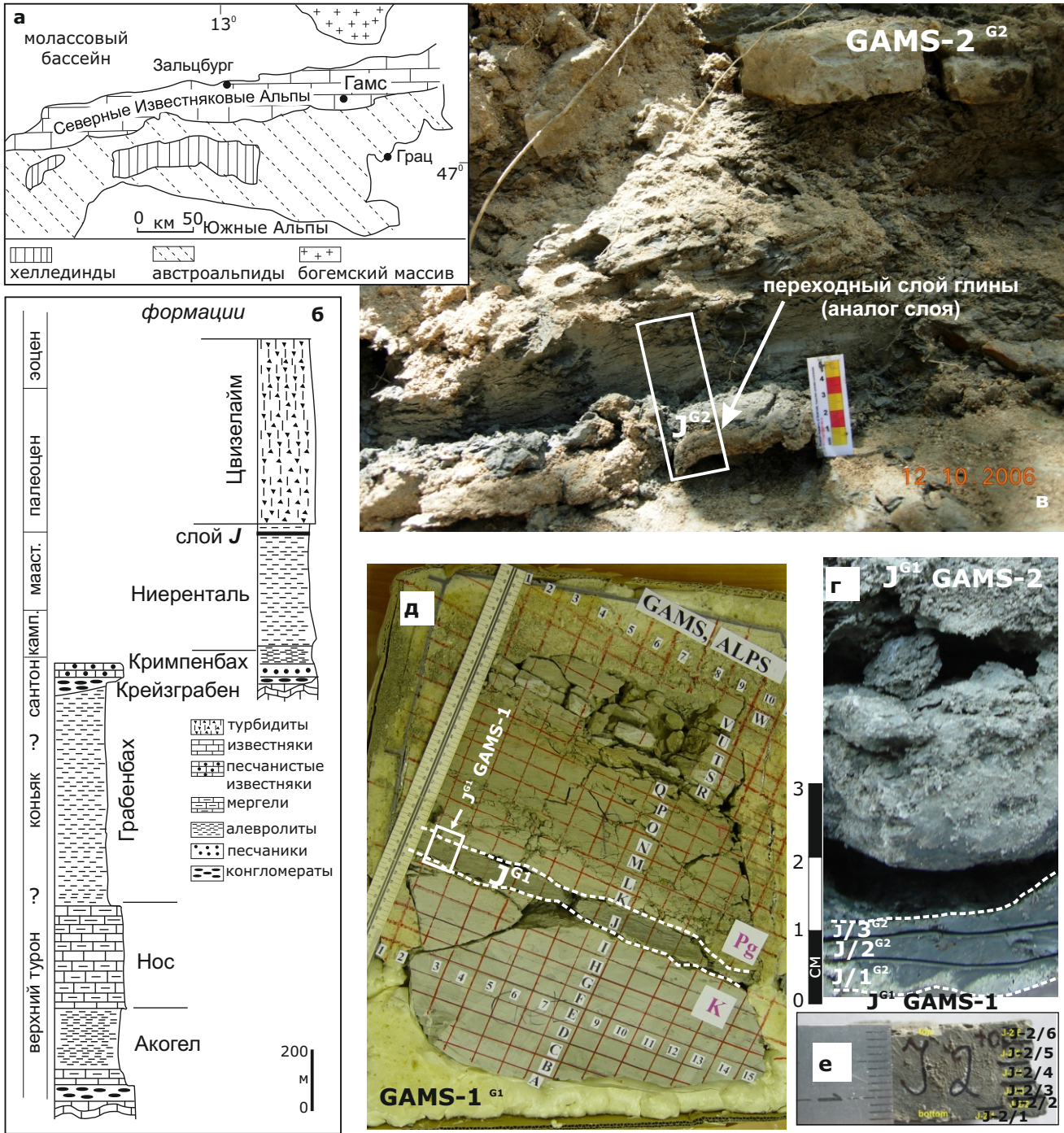


Рис. 7.1. Строение пограничных отложений между мелом и палеогеном, местоположение разрезов ГАМС-1 и ГАМС-2 (Восточные Альпы. Австрия).

а – местоположение разрезов Гамс-1, Гамс-2 [Grachev et al., 2005]; б – схема стратиграфического расчленения верхнемеловых и палеогеновых отложений в долине р. Гамс [Kollmann, 2009]; в, г – фото обнажения пограничных отложений и переходного слоя J между мелом и палеогеном в разрезе Гамс-2 (в – общий вид обнажения, г – фрагмент слоя J на рис. в); д, е – фото подразделенного на сетку квадратов монолита пограничных отложений между мелом и палеогеном и слоя J из разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005] (д – общий вид, е – фрагмент слоя J на рис. д) [Grachev et al., 2005; Grachev, 2009]

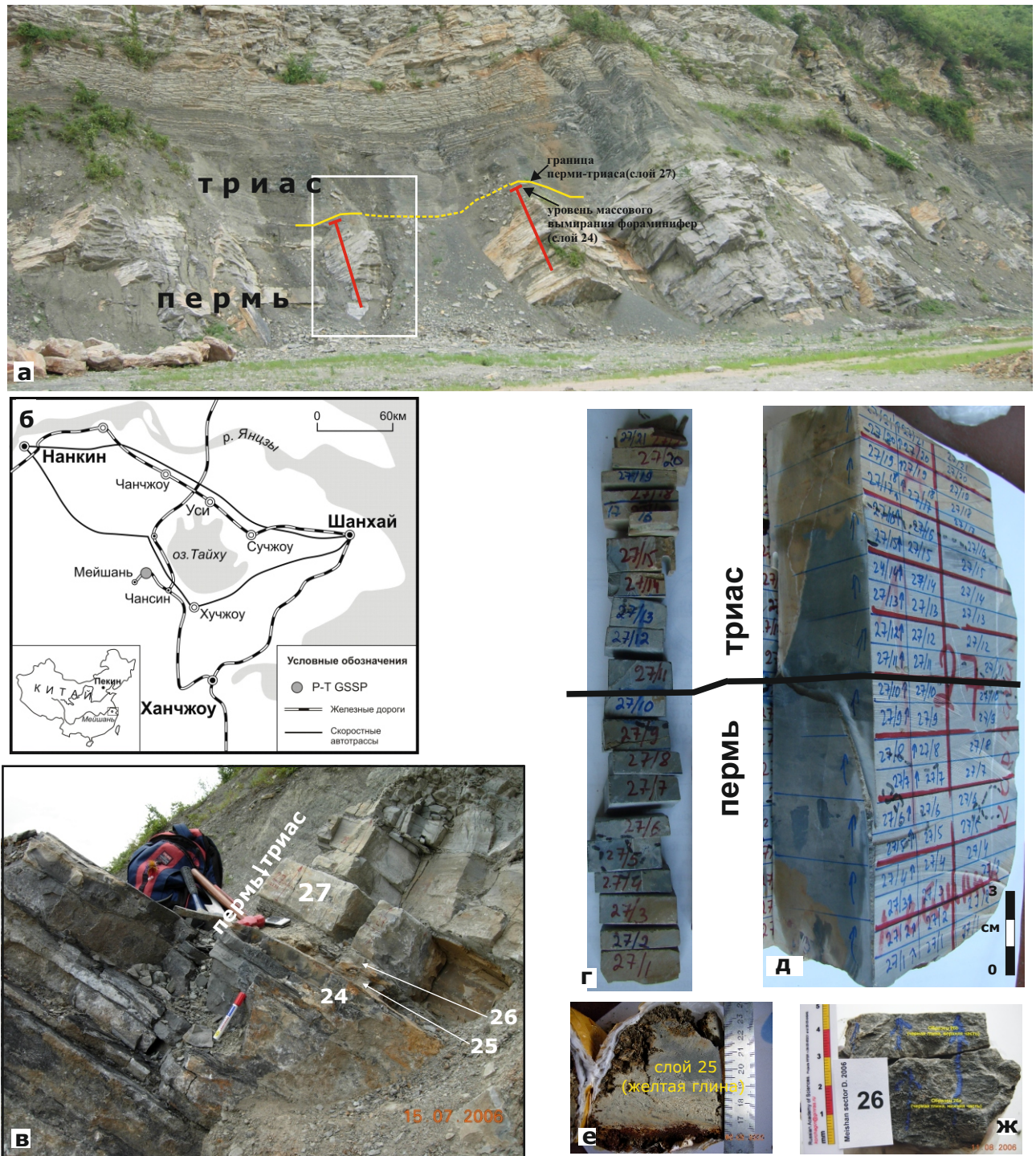


Рис. 7.2. Стратиграфическое расчленение пограничных отложений между пермью и триасом в Точке Глобального Стратотипа Границы Пермь-Триас (GSSP) в разрезе Мейшань (Китай).

а – общий вид обнажения отложений в секторе Д разреза Мейшань (Китай); б – местоположение разреза Мейшань (Китай); в – фото фрагмента обнажения, выделенного на рис. а (цифры – номера изученных образцов), г – фото и номера исследованных образцов слоя 27, д – общий вид слоя 27, е – фото слоя 25 (желтая глина), ж – фото слоя 26 (черная глина) [Корчагин и др., 2010; Корчагин, 2011]

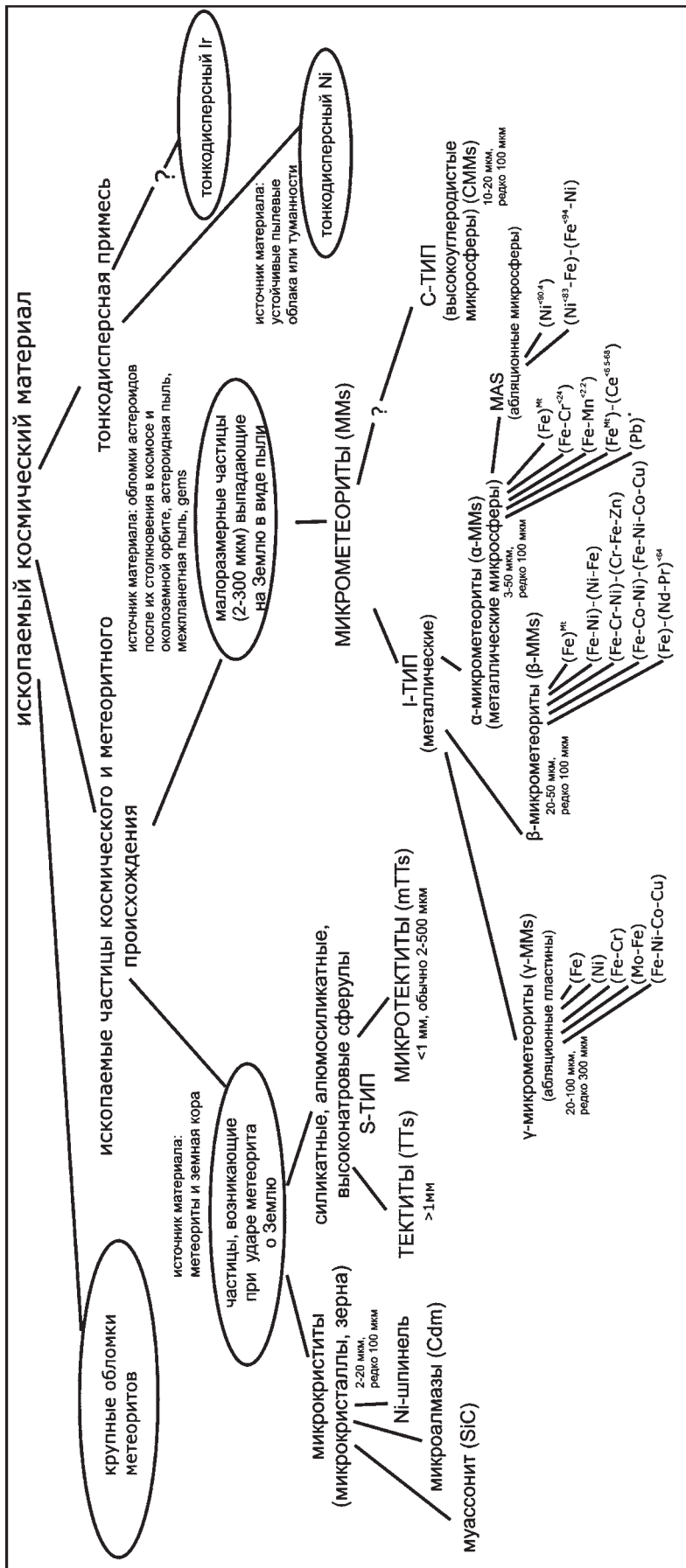


Рис. 7.3. Классификация исследованных частиц космического происхождения из различных стратиграфических интервалов фанерозоя (от верхнего кембрия до среднего миоцена), предполагаемые источники поступления космического вещества и формы нахождения космических частиц в осадочных породах.

Pb-микросферы, по данным [Standard, Angell, 2003]

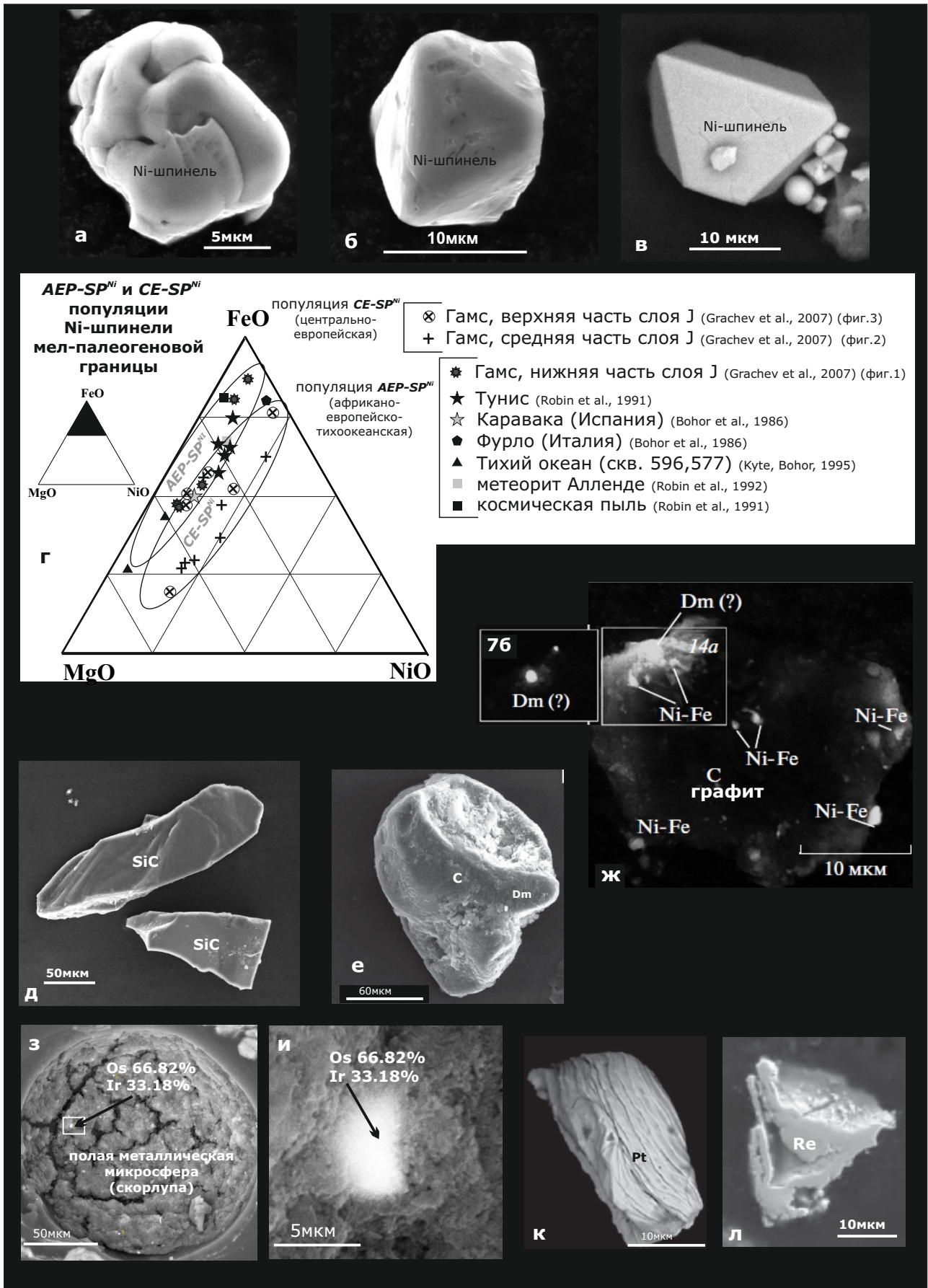


Рис. 7.4. Ископаемые микрокристаллы, зерна и экзотические частицы из осадочных отложений различного возраста – следы падения метеоритов (импактных событий).

а–в – микрокристаллы Ni-шпинели из пограничного слоя J между мелом и палеогеном в разрезе Гамс-2 (Восточные Альпы, Австрия) (СЭМ) [Grachev et al., 2007]: а – сильно оплавленный микрокристалл из нижней части слоя J, б – слабо оплавленный микрокристалл из средней части слоя J, в – хорошо ограненный микрокристалл из верхней части слоя J; г – диаграмма соотношения MgO-FeO-NiO в Ni-шпинели из пограничных отложений между мелом и палеогеном в различных регионах мира; д – зерна муассонита из верхней части слоя J разреза Гамс-1 [Grachev, 2009]; е – зерно алмаза с оплавленными гранями из верхней части слоя J разреза Гамс-2 [Grachev, 2009]; ж – частица графита с вкрапленными зернами сплава Ni-Fe и зерном наноалмаза (dm) из пограничного слоя между мелом и палеогеном разреза Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; з – полая металлическая микросфера (скорлупа) из верхней части переходного слоя J разреза Гамс, выполненная глинистым материалом с вкраплениями зерен металлического железа и сплава Fe-Ni; и – зерно осмистого иридия в той же сфере [Grachev, 2009]; к – частица самородной платины из переходного слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Грачев, Борисовский, 2010а]; л – частица самородного рения из переходного слоя J на границе мела-палеогена разреза Гамс-1 [Грачев, Борисовский, 2010б]

теорита (микроалмазы, Ni-шпинель, муассонит, ударный кварц); *тектиты* (ТТs) (диаметр более 1 мм) (рис. 7.5) и *микротектиты* (mТТs) (диаметр менее 1 мм) (рис. 7.6) – сферулы силикатного (кремнисто-каменного состава), относимые к S-типу и образующиеся при ударе метеорита о Землю из пород земной коры; *микрометеориты* (ММs) (рис. 7.7–7.10) – металлические частицы I-типа космического происхождения диаметром 2–300 мкм, образующиеся при столкновении астероидов на околоземной орбите или в межпланетном пространстве. Среди микрометеоритов различаются: *α-микрометеориты I-типа* (см. рис. 7.7) – металлические микросферы различного состава; *β-микрометеориты I-типа* (см. рис. 7.8) – оплавленные металлические частицы изометричной формы и различного состава, *γ-микрометеориты I-типа* (см. рис. 7.9) – металлические пластины различного состава; *СММs* – высокоуглеродистые микросферы (см. рис. 7.10); *дисперсные* (рассеянные) частицы иридия и никеля.

Микрокриститы

К микрокриститам относятся зерна и кристаллы минералов, образовавшихся от удара метеорита о Землю или же содержащиеся в теле метеорита (импактора) – Ni-шпинель, ударные микроалмазы, кварц, циркон.

Ni-шпинель. Находки Ni-шпинели в разрезах осадочных отложений различного возраста рассматриваются как прямой индикатор падения на Землю метеорита [Montanary, Koeberl, 2002]. На границе мела и палеогена Ni-шпинель известна из разреза Эль-Киф (Тунис), Каравака (Испания), скважин глубоководного бурения (скв. 596, 577), Фурло (Италия), Гамс (Восточные Альпы, Австрия). Находки Ni-шпинели также обнаружены

в космической пыли и в теле метеорита Алленде. Глобальное распространение Ni-шпинель и ее находки в пограничных отложениях мела-палеогена в Индийском (скв. 761), Тихом (скв. 886, 576, 577, 803, 596, GPC3) и юге Атлантического (скв. 524) океанов приводятся в работе [Kyte, Bostwick, 1995]. Считается, что Ni-шпинель в удаленных разрезах – в Тунисе, Испании и Индийском океане (скв. 761) – отражает одно импактное событие и накапливалась в 1–2 мм слое не более 100 лет, являясь тем самым отличным стратиграфическим маркером этого события [Robin et al., 1991]. Среди исследованных зерен по соотношению $[Mg/Mg+Ni+Fe+Ca]/[Al/Al+Fe+Cr+Ti]$ были выделены три популяции Ni-шпинели – тихоокеанская, нетихоокеанская и Ni-шпинель из космической пыли [Kyte, Bostwick, 1995]. Сообщается о находках Ni-шпинели из пограничных отложений мела и палеогена Испании (Каравака) и Италии (Фурло) [Bohor et al., 1986/1987]. Оказалось, что по соотношению $MgO-Al_2O_3$, Ni-шпинели из Испании (Каравака), Италии (Фурло) и южной части Атлантического океана (скв. 524) образуют единую популяцию и существенно отличаются от Ni-шпинели из Тихого океана (скв. 577A и GPC3) [Bohor et al., 1986/1987]. Анализ соотношения MgO-NiO-FeO в Ni-шпинели из переходного слоя J разреза Гамс (см. рис. 7.1в,г), основывающийся на данных из работы [Grachev et al., 2007], показал существование двух разных и разновозрастных популяций (см. рис. 7.4г), являющихся прямым доказательством существования двух импактных событий на рассматриваемом в данной работе рубеже. Находки Ni-шпинели, вместе с S-микротектитам, микрокриститами и иридиевой аномалией отмечаются и в верхнеплиоценовых отложениях и рассматриваются как следствие импактного события в южной части Тихого океана [Margolis et al., 1991].

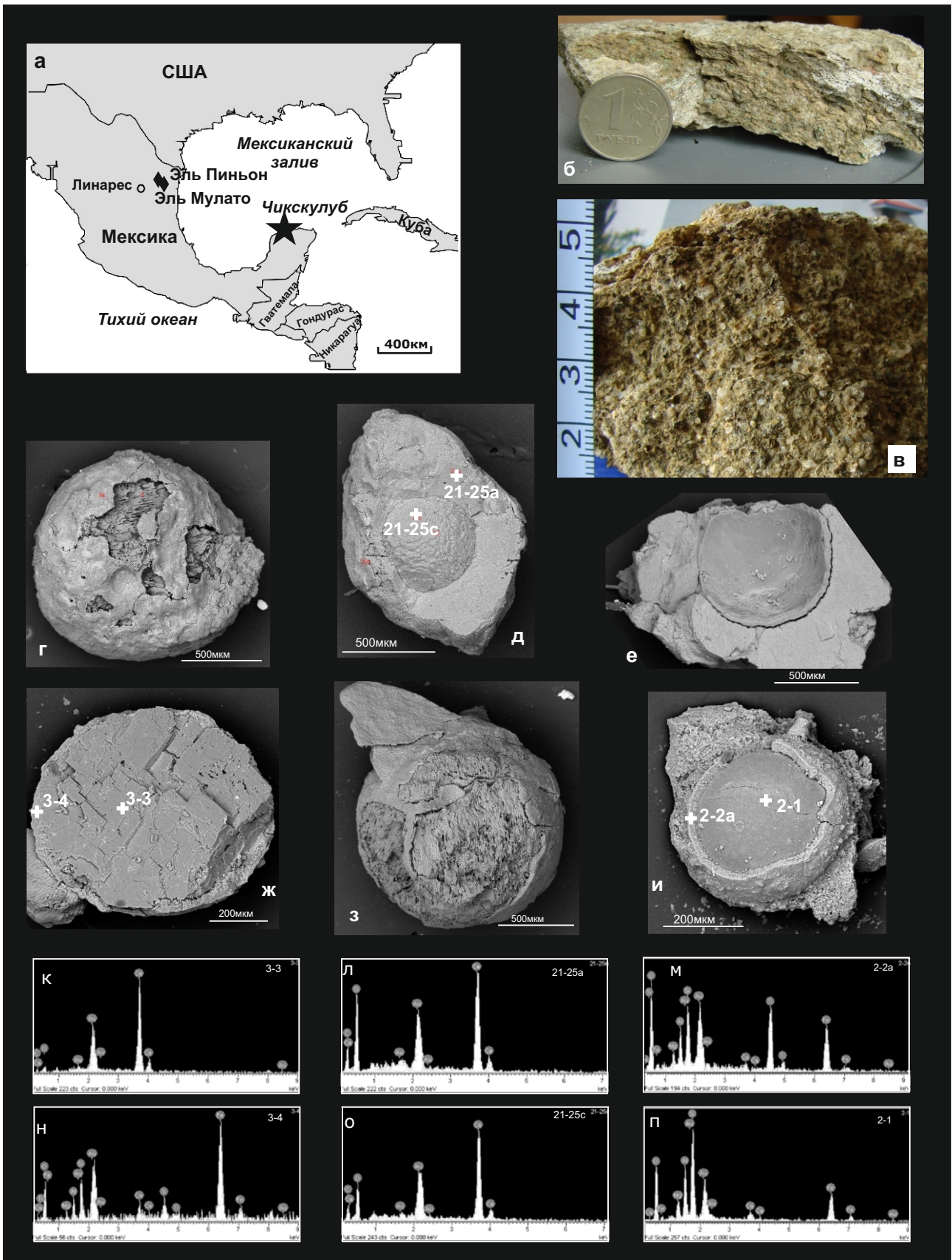


Рис. 7.5. Тектиты S-типа из первичного сферулового слоя кратера Чиксулуб (Мексика) на границе мела и палеогена.

а – местонахождение кратера Чиксулуб и географическое положение разрезов Эль-Пиньон и Эль-Мулато; б – фото образца из «перетолженного» сферулового слоя из разреза Эль-Пиньон; в – фото образца из первичного сферулового слоя разреза Эль-Мулато; г–и – тектиты S-типа различного химического состава и степени вторичных изменений из первичного сферулового слоя разреза Эль-Мулато с указанием мест опробования; к–п – спектры химического состава внутренних и внешних оболочек изученных тектитов, изображенных на рис. г–и

Ударные микроалмазы. Находки ударных микроалмазов в метеоритных кратерах являются известным фактом и также должны рассматриваться в качестве прямого индикатора падения метеорита [Montanary, Koeberl, 2002]. Так, широко известны микроалмазы в кратере Попигай и Карской астроблеме на севере России [Мащак, Райхлин, 1998; Мальков, Андреичев, 2010]. Импактные алмазы отличаются от обычных алмазов малыми размерами и гексагональной сингонией (разновидность лонсдалеит). На границе мела-палеогена были обнаружены импактные микроалмазы в Мексиканском заливе [Hough et al., 2001], в разрезе Гамс (Восточные Альпы, Австрия) [Grachev et al., 2005], в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]. На рис. 7.4е,ж показано зерно ударного алмаза из разреза Гамс около 200 мкм в диаметре с оплавленными краями [Grachev, 2009], и зерно микроалмаза (1 мкм в диаметре) из Стевенс Клинта [Корчагин, Цельмович, 2011]. Кроме того, мелкие зерна алмазов ударного происхождения также были отмечены в горизонте высокоуглеродистых микросфер в Северной Америке, датированных 12000–13000 лет [Kennet et al., 2009].

Муассонит (карбид кремния). Находки зерен муассонита, так же как и Ni-шпинели, известны из тел метеоритов и межпланетной космической пыли [Stadermann et al., 2006], однако наряду с ударными микроалмазами и Ni-шпинелью считаются индикатором падения метеорита на Землю [Montanary, Koeberl, 2002]. Первые находки этого минерала были установлены в железном метеорите, найденном в Аризоне в метеоритном кратере Риис вместе с ударными алмазами [Hough et al., 2001]. Позднее этот минерал был выявлен в кимберлитовых трубках взрыва в Якутии и Китае, в вулканической брекчии и гидротермах острова Итуруп. Тем не менее, вместе с ассоциацией Ni-шпинели и ударными микроалмазами муассонит рассматривается в качестве одного из прямых индикаторов падения на Землю метеоритов. Несколько зерен этого минерала были обнаружены в переходном слое J на границе мела-палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы, Австрия) (см. рис. 7.4д) [Grachev, 2009].

Тектиты и микротектиты S-типа

К тектитам и микротектитам относятся сферы (сферулы) силикатного и алюмосиликатного состава (S-типа) (см. рис. 7.5, 7.6). Сферы с диаметром более 1 мм относятся к тектитам, меньше 1 мм – к микротектитам. Тектиты и микротектиты S-типа возникают в результате плавления земной коры при мощном ударе метеорита, а затем разлетаются из кратера на дальние расстояния. Однако имеются указания на то, что источником материала тектитов может быть и материал импактора, как, например, санидиновые тектиты на границе мела – палеогена в Испании [Smit, Klaver, 1981]. Тектиты и микротектиты плохо сохраняются в ископаемом состоянии и часто присутствуют в породе в измененном виде. До настоящего времени, по данным [Keller, 2008], известно девять стратиграфических уровней с тектитами, из которых самый древний связан с верхним девоном (рис. 7.11). Особенно многочисленны и разнообразны тектиты кайнозойского возраста. Среди них различают тектиты североамериканской популяции, включая клинопироксеновые тектиты и микротектиты, тектиты Барбадоса, бедиазитесы и джорджианитесы [Glass, 2002; Glass et al., 2004], тектиты Берега Слоновой Кости (Западная Африка) [Glass et al., 1991; Koeberl et al., 1997], тектиты австралоазиатской популяции [Glass et al., 2004], включая их антарктические разновидности [Folco et al., 2009], тектиты и импактное стекло кратера Попигай [Whitehead et al., 2000]. Из них тектиты североамериканской популяции имеют широкое географическое распространение, весьма многочисленны и образуют три горизонта в толще верхнеэоценовых пород [Keller et al., 1983, 1987; Glass, 2002]. На границе мела-палеогена высококальциевые тектиты S-типа (K-полевошпатовые сферулы) [Martinez-Ruiz et al., 2006] и санидиновые тектиты [Smit, Klaver, 1981] описаны в Испании, а Mg-сметитовые и Fe-Mg-хлоритовые диагенетически измененные тектиты (сферулы) – в Техасе [Schulte et al., 2006]. Следует также отметить случай обогащения редкими землями S-тектитов на границе

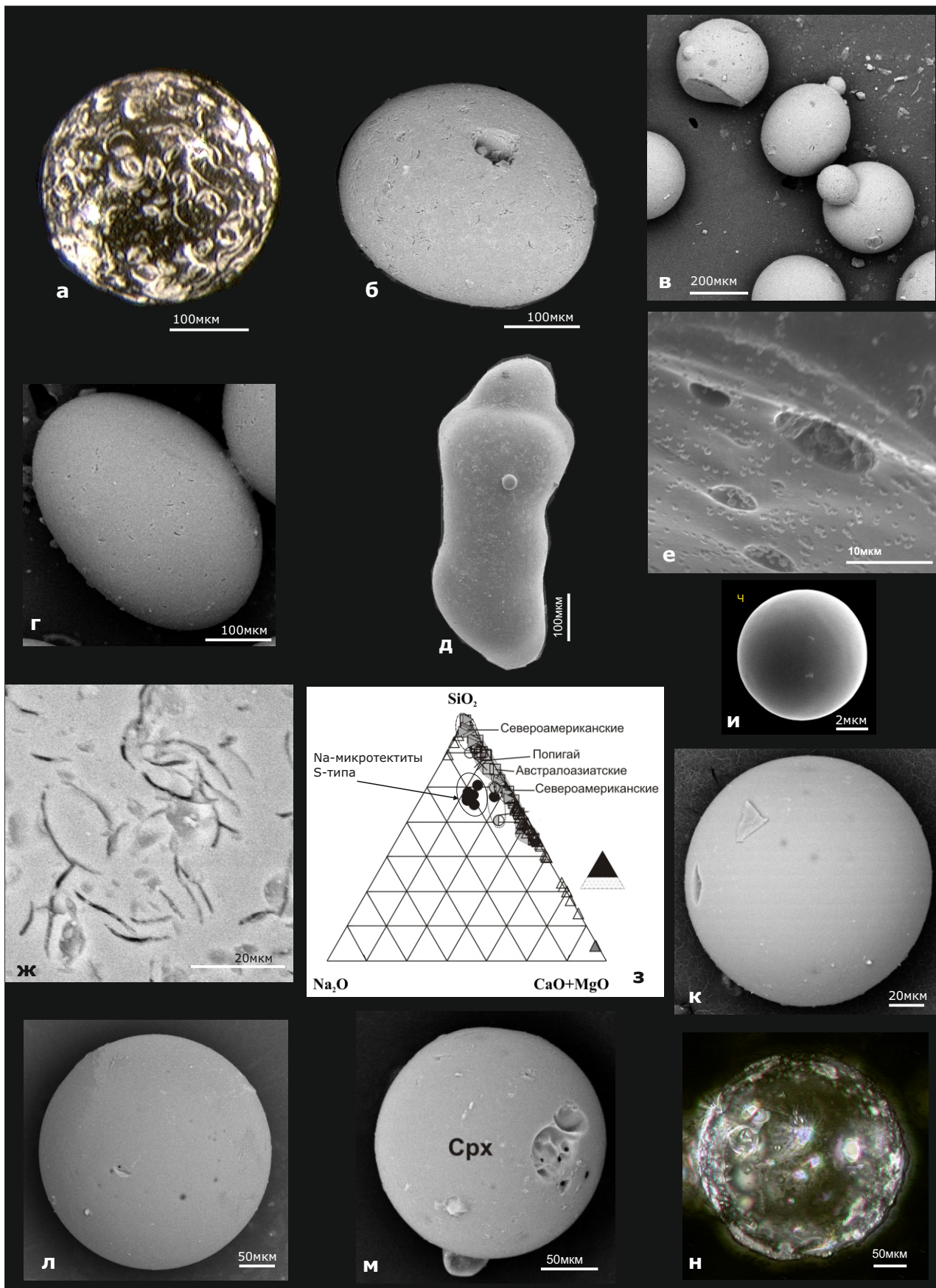


Рис. 7.6. Na-микротектиты из осадочных отложений с микроимпактными и импактными событиями различного возраста.

а–ж – Na-микротектиты из отложений среднего миоцена Восточной Камчатки (стереоскопическое оптическое изображение) [Корчагин, Бордунов, 2013, в печати]: а – сферической формы, б – уплощенно-сферической формы, в – сферической и колбовидной формы, г – овальной формы, д – удлинено-овальной формы, е – увеличенный фрагмент «кратеровидной поверхности», ж – увеличенный фрагмент раковинной поверхности; з – треугольная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-(\text{CaO}+\text{MgO})$ кайнозойских тектитов и микротектитов различных популяций и Na-микротектитов, рассмотренных в работе [Корчагин, Бордунов, 2013, в печати]; и, к – Na-микротектиты из сферулового слоя кратера Чиксулуб (Мексика) разреза Эль-Мулато; л – Na-микротектит сферической формы из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс-Клинт (Дания); м – Na-микротектит сферической формы из прослая темной глины между альбом и сеноманом в разрезе Губден (Дагестан, Россия); н – стереоскопическое оптическое изображение Na-микротектита сферической формы из белого известняка на границе коньяка и сантона в разрезе Белогорска (Крым, Украина) [Корчагин и др., 2012, обр. 09-6-1]

мела и палеогена в Испании [Martinez-Ruiz et al., 2006]. По нашим данным, в первичном «сферуловом» слое на границе мела и палеогена кратера Чикскулуб содержатся еще две разновидности – сферулы с полностью замещенным на кальцит ядром и внешней Fe-оболочкой и сферулы с силикатным железо-магниевым ядром и высокотитановой оболочкой (см. рис. 7.5). В исследованных нами образцах тектиты обнаружены на границе мела и палеогена в Чукскулубе и Стевенс Клинте (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011], микротектиты – в среднем миоцене (см. рис. 7.6а–ж) [Корчагин, Бордунов, 2013], на границе мела-палеогена в Чикскулубе (см. рис. 7.6и,к) и Стевенс Клинте (см. рис. 7.6л), на границе коньяка и сантона в Крыму (см. рис. 7.6м), на границе альба и сеномана Дагестана (разрез Губден) (см. рис. 7.6н), на границе перми-триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2011]. Среди изученных образцов встречена новая разновидность микротектитов, обогащенных натрием (см. рис. 7.6з) [Корчагин, Бордунов, 2013]. Эта разновидность весьма распространена среди ископаемых микротектитов и встречена в среднем миоцене, на мел-палеогеновой границе, а также на границе альба и сеномана и отмечена из метеоритного кратера в Аризоне [Guaita, Martegani, 2008].

Космическое вещество в дисперсном виде. Геохимические аномалии

В настоящее время сложились представления, что иридий, обнаруженный в осадочной породе с помощью тонких аналитических методов (как правило, нейтронно-активационного), находится в дисперсном виде и имеет космическое происхождение [Alvarez et al., 1980]. Недавние исследования показали, что и никель, содержащийся в породе морского генезиса и также определяемый методами химического анализа, может находиться в дисперсном виде и иметь космический генезис [Корчагин и др., 2013].

Тонкодисперсный иридий. В настоящее время аномальные концентрации иридия в осадочных породах различного возраста весьма редки и проявляются на 14 стратиграфических уровнях фанерозоя, считаясь трэйсерами импактных событий [Keller, 2008] (рис. 7.11). Наибольшее распространение (субглобальное) среди этих уровней имеет «иридиевая аномалия» на границе мела и палеогена [Alvarez et al., 1984]. Считается, что иридий содержится в осадочной породе в дисперсном виде и до сих пор остается неясной минеральная форма этого металла. Оказалось, что иридий концентрируется в металлических микросферах (α -микрометеоритах) на границе юры и мела на севере Сибири [Захаров и др., 1993] или в высокоуглеродистых корочках, покрывающих диагенетически измененные сферы S-тектитов, выполненные гетитом или K-полевыми шпатами на границе мела и палеогена в Испании (Каравака, Агоста) [Martinez-Ruiz et al., 1997]. Было также установлено, что этим металлом обогащены отдельные оплавленные частицы метеоритной брекчии кратера Чикскулуб [Schurayatz et al., 1996]. Недавно были обнаружены микроскопические зерна осмистого иридия (2 мкм диаметром) в металлических микросферах, заполненных смектитом, в Гамсе (Австрия) [Grachev, 2009] (см. рис. 7.4з). Таким образом, концентрации иридия связаны с α -микрометеоритами I-типа (металлическими микросферами), измененными тектитами S-типа и метеоритной брекчией, т.е. с импактными событиями (иридий концентрируется в тектитах S-типа и метеоритной брекчии) или эпизодами усиленного поступления на Землю малоразмерных космических частиц (иридий концентрируется в металлических микросферах).

Тонкодисперсный никель. По нашим данным, никель, фиксируемый в осадочной породе только путем химического анализа, находится в ней в дисперсном виде и имеет космическое происхождение. Однако, в отличие от иридия, связанного

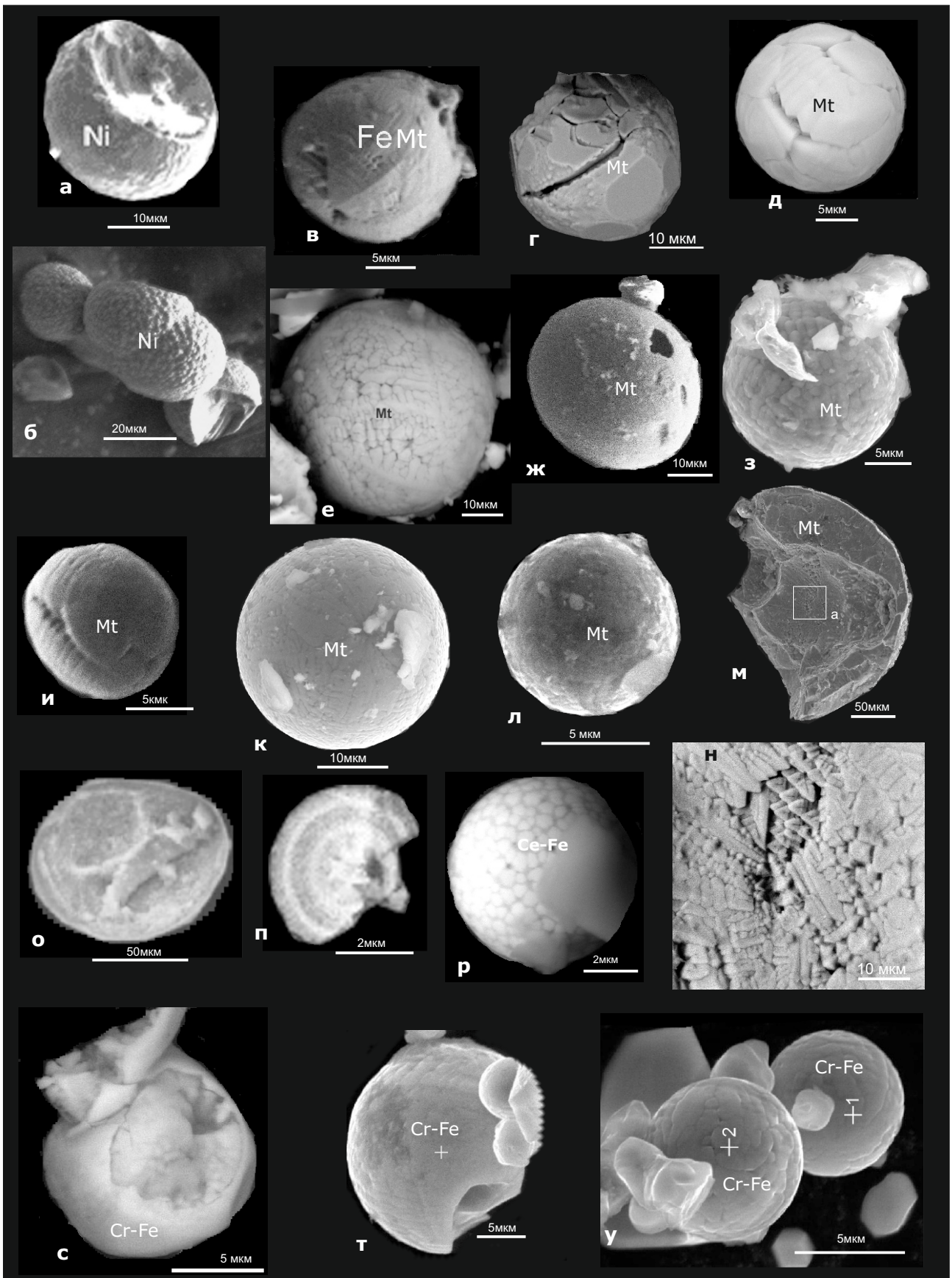


Рис. 7.7. α -микрометеориты (металлические микросферы) I-типа (α ММs) из осадочных отложений с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями различного возраста.

а, б – Ni- α -микрометеориты (микросферы) из слоя J между мелом и палеогеном разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005; Грачев и др., 2008]; в–п – Mt- α -микрометеориты (магнетитовые микросферы): в – с сетчатой текстурной поверхности и элементами кристаллографической огранки (кристасферы) из отложений нижнего палеоцена (слой М) разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], г – с бугристой текстурой и элементами кристаллографической огранки (кристасферы) из отложений нижнего сеномана Крыма [Корчагин, 2010], д – с призматической поверхностью из отложений нижнего сеномана Крыма [Корчагин, 2010], е – с сетчатой бугристой поверхностью, ж – с тонкосетчатой поверхностью и отверстием из нижней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], з – с бугристо-сетчатой поверхностью из образца 27/2 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010], и – с продольно-параллельной поверхностью из нижней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], к – с тонкосетчатой поверхностью из образца 27/2 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010], л – с бугристой тонкосетчатой поверхностью из образца 27/9 слоя 27 на границе перми-триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010], м – внутренняя часть микросферы из образца 27/14 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане, н – увеличенный фрагмент внутренней части микросферы с игольчатой текстурой распада [Корчагин и др., 2010], о – полые микросферы с металлической (железной) оболочкой, заполненные глинистым материалом с зёрнами железа, сплавов Ni-Fe, Fe-Ni из слоя J между мелом и палеогеном разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008], п – микросфера с концентрическим внутренним строением и радиальными перегородками из средней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-1 [Grachev et al., 2005, Грачев и др., 2008]; р – Се- α -микрометеориты (Се-Fe-микросферы) (Се- α ММs) из образца 27/11 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2013, в печати]; с–у – Cr-Fe- α -микрометеориты (Cr-Fe-микросферы): с – с бугристой поверхностью из верхней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-2 [Грачев и др., 2008], т, у – с бугристой поверхностью из нижней части слоя J на границе мела и палеогена разреза Гамс-2 [Грачев и др., 2008]

с импактными событиями, содержание никеля в осадочной породе существенно варьирует – увеличиваясь и уменьшаясь, совпадая с температурными пессимумами и оптимумами соответственно. Предполагается, что увеличение никеля в породе связано с прохождением Землей через пылевые туманности (облака), обогащенные дисперсными металлами, препятствовавших поступлению на Землю солнечной радиации и способствовавшие развитию климатических пессимумов. Увеличение и уменьшение доли никеля в осадочной породе носит циклический характер с предположительной продолжительностью циклов около 5500–6200 лет [Корчагин и др., 2013].

Микрометеориты

К микрометеоритам отнесены оплавленные металлические частицы изометричной формы и металлические микросферы размером 1–500 мкм, а также высокоуглеродистые микросферы. Соответственно, по морфологии частиц и составу среди микрометеоритов предлагается различать металлические микрометеориты I-типа: α -микрометеориты (металлические микросферы) (α ММs), β -микрометеориты (β ММs), γ -микрометеориты (γ ММs) и высокоуглеродистые микрометеориты С-типа – СММs-микросферы (высокоуглеродистые микросферы).

Предполагается, что микрометеориты образуются из малоразмерных частиц, возникших при

столкновении астероидов на околоземной орбите или в межпланетном пространстве. Скопления микрометеоритов в осадочной породе рассматривается в качестве трэйсеров «микрометеоритных событий» (CDE), связанных с массовым выпадением на Землю малоразмерных космических частиц и микрометеоритов.

α -микрометеориты (металлические микросферы) I-типа (см. рис. 7.7) обнаруживаются во всех исследованных стратиграфических интервалах. Размеры магнетитовых микросфер колеблются от 2 до 200 мкм, никелистых – 10–30 мкм, железо-хромистых – 3–20 мкм, церий-железистых – 4–8 мкм.

По химическому составу различаются микросферы: 1) железные (Fe) (рис. 7.7о,п); 2) магнетитовые (Fe^{Mn}) (рис. 7.7в–м); 3) никель-железные и железо-никелевые ($\text{Ni}^{\leq 83}\text{-Fe}$, $\text{Fe}^{\leq 94}\text{-Ni}$); 4) никелевые ($\text{Ni}^{\leq 90.4}$) (рис. 7.7а,б); 5) железо-хромистые ($\text{Fe-Cr}^{\leq 24}$) (рис. 7.7с–у); 6) железо-марганцевые ($\text{Fe-Mn}^{\leq 2.2}$); 7) железо-цериевые (цериевые) ($\text{Fe}^{\text{Mn-Ce}^{6.5-68}}$) (рис. 7.7р). В литературе также описаны находки α -микрометеоритов свинцового состава [Standard, Angell, 2003].

Внутри они обычно обладают текстурой распада (дендровидной структурой) (рис. 7.7л), но могут быть представлены сферическими оболочками (скорлупками), заполненными глиной (сметитом) (рис. 7.7м), иногда имеют концентрическое внутреннее строение (рис. 7.7н). Сферические скорлупки имеют размеры 50–150 мкм в диаметре с

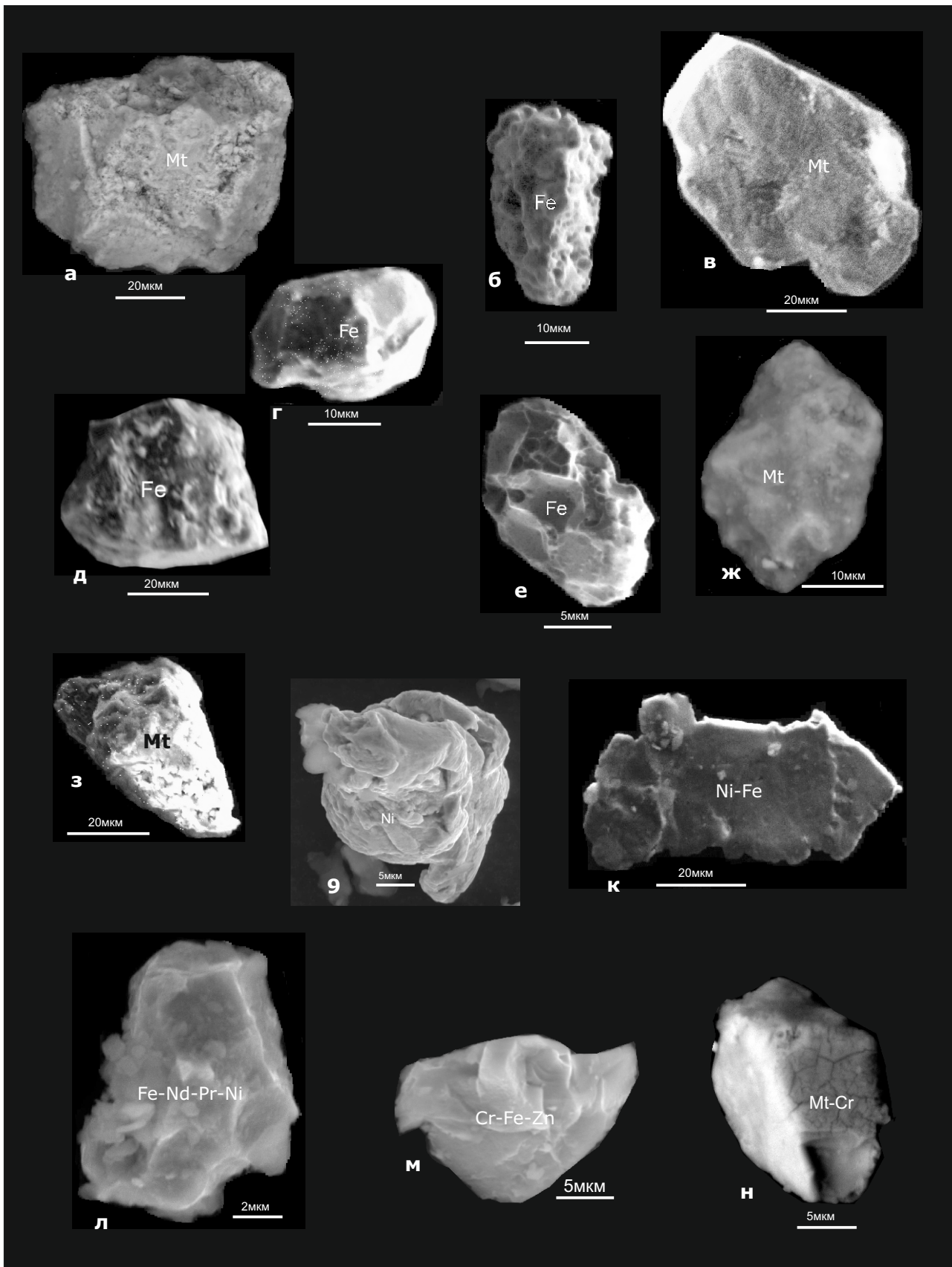


Рис. 7.8. β -микрометеориты I-типа (β MMs) из осадочных отложений с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями различного возраста.

а – β -микрометеорит из магнетита переходного слоя на границе мела и палеогена в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; б – β -микрометеорит из магнетита слоя К нижнего палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; в – β -микрометеорит из магнетита нижней части слоя J на границе мела и палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; г – е – β -микрометеориты из магнетита верхней части слоя J на границе мела и палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; ж – β -микрометеорит из магнетита переходного слоя на границе мела и палеогена в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; з – β -микрометеорит из магнетита нижней-средней части слоя J на границе мела-палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; и – Ni- β -микрометеорит из образца 27/1 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010]; к – Ni- β -микрометеорит из нижней части слоя J на границе мела и палеогена в разрезе Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; л – Nd-Pr β -микрометеорит из образца 27/2 слоя 27 на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2013, в печати]; м, н – Cr- β -микрометеориты (м – из образца 27/13, н – из образца 27/11) из слоя 27 на границе перми-триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010]

толщиной оболочки 1–2 мкм. Весьма редки Ce-Fe- α -микрометеориты (Ce-микросферы), которые пока обнаружены только в слое 27 пограничных отложений перми и триаса разреза Мейшань (Китай).

Ni- α -микрометеориты (Ni-микросферы) иногда связываются с абляцией метеоритов при их вхождении в атмосферу и рассматриваются как «абляционные микросферы». Подобные Ni- α -микрометеориты нами были обнаружены пока только на границе мела и палеогена [Grachev et al., 2005]. Ископаемые микросферы с церием (Ce-Fe- α -микрометеориты) обнаружены на границе перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2011].

β -микрометеориты I-типа (см. рис. 7.8) представлены металлическими оплавленными изометричными частицами от 1 до 500 мкм в большем диаметре. Среди них различают: 1) магнетитовые (Fe^{Mt}) (рис. 7.8а–з); 2) железо-никелевые (Fe-Ni, Ni-Fe) (рис. 7.8и,к); 3) хромистые, хромисто-никелевые, хромисто-цинковые (Fe-Cr-Ni, Cr-Fe-Zn) (рис. 7.8м,н); 4) редкоземельные (Fe-Nd-Pr^{≤64}) (рис. 7.8л). Частицы сплавов Fe-Ni и Ni-Fe обычно связываются с обычными хондритами, частицы и обломки метеоритов, обогащенные Cr, например, в ордовике, связываются с L-хондритами [Schmitz et al., 1996]. Наиболее часто в ископаемом виде на разных стратиграфических рубежах встречаются β -микрометеориты магнетитового, железо-никелевого и хромисто-никелевого состава. β -микрометеориты магнетитового состава часто обладают структурой распада (дендровидной структурой) (рис. 7.8в). Весьма редки хромисто-цинковые (Fe-Cr-Ni, Cr-Fe-Zn) и кобальт-медистые (Fe-Ni-Co-Cu) β -микрометеориты. Металлические частицы, обогащенные редкими землями, известны пока только из пограничных отложений перми и триаса в Мейшане [Корчагин, Цельмович, 2011].

Необходимо обратить внимание на то, что церием и другими редкими землями обогащены метеориты марсианского типа (известно около 99 марси-

анских ахондритов) и метеориты антарктического типа. Присутствие редких земель в метеоритном веществе пока не получило однозначную оценку [Koeberl, Cassady, 1991]. Высказываются представления о том, что обогащение метеоритов редкими землями связано с вторичными процессами выветривания в условиях холодной пустыни [Croaz et al., 2003]. Однако в исследуемом нами образце слоя 27 разреза пограничных отложений перми и триаса Мейшань (см. рис. 7.2) были обнаружены Се-микросферы и металлические частицы с празеодимом и неодимом (Pr-Nd); наряду с ними встречаются другие неизмененные магнетитовые микросферы и металлические микрочастицы, а слой 27 накапливался никак не в условиях «холодной пустыни». В этой связи сложно использовать механизм избирательного вторичного обогащения редкими землями частиц, описанный [Croaz et al., 2003]. Также трудно представить избирательное вторичное обогащение редкоземельными элементами S-тектитов на границе мела-палеогена [Martinez-Ruiz et al., 2006]. Мы считаем, что редкие земли и церий включительно, присутствующие в α - β -микрометеоритах и S-тектитах на границах перми и триаса и мела и палеогена, не являются вторичными и отражают состав падавшего тела «экзотического» происхождения. Поскольку известно, что церием и редкими землями обогащены марсианские метеориты и метеориты антарктического типа, то образование обнаруженных нами микрометеоритов предположительно связывается с коллизией на околоземной орбите на рубежах перми и триаса и мела и палеогена марсианского(их) и антарктического(их) астероидов и астероидов другого типа.

γ -микрометеориты I-типа (см. рис. 7.9). Представляют собой металлические пластины различной конфигурации (изогнутые, спиральные и т. д.) с текстурой «течения» на поверхности. Размеры γ -микрометеоритов I-типа колеблются от 20 до 100 мкм. Среди них по составу встречены: 1) самородные железные (Fe) (рис. 7.9а–е); 2) ни-

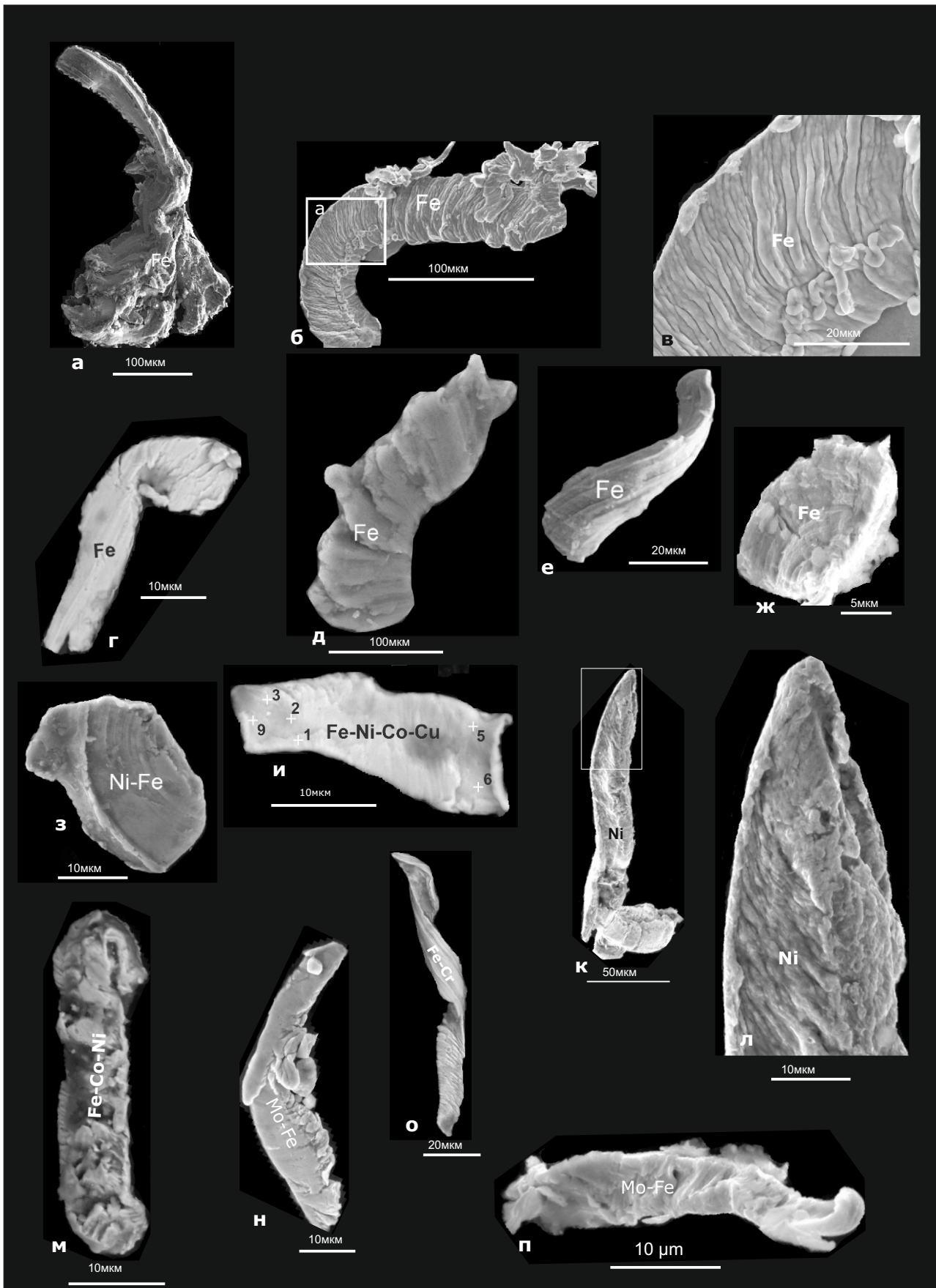


Рис. 7.9. γ -микрометеориты I-типа (γ ММs) (металлические абляционные пластины) из осадочных отложений с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями различного возраста.

а – γ -микрометеорит самородного железа из нижней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; б, в – γ -микрометеорит самородного железа из нижней части слоя J Гамс-1 (в – увеличенный фрагмент, выделенный на рис. б) [Грачев и др. 2008]; г – γ -микрометеорит самородного железа из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; д – γ -микрометеорит самородного железа из слоя J Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; е – γ -микрометеорит самородного железа из нижней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; ж – срез обломка γ -микрометеорита самородного железа из слоя 27 (образец 27/9) границы перми и триаса разреза Мейшань (Китай) [Корчагин и др., 2010]; з – обломок γ -микрометеорита сплава Fe-Ni из средней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; и – γ -микрометеорит сплава Fe-Ni-Co-Cu из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; к, л – Ni- γ -микрометеорит из слоя 27 (образец 27/2) границы перми и триаса разреза Мейшань (Китай) (л – увеличенный фрагмент, выделенный на рис. к) [Корчагин, Цельмович, 2010]; м – γ -микрометеорит сплава Fe-Co-Ni из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]; н, о – γ -микрометеориты сплава Mo-Fe из нижней части слоя J разреза Гамс-1 [Грачев и др., 2008]; п – γ -микрометеорит сплава Mo-Fe из пограничного слоя между мелом и палеогеном в разрезе Стевенс Клинт (Дания) [Корчагин, Цельмович, 2011]

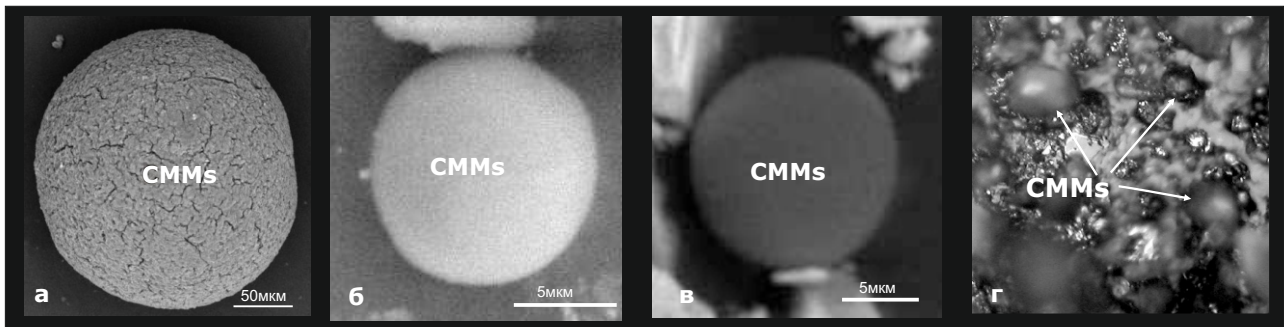


Рис. 7.10. Микрометеориты C-типа (C-MMs) (высокоуглеродистые микросферы) из осадочных отложений нижнего сеномана и границы перми и триаса с микрометеоритными (космическими пылевыми) событиями.

а – C-MMs микрометеорит (?) (высокоуглеродистая микросфера) из нижнего сеномана (зона *Thalmaninella appenninica appenninica*) разреза Губден (Дагестан, Россия) (материалы О.А.Корчагина, А.В.Соловьева); б-г – C-MMs микрометеориты (?) (высокоуглеродистые микросферы) из разреза перми-триаса Рязанской области (Россия) (материалы В.Р. Лозовского)

келевые (Ni) (рис. 7.9ж,и); 3) железо-хромистые (Fe-Cr) (рис. 7.9о); 4) молибден-железные (Mo-Fe) (рис. 7.9л,м); 5) железо-никель-кобальтовые (Fe-Ni-Co-Cu) (рис. 7.9з,к). Почти во всех случаях описываемые частицы обладают текстурой плавления (течения) (рис. 7.9б–д,и). Наиболее часто встречаются самородные железные и никелевые частицы. Предполагается, что железо могло конденсироваться из паров, возникших при мощном ударе метеорита о поверхность планеты. Также обращает на себя внимание исключительная сохранность частиц железа, пролежавших в породе много лет.

Следует отметить, что металлические пластины различной конфигурации (изогнутые, скрученные и т.д.), отнесенные нами к γ -микрометеоритам, пока не рассматриваются западными специалистами, поскольку имеются трудности с их диагностикой и непонятно происхождение. Однако,

поскольку эти объекты часто встречаются среди частиц заведомо космического генезиса и их присутствие невозможно объяснить земными процессами (например, сплавы железа и никеля с текстурами течения), то они в настоящей работе отнесены к частицам космического происхождения и связываются с абляцией метеоритов при вхождении их в атмосферу Земли.

CMMs-микрометеориты C-типа (высокоуглеродистые микросферы, фуллерены?). Находки фуллеренов на границе мела и палеогена отмечены в Новой Зеландии [Neumann et al., 1994; Becker, 1999], а также на границе перми и триаса (251 млн лет) в Графит-Пик (Антарктида) [Becker et al., 2001]. Отметим, что фуллерены связываются с карбонатными хондритами и обладают высокой устойчивостью к воздействию окружающего космического пространства и различного вида излучений [Basiuk et al., 2005]. Сообщается о находках высокоуглеро-

дистых микросфер, условно отнесенных к СММс-микрометеоритам, в пограничных отложениях перми и триаса Мейшаня [Miura, 2006]. Подобные объекты были обнаружены нами в морских отложениях альба и сеномана разреза Губден (Дагестан, Россия) (см. рис. 7.10а) и в пограничных отложениях перми и триаса Центральной России (рис. 7.10б–г). Однако следует отметить, что рентгеноструктурный анализ описанных и обнаруженных высокоуглеродистых микросфер, позволяющий диагностировать в них молекулы C^{60} – фуллерены, нами не проводился. Ввиду

сказанного происхождение СММс-микрометеоритов С-типа и их принадлежность к классу фуллеренов нуждается в уточнении. Так, например, происхождение высокоуглеродистых микросфер, образующих горизонт возрастом 12000–13000 лет в Северной Америке, объясняется, с одной стороны, падением метеорита и пожарами, вызванными этим падением [Firestone et al., 2007], что подтверждается находками в этом горизонте микроалмазов [Kennet et al., 2009], с другой стороны, связывается с жизнедеятельностью микроорганизмов в грибах [Scott et al., 2010].

Импакт-стратиграфическая шкала фанерозоя и составляющие ее импактные и микрометеоритные события

Импакт-стратиграфическая шкала первоначально была разработана [Montanary, Koeberl, 2002]. Она отражала временную последовательность импактных событий – падений метеоритов на Землю в фанерозое, зафиксированных метеоритными кратерами. Позднее эта шкала была дополнена новыми сведениями о метеоритных кратерах и стала включать данные о возрасте и размерах 121 ископаемого метеоритного кратера, из которых 15 крупных с диаметром более 50 км, 13 средних с диаметром от 25 до 50 км и 93 мелких с диаметром менее 25 км, а также 11 стратиграфических уровней с иридиевыми аномалиями и 9 стратиграфических уровней, обогащенных тектитами [Keller, 2008]. В настоящей работе именно эта шкала была дополнена сведениями о ранее неизвестных метеоритных кратерах и стратиграфическими уровнями с микрометеоритными событиями, исследованными автором, или опубликованными в работах, где дано их надежное обоснование (см. рис. 7.11). Следует отметить, что ранее уже проводились исследования по оценке распространения α -микрометеоритов в геологическом прошлом [Taylor, Brownlee, 1991].

В основу дополненного варианта импакт-стратиграфической шкалы [Keller, 2008] положены подразделения и датировки глобальной хроностратиграфической шкалы [Geological Time Scale, 2012], а для подразделений кембрия использовано ярусное деление [Дубинина, 2010]. Ввиду слабой изученности импактных и микрометеоритных событий представленная импакт-стратиграфическая шкала пока не имеет самостоятельных «астрогеологических» подразделений.

В обновленном варианте импакт-стратиграфической шкалы предложено различать такие понятия, как: «импактные» события (IE), зафиксированные метеоритными кратерами и такими трэйсерами, как иридиевые аномалии, находки зерен Ni-шпинели, ударные микроалмазы, ударный

муассонит, ударный кварц, тектиты (силикатные сферулы) и микротектиты S-типа в нескольких удаленных регионах; «микромпактные» события (mIE) – события, признаки которых выявлены пока в одном регионе или одном разрезе; «микрометеоритные» события (CDE) – события, проявленные находками α -микрометеоритов (металлических микросфер), β -микрометеоритов и γ -микрометеоритов.

Трэйсеры импактных событий ранее предполагалось использовать для целей стратиграфической корреляции [Montanary, Koeberl, 2002; Sankaran, 2002]. Теоретически использование таких явлений, как падение метеорита, следы которого «мгновенно» фиксируются в удаленных и разнофациальных толщах, обладает большими корреляционными перспективами. На практике эта идея была реализована при корреляции разрезов пограничных отложений и событий между районом Мексиканского залива и Европой [Smit, 1999]. Затем эта идея была отражена при выборе Точки глобального стратотипа границы мел-палеогеновой в Эль-Кефе (Тунис), которую связали с иридиевой аномалией и находками минералов внеземного происхождения [Molina et al., 2006]. Использование для точной стратиграфической корреляции уровней находок микрометеоритов осуществлено для разрезов четвертичных отложений Балтийского региона [Raukas, 2000].

Ниже даются краткие характеристики «микрометеоритных» и «импактных» событий, составляющим обновленный вариант импакт-стратиграфической шкалы (см. рис. 7.11).

Микрометеоритное событие в позднем кембрии (см. рис. 7.11, событие 1) выявлено на границе батырбайского яруса и яруса айша-биби в Казахстане, где приурочено к прослою черного тонкозернистого известняка и совпадает с крупным эвстатическим понижением уровня Мирового океана (эвстатическое событие Лонг-Рэнч)

[Корчагин и др., 2007; Дубинина, 2009]. Космический материал представлен α -микрометеоритами и β -микрометеоритами магнетитового состава и небольшого размера. Для этого времени в мире известно лишь несколько метеоритных кратеров 5–25 км в диаметре.

Импактное и микрометеоритные события в раннем ордовике. В конце раннего ордовика зафиксированы 2 микрометеоритных события в Шотландии (см. рис. 7.11, события 2, 3) и одно импактное событие Киннекуле (см. рис. 7.11, событие 4). Микрометеоритные события представлены горизонтами, обогащенными α -микрометеоритами магнетитового состава [Dredge et al., 2010]. Импактное событие проявилось находками крупных обломков метеоритов в метеоритном кратере карьера Киннекуле (Швеция) [Schmitz et al., 1996], а также трассируется обломками α - и β -микрометеоритов в Ленинградской области [Коротчанцев и др., 2009]. Характерной чертой этого события является обогащение обломков упавшего метеорита хромом, что предполагает падение на Землю L-хондрита [Schmitz et al., 1996, Коротчанцев и др., 2009, Dredge et al., 2010].

Импактные и микрометеоритные события на рубеже перми и триаса (см. рис. 7.11, события 6?–7). Длительное время главным событием на границе перми и триаса считался трапповый вулканизм на севере Сибири (сибирские траппы) и локальные проявления вулканической активности в Китае. Однако в последние годы в пограничных отложениях перми и триаса разных регионов мира были выявлены горизонты, обогащенные космическим веществом – α -микрометеоритами магнетитового состава в Шангси-Мейшане (Китай) [Xu et al., 1989] и в Альпах [Bachmann, Kozur, 2003], а также находки СММs-микрометеоритов в Мейшане (Китай) [Miura, 2006]. Кроме того, стало известно о находках α -микрометеоритов свинцового состава в раннем триасе Австралии [Standard, Angell, 2003], β -микрометеоритов и S-тектитов в верхней перми Графит Пика в Антарктиде [Basu et al., 2003]. Эти находки служат доказательством массовой космической бомбардировки Земли на рубеже перми и триаса. Свидетельством этой бомбардировки стал метеоритный кратер Бедоут возрастом 250 млн лет, открытый в середине 1990-х годов на северо-западном шельфе Австралии [Becker et al., 2003], а также предполагаемый гигантский метеоритный кратер Вилкслэнд возрастом 260 млн лет в Антарктиде [Von Frese et al., 2009]. В Бразилии обнаружен кратер вулкана Арагуаинха диаметром 40 км, образование которого связывается с рубежом между пермью и триасом [Retallack et al., 2004, 2005].

Полученные в последнее время сведения о распределении, химическом составе и морфологии

микрометеоритов из слоя 27 (на рубеже 250 млн лет) в разрезе Мейшань (Китай) – S-микротектитов, α -микрометеоритов магнетитового состава, β -микрометеоритов железо-никелевого и хромистоникелевого составов [Корчагин и др., 2010] – хорошо согласуются с возрастом метеоритного кратера Бедоут. Обилие S-микротектитов на двух стратиграфических уровнях в слое 27 (интервалы 27/7 и 27/9) (см. рис. 7.2) [Корчагин и др., 2010] свидетельствует о падении на Землю по крайней мере двух метеоритов. Находки в слое 27 большого количества α - и β -микрометеоритов магнетитового, железо-никелевого и хромистого составов свидетельствуют о столкновении на околоземной орбите, кроме достигших Земли метеоритов, также крупных хондритов и L-хондритов, обломки которых поступили на Землю в виде микрометеоритов. Находки в слое 27 α -микрометеоритов с церием (интервал 27/9–27/11) и β -микрометеоритов с редкими землями (Nd-Pr) (интервал 27/2–27/3) (см. рис. 7.2) [Корчагин, Цельмович, 2013] можно рассматривать как свидетельство того, что в столкновении астероидов на околоземной орбите участвовали марсианский метеорит (обогащенный церием) и/или метеориты антарктического типа, обогащенные редкими землями. Примечательно, что все известные и предполагаемые метеоритные кратеры на рубеже перми и триаса связываются с Южным полушарием – Австралией и Антарктидой – где, собственно, и развиты метеориты антарктического типа. На рис. 7.11 два микроимпактных события с S-микротектитам и микроимпактные события зафиксированные в слое 27 разреза Мейшань обозначены № 7. Ввиду того, что и Альпах, и в Мейшане, где отмечаются горизонт(ы) с микрометеоритами ниже границы перми и триаса, но не приводятся точные характеристики микрометеоритов и возраст вмещающих отложений, отмеченные события объединены под номером №6?. В разрезе Мейшань находки микрометеоритов и микротектитов приурочены к слою 27, формировавшемуся на самой ранней стадии трансгрессии и имеющему следы переотложения (см. рис. 7.2). Ранее отмечалось, что находки микрометеоритов в исследованных разрезах тяготеют к границам седиментационных циклов – самым ранним стадиям регрессии (Лонг Рэнч) в верхнем кембрии [Корчагин и др., 2007] или самым ранним стадиям трансгрессии на рубеже перми и триаса в Мейшане [Корчагин и др., 2010]. Оказалось, что приуроченность горизонтов с космической пылью к границам седиментационных циклов уже была отмечена при исследовании пермских отложений в Китае [Lu et al., 2006].

Микрометеоритное событие на рубеже триаса и юры. Находки α -микрометеоритов вблизи

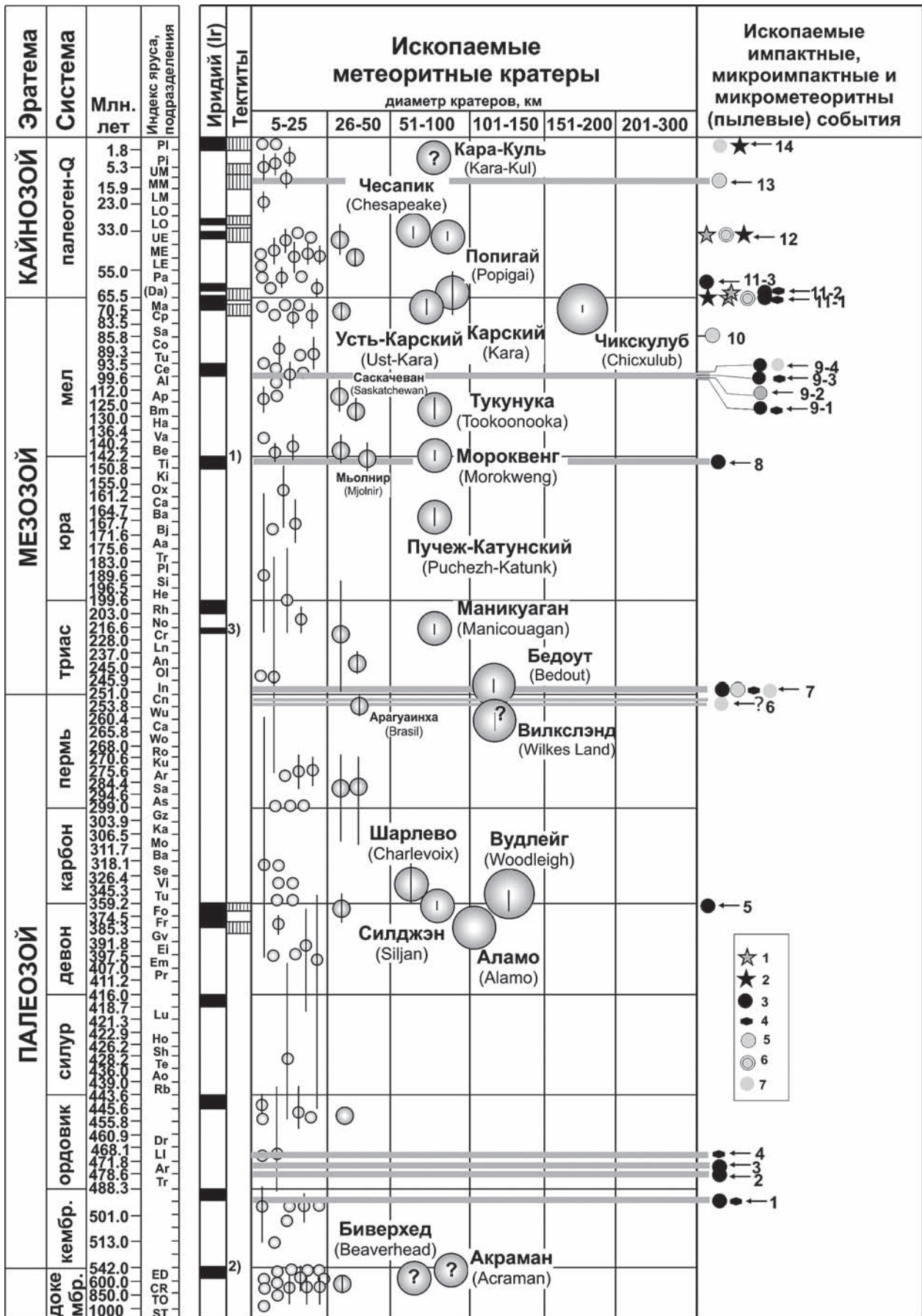


Рис. 7.11. Импакт-стратиграфическая шкала фанерозоя: последовательность импактных и микрометеоритных событий.

1 – Ni-шпинель, 2 – ударные микроалмазы, 3 – α -(Mn) Mms, 4 – β -(Fe, Ni, Cr) MMs, 5 – микротектиты S-типа, 6 – тектиты S-типа, 7 – СММs (высокоуглеродистые микросферы (эндофуллерены)).

Метеоритные кратеры и их возраст приведены по данным [Montanari, Koeberl, 2002; Keller, 2008] с дополнениями автора; иридиевые аномалии и находки тектитов по данным [Keller, 2008], ископаемые импактные, микроимпактные и микрометеоритные события по данным автора. Размер кругов отражает диаметр кратеров, вертикальная линия на кругах – диапазон определения их возраста

границы триаса и юры в Неваде свидетельствуют об усиленном поступлении на Землю космического материала на этом рубеже [Chapman, Lauretta, 2004]. Однако отсутствие уверенной датировки слоя с магнетитовыми микросферами в этом регионе и слабая их геохимическая характеристика не позволяют пока уверенно определить это событие в импакт-стратиграфической шкале (см. рис. 7.11).

Импактное и микрометеоритное событие на границе юры и мела (см. рис. 7.11, событие 8). На севере Сибири, в Нордвике, на рубеже юры и мела был выявлен и описан горизонт с α -микрометеоритами, обогащенными иридием [Захаров и др., 1993]. Этот горизонт можно рассматривать как микрометеоритное событие, связанное со столкновением на околоземной орбите крупных астероидов и усиленным выпадением на Землю их обломков. Позднее в Баренцевом море был обнаружен метеоритный кратер Мьолнир, который по возрасту отвечает границе юры и мела [Dyrvik et al., 2006]. В Южной Африке на рубеже юры и мела также упал крупный обыкновенный хондрит, образовавший метеоритный кратер Морквенг [McDonald et al., 2001].

Микрометеоритные и микроимпактное события на границе альба и сеномана (см. рис. 7.11, события 9-1–9-4). Микрометеоритное событие в раннем сеномане зафиксировано горизонтом с α -, β - и γ -микрометеоритами в разрезе г. Кременная в Крыму [Корчагин, 2010]. α -микрометеориты сложены магнетитовыми микросферами, β -микрометеориты – никеле-цинковыми, а γ -микрометеориты – железо-никелевыми сплавами. Горизонт приурочен к нижней части зоны по планктонным фораминиферам *Thalmanninella arpeninica arpeninica* нижнего сеномана. Позднее в разрезе Губден в Дагестане было выявлено 4 горизонта с микрометеоритами: один в черных глинах верхнего альба (см. рис. 7.11, событие 9-1), непосредственно подстилающих зону *Thalmanninella arpeninica arpeninica*, и три (см. рис. 7.11, события 9-2–9-4) – в 10-сантиметровых прослоях известняка-ракушечника и мергеля, залегающих в самом основании зоны. В нижнем горизон-

те обнаружены: α -микрометеориты, сложенные магнетитом; β -микрометеориты, состоящие из сплава Fe-Ni, Fe-Ni-Cr. Из прослоя известняка-ракушечника (см. рис. 7.11, событие 9-2) выделены S-микротектиты, а из прослоя мергеля – горизонт с α -микрометеоритами, сложенными магнетитом, и β -микрометеоритами, сложенными сплавом Zn-Ni (см. рис. 7.11, событие 9-3), и горизонт с α -микрометеоритами, сложенными магнетитом, и микрометеоритами из высокоуглеродистых микросфер (см. рис. 7.11, событие 9-4). Подробнее отмеченные микроимпактное и микрометеоритные события из разреза Губден (Дагестан, Россия) будут описаны позднее (материалы О.А. Корчагина и С.В. Соловьева, 2010 г.). Горизонт S-микротектитов свидетельствует о падении на Землю метеорита в самом начале сеномана, размеры которого пока определить невозможно. Существование же еще трех горизонтов с микрометеоритами в близкой стратиграфической позиции свидетельствует в пользу того, что падение на Землю метеорита сопровождалось столкновениями на околоземной орбите нескольких астероидов хондритового состава и одного астероида L-хондритового состава. Находки на одном стратиграфическом уровне горизонта(ов) микрометеоритов в разных регионах – в Крыму и на Северном Кавказе – свидетельствуют о крупном микрометеоритном и импактном событии на рубеже альба и сеномана. В Крыму и на Кавказе находки микрометеоритов и микротектитов приурочены к заключительной стадии регрессии и самой ранней стадии трансгрессии.

Микроимпактное событие на рубеже коньяка и сантона (см. рис. 7.11, событие 10) зафиксировано прослоем белого окремнелого известняка, обогащенного S-микротектиты, в разрезе в окрестностях г. Белогорска в Крыму. Слой, содержащий S-микротектиты, приурочен к обр. 09-6-1 стратиграфического разреза [Корчагин и др., 2012]. Космическое вещество представлено небольшим количеством исключительно Na-S-микротектитов и свидетельствует о падении на Землю метеорита, размеры которого пока не установлены.

Импактные и микрометеоритные события на рубеже мела и палеогена и в раннем палеогене (см. рис. 7.11, события 11-1–11-3). На границе мела и палеогена во многих удаленных местах отмечаются следы импактного события(й), зафиксированных иридиевой аномалией, горизонтами тектитов S-типа (сферуловыми слоями), горизонтом с микрометеоритами и микрокристаллами – Ni-шпинелью. В отдельных разрезах в сферуловых или микрометеоритных слоях встречены единичные зерна микроалмазов и муассонита, а также чрезвычайно редких самородных металлов – рения и платины [Грачев, Борисовский, 2010а, б]. Отсутствие надежных стратиграфических обоснований в разрезах с трэйсерами импактного события(й) и критериев их диагностики, а также различия в химическом составе трэйсеров (тектитов S-типа, Ni-шпинели, ударного кварца) в разных регионах в настоящее время заставляют сомневаться в существовании одного (а не нескольких) импактного события на этом рубеже. Обломки метеорита, упавшего в Чикскулубе, обнаружены в центральной части Тихого океана (скв. 576, 577) [Kyte, 1998]. В районе самого кратера (разрезы Эль-Пиньон и Эль-Мулато) имеются два горизонта с S-тектитами (сферуловых слоев), нижний из которых считается первичным, верхний – состоящим из переотложенных сферул [Keller, 2008]. Сферулы или S-тектиты из пограничных отложений мела и палеогена кратера Чикскулуб изучены в разрезе Ля-Сьеррита (Мексика) [Schulte et al., 2003] и скв. ODP171B в Атлантическом океане [Martinez-Ruiz et al., 2001]. В Техасе сферуловый слой, связываемый с кратером Чикскулуб, сложен измененными магнево-сметитовыми и железомagneво-хлоритовыми диагенетически измененными сферулами [Schulte et al., 2006]. Сферуловый слой, кроме того, обнаружен также в Дании (Стевенс Клинт), в Испании (Агоста, Каравака) и Грузии (Тетрицкаро). По анализу ^{54}Cr из сферулового слоя в Караваке, Стевенс Клинте и Нью-Мексике (США) было установлено, что упавший метеорит принадлежал типу карбонатных хондритов [Trinquier et al., 2006]. В основании переходной глины между мелом и палеогеном в Караваке обнаружены находки K-полевошпатовых санидиновых сфер, в качестве источника которых рассматривается вещество упавшего метеорита, принадлежащего типу железных метеоритов [Smit, Klaver, 1981]. Высококальциевые тектиты S-типа (K-полевошпатовые сферулы) и α -микрометеориты (магнетитовые сферы) отмечены в пограничной глине между мелом и палеогеном в разрезах Каравака и Агоста, а диагенетически измененные выполненные смектитом сферулы обнаружены в осадках Атлантического океана (скв. 1049) [Martinez-Ruiz et al., 2006]. Диагенетически измененные сферулы, выполненные

гетитом или K-полевыми шпатами и покрытые высокоуглеродистой оболочкой, обогащенной иридием, описаны в Агосте и Караваке [Martinez-Ruiz et al., 1997]. Прослой с α -микрометеоритами отмечен на юге Европейской России (Тепловка, Ключи) в верхней части предполагаемого маастрихта [Molostovsky et al., 2006]. Ударные алмазы обнаружены в районе Мексиканского залива на границе мела и палеогена в США и Мексике [Hough et al., 2001] и в Гамсе (Австрия) [Grachev et al., 2005; Grachev 2009]. Муассонит также найден в переходном слое глины J на границе мела и палеогена в Гамсе [Grachev, 2009].

Предложенная в настоящее время корреляция событий на рубеже мела и палеогена между Мексиканским заливом и Европой опирается на существовании одного импактного события [Smit, 1999] и косвенно стала критерием определения Точки глобального стратотипа границы между мелом и палеогеном в Эль-Кефе (Тунис). Существование мультиимпактных событий на рубеже мела и палеогена и следы импактного события, предшествовавшего рубежу мела и палеогена, отрицаются в работах [Schulte et al., 2006; Smit, 2007]. Различия же в составе S-тектитов на границе мела и палеогена, если придерживаться моноимпактной точки зрения, в районе кратера Чикскулуб и удаленных от него территорий объясняются формированием сферуловых слоев вблизи кратера за счет пород континентальной коры, преобразованной в результате удара метеорита, а в удаленных территориях – за счет обломков метеорита [Martinez-Ruiz et al., 2006].

Однако на мультиимпактные события на рубеже мела и палеогена указывают другие данные. Так, присутствие зерен ударного кварца двух типов на границе мела и палеогена в разных регионах мира (Si-rich и Ca-rich-glass в районе Мексиканского залива (Мексика, Гаити), Si-rich-glass в Стевенс Клинте (Дания) и Ca-rich-glass в Новой Зеландии) рассматривается как следы падений двух разных метеоритов вблизи этой границы [Bauluz et al., 2004]. Существование двух горизонтов с микросферами в ассоциации с аномалиями иридия и отрицательным экскурсом $\delta^{13}\text{C}$ вблизи границы мела и палеогена в Абате (Оман) также рассматривается как следы двух импактных событий [Ellwood et al., 2003]. Предполагается, что раннем дании также случилось импактное событие, следы которого зафиксированы в Мексике [Stinnesbeck et al., 2002]. На это же указывает и аномалия иридия в нижнем дании (зона P1a) на Гаити [Stinnesbeck et al., 2002]. На импактное событие в раннем дании указывает и небольшая иридиевая аномалия с горизонтом α -микрометеоритов

в слое «М» нижней части зоны *Subbotina fringa* разреза Гамс-1 (Австрия) (см. рис. 7.1; рис. 7.7; рис. 7.11, событие 11-3) [Grachev et al., 2005; Korchagin, Kollmann, 2009].

В этой связи нами был проведен анализ содержания MgO-NiO-FeO в Ni-шпинели пограничных отложений мела и палеогена разрезов Гамс (Австрия) [Grachev et al., 2007], Каравака (Испания) и Фурло (Италия) [Bohor et al., 1986/1987], Туниса [Robin et al., 1991], Тихого океана (скв. 596, 577) [Kyte, Bohor, 1995]. Было обнаружено существование двух разновозрастных различных морфологически и химически разновидностей (см. рис. 7.4). В среднем размер найденных зерен Ni-шпинели колеблется в пределах 20–35 мкм. Среди них одна разновидность обеднена никелем и приурочена к нижней части переходного слоя J в Гамсе (рис. 7.1) и имеет чрезвычайно широкое географическое распространение – найдена также в разрезах Каравака, Фурло, Туниса, Тихого океана. Эта разновидность обозначена нами как AEP-SP^{Ni} (Africa-European-Pacific – африкано-европейско-тихоокеанская). Другая разновидность Ni-шпинели на границе мела и палеогена, напротив, обогащена никелем и встречена пока только в Гамсе, где приурочена к средней и верхней части переходного слоя J (см. рис. 7.1), она названа CESP^{Ni} (Central European – центрально-европейская). Примечательно, что в нижней части слоя J присутствуют как сильно оплавленные (см. рис. 7.4), так и хорошо ограненные кристаллы Ni-шпинели, тогда как в средней и верхней части слоя J встречены только слабо оплавленные (см. рис. 7.4) или неоплавленные микрокристаллы (см. рис. 7.4). Существование двух различных разновидностей Ni-шпинели на границе мела и палеогена свидетельствует о двух разных их источниках, т.е. о двух импактных событиях на этой границе. Различия в возрасте Ni-шпинели свидетельствуют о том, что на рубеже мела и палеогена на Землю упали подряд два метеорита: первый, более древний и крупный (его трэйсеры обнаруживаются на больших территориях – в Тихом океане, Тунисе, Италии, Испании, Австрии) приурочен в Австрии к зоне *Hedbergella holmdelensis* по планктонным фораминиферам переходного слоя J [Korchagin, Kollmann, 2009] (см. рис. 7.11, событие 11-1); второй, более молодой, приурочен к местной зоне *Globoconusa daubjergensis* (маленький морфотип

[Korchagin, Kollmann, 2009] и, судя по ограниченности распространения своего трэйсера CE-SP^{Ni} (пока только в Австрии), имел сравнительно небольшие размеры (см. рис. 7.11, событие 11-2). В Гамсе импактные (см. рис. 7.11, события 11-1, 11-2) и сопровождающие их микрометеоритные события приурочены к переходному слою глины J, формировавшемуся на самой ранней стадии трансгрессии [Kollmann, 2009].

Импактные события позднего эоцена (см. рис. 7.11, событие 12). В позднем эоцене произошло три импактных события, представленные тремя горизонтами тектитов S-типа в верхнем эоцене, широко развитыми в Северной Америке [Keller et al., 1987; Glass, 2002]. Предприняты также попытки определить в позднем эоцене трэйсеры Попигаевского падения метеорита [Whitehead et al., 2000].

Микроимпактное событие в среднем миоцене (см. рис. 7.11, событие 13) фиксируется горизонтом с большим количеством высоконатриевых микротектитов (см. рис. 7.6) в среднем миоцене разреза о. Карагинский у восточного побережья Камчатки [Корчагин, Бордунов, 2013].

Микроимпактное событие в позднем миоцене (см. рис. 7.11, событие 14). Трэйсеры события в виде микротектитов S-типа и Ni-шпинели обнаружены в южной части Тихого океана [Margolis et al., 1991].

Импактные и микрометеоритные события в плейстоцене и голоцене. Импактные события на рубеже 12000–13000 лет зафиксировано горизонтом высокоуглеродистых микросфер и микроалмазов в Северной Америке, где с ним совпадает вымирание мегафауны (мамонтов и др.) [Firestone et al., 2007; Kennet et al., 2009]. Происхождение углеродистых шариков на этом уровне в Северной Америке остается проблематичным. По одной версии они связаны с падением на Землю кометы и пожарами, вызванными этим падением [Firestone et al., 2007; Kennet et al., 2009], по другой – с жизнедеятельностью насекомых в грибах [Scott et al., 2010]. В археологической скважине в Аризоне на этом же стратиграфическом уровне обнаружен горизонт с магнетитовыми микросферами земного и космического происхождения [Haynes et al., 2010].

Несколько микрометеоритных событий выражены горизонтами, содержащими микрометеориты в четвертичных отложениях Балтийского региона [Raukas, 2000].

Заключение

Самыми распространенными и встреченными на всех стратиграфических уровнях являются α -микрометеориты магнетитового и

β -микрометеориты железо-никелевого составов. Находки микрометеоритов и тектитов, обогащенных редкими землями, приурочены исключительно

но к пограничным отложениям перми и триаса (Ce- α - и REE- β -микрометеориты) и мела и палеогена (REE-тектиты S-типа).

Микротектиты мезозоя (на примере мела) представлены одной разновидностью высоконариевых микротектитов S-типа, тогда как разнообразие кайнозойских микротектитов и тектитов S-типа существенно выше и представлено несколькими популяциями.

Высокоуглеродистые СММs-микрометеориты (высокоуглеродистые микросферы) приурочены не только к рубежу перми и триаса, где с ними связывается массовое вымирание биоты, а также к другим стратиграфическим интервалам, например, к границе альба и сеномана, на котором крупных вымираний фауны не зафиксировано.

Обращает на себя внимание то, что находки микрометеоритов часто приурочены к границам седиментационных циклов (концу регрессивного или началу трансгрессивного циклов). Это наблюдение нуждается в дополнительных исследованиях и анализе.

Импактное событие (события) обычно сопровождается несколькими горизонтами микрометеоритных событий.

Современная импакт-стратиграфическая шкала представляет собой лишь временную последовательность импактных, микроимпактных и микрометеоритных событий; она не имеет корреляционного значения и должна быть существенно дополнена. Существующих в настоящее время данных по распределению и характеристикам микрометеоритных и импактных событий недостаточно для использования их в качестве трэйсеров для целей стратиграфических корреляций. Имеются определенные трудности в установлении синхронности и генетической принадлежности импактора (тела метеорита, ударившегося о Землю) и разнесенных при его ударе обломков.

Зерна ударного кварца, микроалмазов, муассонита и СММs-микрометеоритов редки и малочисленны в разрезах, удаленных от мест падения метеоритов, что не позволяет провести их идентификацию и определить принадлежность к метеоритному телу. Большинство α -микрометеоритов магнетитового состава и S-микротектиты не имеют заметных признаков для их идентификации и

не могут быть использованы при корреляции.

Иридиевая аномалия, большинство микрометеоритов и микрокрититов также не имеют отчетливых идентификационных признаков и пока не могут служить критерием определения стратиграфических границ и выбора Точек глобального стратотипа границы (GSSP), как это сделано при выборе границы между мелом и палеогеном в разрезе Эль-Кеф (Тунис).

Корреляционное значение импактных и микрометеоритных событий может быть повышен только при исследовании непрерывных (почти непрерывных), хорошо палеонтологически охарактеризованных стратиграфических последовательностей, в которых зафиксированы следы импактных и микрометеоритных событий.

Наибольшую корреляционную роль среди микрокрититов играет Ni-шпинель, которая относительно легко устанавливается в разрезах и встречается в значительных количествах, достаточных для ее геохимической идентификации.

Высокое корреляционное значение имеют также β -микрометеориты.

Получено доказательство падения на Землю на рубеже мела и палеогена не одного (в Чикскулубе), а двух метеоритов (и в разное время), основанное на анализе химического состава Ni-шпинели и существовании двух разновозрастных разновидностей микрокристаллов этого минерала в разрезах пограничных отложений мела и палеогена Центральной Европы (Австрия).

Факт обнаружения частиц космического происхождения, обогащенных редкими землями, пока исключительно на границах перми – триаса (Ce- α - и Nd-Pr- β -микрометеориты) и мела – палеогена (REE-тектиты S-типа), на рубежах самых крупных биосферных перестроек и вымираний, заслуживает особого внимания и дальнейшего исследования.

Выпадение на Землю большого числа мало-размерных космических частиц, зафиксированных тонкими (1–2 мм) горизонтами осадочных пород, обогащенных микрометеоритами I-типа, предлагается рассматривать как самостоятельный процесс (микрометеоритные события), который может столь же сильно (если не сильнее) влиять на климат и биоту Земли, как и падение крупных космических тел (импактные события).

Литература

- Бадуков Д.Д., Иванов А.В., Райтала И., Хисина Н.Р. Сферические микрочастицы из района тунгусского события: может ли их источником быть Тунгусское космическое тело? // Геохимия. 2011. № 7. С. 675–689.
- Грачев А.Ф. Мантийные плюмы и геодинамика // Физика Земли. 2000а. № 4. С. 3–37.
- Грачев А.Ф. Геодинамическая причина биосферных катастроф // Земля и Вселенная. 2000б. № 5. С. 12–21.
- Грачев А.Ф. К вопросу о природе космической пыли в осадочных породах // Физика Земли, 2010. № 3, с. 3–13.
- Грачев А.Ф., Борисовский С.М. Первая находка самородного рения в переходном слое глин на границе

- мела и палеогена в разрезе Гамс (Вост. Альпы, Австрия) // Физика Земли. 2010а. Т. 11. С. 93–96.
- Грачев А.Ф., Борисовский С.М. Первая находка чистой самородной платины в переходном слое глины на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Вост. Альпы, Австрия) // Физика Земли. 2010б. № 3. С. 3–6.
- Грачев А.Ф., Каменский И.Л., Корчагин О.А. и др. Первые данные об изотопии гелия в переходном слое глины на границе мела и палеогена (Гамс, Восточные Альпы) // Физика Земли. 2007. № 9. С. 61–67.
- Грачев А.Ф., Корчагин О.А., Цельмович В.А. и др. Космическая пыль и микрометеориты в переходном слое глины на границе мела и палеогена в разрезе Гамс (Восточные Альпы): морфология и химический состав // Физика Земли. 2008. Т. 7. С. 42–57.
- Дубинина С.В. О выделении нового терминального яруса кембрийской системы в Казахстане // Мат-лы XIV Междунар. Полевой конф. и экскурсии рабочей группы по ярусному делению кембрия – хребет Малый Каратау (южный Казахстан). Алматы: Гылым, 2009. С. 53–55.
- Захаров В.А., Ланухов А.Л., Шенфильд О.В. Иридиевая аномалия на границе юры и мела на севере Сибири // Геол. и геофиз. 1993. № 1. С. 102–109.
- Кауффман Э. Структура вымираний морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. М.: Мир, 1986. С. 156–254.
- Коротчанцев А.В., Лоренц К.А., Иванова М.А. Внеземной хромит в ордовикских известняках северо-запада России // Вестн. ОНЗ РАН. 2009. № 1. С. 1–3.
- Корчагин О.А. Присутствие металлических микросфер и микрочастиц в раннем сеномане Крыма – «Космическое Пылевое Событие» // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 6. С. 783–787.
- Корчагин О.А., Бордунов С.И. Силикатные микросферы из осадочных отложений среднего миоцена Камчатки – новая разновидность высоко-На микротектитов // Литология. Полезные ископаемые. 2013. С. 1–19.
- Корчагин О.А., Брагин Н.Ю., Брагина Л.Г. Планктонные фораминиферы и радиолярии из коньяк-сантонских отложений горы Ак-Кая, Горный Крым, Украина // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2012. Т. 20. № 1. С. 83–107.
- Корчагин О.А., Корчагина Н.А., Андрухович А.О. и др. Ритмичная пара «известняк-мергель» найдинских слоев среднего сеномана южного склона горы Сельбухра, Крым: микропалеонтология, геохимия и изотопия (δO^{18} , δC^{13}) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013 (в печати).
- Корчагин О.А., Цельмович В.А. Космические частицы (микрометеориты) и наносферы из пограничного слоя глины между мелом и палеогеном (К/Т) разреза Стевенс Клинт, Дания // Докл. РАН. 2011. Т. 437. № 4. С. 520–525.
- Корчагин О.А., Цельмович В.А., Дубинина С.В. Метеоритные микросферы и частицы из глубоководных известняков верхнего кембрия (Батырбай, Южный Казахстан) // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2007. № 3. С. 17–22.
- Корчагин О.А., Цельмович В.А., Поспелов И.И. и др. Космические магнетитовые микросферы и металлические частицы вблизи границы пермь-триас в Точке глобального стратотипа границы (слой 27, Мэйшань, Китай) // Докл. РАН. 2010. Т. 432. № 2. С. 232–238.
- Левен Э.Я., Корчагин О.А. Пермь-триасовый биотический кризис и фораминиферы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 4. С. 55–64.
- Маццак М.С., Райхлин А.И. Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. СПб: ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
- Мальков Б.А., Андреичев В.Л. Алмазоносные тагамиты Карской астроблемы // Вестн. ИГ КомиНЦ УрО РАН. 2010. № 3. С. 5–11.
- Печерский Д.М., Марков Г.П., Цельмович В.А., Шаронова З.В. Внеземные магнитные минералы // Физика Земли. 2012. № 7, 8. С. 103–260.
- Соботович Э.В. Космическое вещество в земной коре. М.: Атомиздат, 1976. 159 с.
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Ильин Н.П. и др. Химический состав космических шариков из района Тунгусской катастрофы и некоторые вопросы дифференциации вещества космических тел // Геохимия. 1968а. № 10. С. 1163–1173.
- Флоренский К.П., Иванов А.В., Кирова О.А., Заславская Н.И. Фазовый состав мелкодисперсного внеземного вещества из района Тунгусской катастрофы // Геохимия. 1968б. № 10. С. 1174–1182.
- Цельмович В.А. Самородные металлы и космические минералы из астроблемы Цэнхэр // Мат-лы IV конф. «Минералы: строение, свойства, методы исследований». Екатеринбург: УрО РАН. 2012. С. 257–260.
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. Vol. 208. P. 1095.
- Alvarez W., Alvarez L.W., Asaro F., Michel H.V. The End of the Cretaceous: Sharp Boundary or Gradual Transition? // Science. 1984. Vol. 223. P. 1183–1186.
- Bachmann H.B., Kozur H.W. First evidence of microspherule interval around the continental Permian-Triassic boundary, Germany, and its correlation with the marine realm // Prirodovedny sbornik Zapadnomoavskeno Muzea V Trebici. 2003. Vol. 41. P. 143–146.
- Basiuk V.A., Albarran G., Basiuk E., Saniger J.-M. Stability of interstellar fullerenes under high-dose γ -irradiation: new data // Advances in Space Research. 2005. Vol. 36. P. 173–177.
- Basu A.R., Petaev M.I., Poreda R.J. et al. Chondritic Meteorite Fragments Associated with the Permian-Triassic Boundary in Antarctica // Science. 2003. Vol. 302. № 5649. P. 1388–1392.
- Bauluz B., Peacor D.R., Hollis C.J. TEM study of meteorite impact glass at New Zealand Cretaceous-Tertiary sites: evidence for multiple impacts or differentiation during global circulation // Earth Planet Sci. Lett. 2004. Vol. 219. P. 209–219.
- Becker L. Application of laser desorption mass spectrometry (LDMS) to cosmochemistry: direct analysis of organic compounds in meteorites // Astrophys. Space Sci. Libr. 1999. Vol. 236. P. 377–398.
- Becker L., Poreda R.J., Basu A.R. et al. Bedout: A Possible End-Permian Impact Crater Offshore of North-

- western Australia // *Science*. 2003. Vol. 302. № 5649. P. 1388–1392.
- Becker L., Poreda R.J., Hunt A.G. et al. Impact event at the Permian-Triassic boundary: evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes // *Science*. 2001. Vol. 291. P. 1530–1533.
- Bi D., Morton R.D., Wang K. Cosmic nickel-iron alloy spherules from Pleistocene sediments, Alberta, Canada // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. P. 4129–4136.
- Bohor B.F., Foord E.E., Ganapathy R. Magnesioferrite from the Cretaceous-Tertiary boundary, Caravaca, Spain // *Earth Planetary Sci. Lett.* 1986/1987. Vol. 81. P. 57–66.
- Chapman M.G., Lauretta D. Iron spherules from the Triassic-Jurassic boundary zone of the Lower Moenave, Nevada: a preliminary report on possible extraterrestrial dust deposits // 32nd IGC Florence. Scientific Sessions: abstracts (part 2). 2004. P. 1141.
- Crozaz G., Floss C., Wadhwa M. Chemical alteration and REE mobilization in meteorites from hot and cold desert // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. № 24. P. 4727–4741.
- Dredge I., Parmell J., Lindgren P., Bowden S. Elevated flux of cosmic spherules (micrometeorites) in Ordovician rocks of the Durness Groupe, NW Scotland // *Scottish J. Geol.* 2010. Vol. 46. P. 7–16.
- Dypvik H., Smelror M., Sandbakken P.T. et al. Traces of the Marine Mjølnir Impact Event // *Paleogeog. Paleoclimat. Paleocol.* 2006. Vol. 241. P. 621–636.
- Ellwood B.B., McDonald W.D., Wheeler C., Benoist S.L. The K-T boundary in Oman: identified using magnetic susceptibility field measurements with geochemical confirmation // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. Vol. 206. P. 529–540.
- Firestone R.B. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. 2007. Vol. 104. P. 16016–16021.
- Folco L., D'Orazio M.D., Tiepolo M. et al. Transantarctic Mountains microtektites: geochemical affinity with Australasian microtektites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. Vol. 73. P. 3694–3722.
- Genge M.J., Engrand C., Gounelle M., Taylor S. The classification of micrometeorites // *Meteoritics and Planetary Science*. 2008. Vol. 43. P. 497–515.
- Genge M.J., Grady M.M. The fusion crusts of stony meteorites: Implications for the atmospheric reprocessing of extraterrestrial materials // *Meteoritics Planetary Science*. 1999. Vol. 34. P. 341–356.
- Glass B.P. Upper Eocene Impact Ejecta/Spherule layers in Marine sediments // *Chem. Erde*. 2002. Vol. 62. P. 173–196.
- Glass B.P., Huber H., Koeberl C. Geochemistry of Cenozoic microtektites and clinopyroxene-bearing spherules // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2004. Vol. 68. № 19. P. 3971–4006.
- Glass B.P., Kent D.V., Schneider D.A., Tauxe L. Ivory Coast microtektites strewn field: description and relation to the Jaramillo geomagnetic event // *Earth and Planetary Sciences*. 1991. Vol. 107. P. 182–196.
- Glikson A. Asteroid/comet impact clusters, flood basalts and mass extinctions: Significance of isotopic age overlaps // *Earth Planet Sci Lett.* 2005. Vol. 236. P. 933–937.
- Grachev A.F. Mantle Plumes and Their Influence on the Lithosphere, Sea-level Fluctuations and Atmosphere. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund.* 2009a. Bd 63. P. 147–174.
- Grachev A.F. Minerals of the Transitional Layer in Gams Section. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund.* 2009b. Bd 63. P. 59–88.
- Grachev A.F., Korchagin O.A., Kollmann H.A. et al. 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. Vol. 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 Gams stratigraphic sequence, Eastern Alps // *Russ. J. Earth Sci.* 2007. Vol. 10. № 2. P. 1–11.
- Guaita C., Martegani F. Cosmic Microspheres: a SEM study // *Memorie della Società Astronomica Italiana*. 2008. Suppl. Vol. 12. P. 110–125.
- Hagstrum J.T. Antipodal hotspots and bipolar catastrophes: Were oceanic large-body impacts the cause? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 236. P. 13–27.
- Haynes C.V., Boerner J., Domanic K. et al. The Murray Springs Clovis site, Pleistocene extinction, and the question of extraterrestrial impact // *PNAS*. 2010. Vol. 107. № 9. P. 4010–4015.
- Heymann D., Chibante L.P.F., Brooks R.R. et al. Fullerenes in the Cretaceous-Tertiary Boundary clay // *Science*. 1994. Vol. 265. P. 645–647.
- Hough R.M., Gilmoure I., Pilinger C.T. Diamond in the Ejecta and Fireball layers of K/T boundary in the USA and Mexico // *Large Meteorite Impacts and Planetary Evolution*. 2001. P. 6093.
- Johnson B.C., Melosh H.J. Impact spherules as a record of an ancient heavy bombardment of Earth // *Nature*. 2012. № 465. P. 75–77.
- Jones A.P., Price G.D., DeCarli P. et al. Modelling decompression melting: A possible trigger for impact induced volcanism and mantle hotspots // *ESF Workshop on Impact Markers in the Stratigraphic Record. Abstracts*. / Eds.: F. Martinez-Ruiz, M. Ortega-Huertas and I. Palomo. Universidad Granada. 2001. P. 57–58.
- Jones A.P., Price G.D., Price N.J. et al. Impact induced melting and the development of large igneous provinces // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. Vol. 202. № 3. P. 551–561.
- Karner D.B., Levine J., Muller R. Extraterrestrial Accretion from the GISP2 Ice Core // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2003. Vol. 67. P. 751–763.
- Keller G. Impact Stratigraphy: Old principle, new reality // *Geol. Soc. Am.* 2008. Sp. Paper 437. P. 147–178.
- Keller G., D'Hondt S.L., Orth C.J. et al. Late Eocene impact microspherules: Stratigraphy, age and geochemistry // *Meteoritics*. 1987. Vol. 22. P. 25–60.

- Keller G., D'Hondt S.L., Vallier T.L. Multiple microtektite horizons in upper Eocene marine sediments: No evidence for mass extinctions // *Science*. 1983. Vol. 221. P. 150–152.
- Kennett D.J., Kennett J.P., West A. et al. Shock-synthesized hexagonal diamonds in Younger Dryas boundary sediments // *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.* 2009. Vol. 106. P. 12623–12638.
- Koeberl C. Iridium enrichment in volcanic dust from blue ice fields, Antarctica, and possible relevance to the K/T boundary event // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989. Vol. 92. P. 317–322.
- Koeberl C., Bottomley R., Glass B.P., Storzer D. Geochemistry and age of Ivory Coast tektites and microtektites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. Vol. 61. № 8. P. 1745–1772.
- Koeberl C., Cassady W.A. Difference between Antarctic and non-Antarctic meteorites: An assessment // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. Vol. 55. P. 3–18.
- Kollmann H. A review of the Geology of the Late Cretaceous-Paleogene Basin (Eastern Alps, Austria). The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund*. 2009. Bd 63. P. 9–13.
- Korchagin O.A. Kollmann H. Biostratigraphy. The K/T boundary of Gams (Eastern Alps, Austria) and the nature of terminal Cretaceous mass Extinction // *Abh. Geol. Bund*. 2009. Bd 63. P. 19–38.
- Kurat C., Koeberl C., Presper T. Petrology and Geochemistry of Antarctic micrometeorites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. Vol. 58. P. 3879–3904.
- Kyte F. A meteorite from the Cretaceous/Tertiary boundary // *Nature*. 1998. Vol. 396. P. 237–239.
- Kyte F.T., Bohor B.F. Nickel-rich magnesiowustite in Cretaceous/Tertiary boundary spherules crystallized from ultramafic, refractory silicate liquids // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. Vol. 59. P. 4967–4974.
- Kyte F.T., Bostwick J.A. Magnesian ferrite spinel in Cretaceous/Tertiary boundary sediments of Pacific basin: Remnants of hot, early ejecta from the Chicxulub impact? // *Earth Planet Sci Lett*. 1995. Vol. 132. P. 113–127.
- Lorenz R.D. Microtektites on Mars: Volume and Texture of Distal Impact Ejecta Deposits // *Icarus*. 2000. Vol. 144. P. 353–366.
- Lu Y., Xie X., Jiang T., Chen P., Zhou Y. Sea level changes revealed by cosmic dust: A pilot study of the Upper Permian reef in Guizhou, China // *J. Geochem. Exploration*. 2006. P. 431–435.
- Margolis S.V., Claeys Ph., Kyte F. Microtektites, Microkristites, and Spinel from a Late Pliocene Asteroid Impact in the Southern ocean // *Science*. 1991. Vol. 251. P. 1594–1597.
- 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. P. 137–147.
- Martinez-Ruiz F., Ortega-Huertas M., Palomo-Delgado I., Smit J. K-T boundary spherules from Blake Nose (ODP Leg 171B) as a record of the Chicxulub ejecta deposits // *Geological Soc. Lond.* 2001. Sp. Pub. Vol. 183. P. 149–161.
- Martinez-Ruiz F., Ortega-Huertas M., Rivas P. Rare earth element composition as evidence of the precursor of the material of Cretaceous-Tertiary boundary sediments at distal sections // *Chemical Geology*. 2006. Vol. 232. P. 1–11.
- McDonald I., Andreoli M.A.G., Hart R.J., Tredoux M. Platinum-group elements in the Morokweng impact structure, South Africa: Evidence for the impact of large ordinary chondrite projectile at Jurassic-Cretaceous boundary // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2001. Vol. 65. № 2. P. 299–309.
- Miura Y. Carbon-rich and Ni-Fe-rich spherules at the end of the Permian: application to materials of space explorations // *Lunar and Planetary Science*. 2006. Vol. 371. P. 2441, 2442.
- Molina E., Alegret L., Arenillas I. et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Origin definition and revision // *Episodes*. 2006. Vol. 29. № 4. P. 263–273.
- Molodensky S.M. On the estimation of elastic stresses in the mantle at time moment of large meteorite fall // *Russ. J. Earth Sci.* 2005. Vol. 7. № 6. P. 1, 2.
- Molostovsky E.A., Fomin V.A., Pechersky D.M. Sedimentogenesis in Maastrichtian-Danian basins of the Russian plate and adjacent areas in the context of plume geodynamics // *Rus. J. Earth Sci.* 2006. Vol. 8. P. 1–13.
- Montanari A., Koeberl C. *Impact Stratigraphy*. Berlin; N.Y.: Springer, 2002. 364 pp.
- Patterson T.R., Fowler A.D., Huber B.T. Evidence of hierarchical organization in the planktic foraminiferal evolutionary record // *J. Foraminiferal Res.* 2004. V. 2. № 34. P. 85–95.
- Racki G. The Frasnian-Fammenian biotic crisis: How many (if many) bolide impacts? // *Geol. Rundsch*. 1999. Vol. 87. P. 617–632.
- Raukas A. Investigation of impact spherules – a new promising method for the correlation of Quaternary deposits // *Quaternary Intern.* 2000. Vol. 68–71. P. 241–252.
- Retallack G.J., Seyedolali A., Krull E.S. et al. Search for evidence of impact at the Permian-Triassic in Antarctica and Australia // *Science*. 2004. Vol. 304. № 5676. P. 1469–1476.
- Retallack G.J., Jahren A.R., Sheldon N.D. et al. The Permian-Triassic boundary in Antarctica // *Antarctic Science*. 2005. Vol. 17. № 2. P. 1–18.
- Robin E., Boclet D., Bonte Ph. et al. The stratigraphic distribution of Ni-rich spinels in Cretaceous-Tertiary boundary rocks at El Kef (Tunisia), Caravaca (Spain) and Hole 761C (Leg 122) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 107. P. 715–721.
- Robin E., Bonte Ph., Froget L. et al. Formation of spinels in cosmic objects during atmospheric entry: a clue to the Cretaceous-Tertiary boundary event // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. Vol. 108. P. 181–190.
- Sankaran A.V. Search for the elusive and-Permian bolide impact: Exotic carbon – fullerene, as a potential tracer // *Current Science*. 2002. Vol. 83. № 4. P. 363–365.

- Schmitz B., Lindstrom M., Asaro F., Tassinari M.* Geochemistry of meteorite-rich limestone strata and fossil meteorites from the lower Ordovician at Kinnekulle, Sweden // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 145. P. 31–48.
- Schulte P., Speijer R., Mai H., Kontny A.* The Cretaceous–Paleogene (K–P) boundary at Brazos, Texas: Sequence stratigraphy, depositional event and the Chicxulub impact // *Sedimentary Geol.* 2006. Vol. 184. P. 77–109.
- Schulte P., Stinnesbeck W., Stüben D. et al.* Fe-rich and K-rich mafic spherules from slumped and channelized Chicxulub ejecta deposits in the Northern La Sierrita area, NE Mexico // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 2003. Vol. 92. P. 114–142.
- Schuraytz B.C., Lindstrom D.W., Marin L.E. et al.* Iridium Metal in Chicxulub Impact Melt: Forensic Chemistry on K–T Smoking Gun // *Science.* 1996. Vol. 271. P. 1573–1575.
- Scott A.C., Pinter N., Collinson M.E. et al.* Fungus, not comet or catastrophe, accounts for carbonaceous spherules in the Younger Dryas ‘impact layer’ // *Carbonaceous spherules.* 2010. P. 1–14.
- Smit J.* From the Yaxcopoil-1 drillhole to ODP Site 540/536: No evidence for pre-KT age of the Chicxulub crater // *Geophysical Research Abstract.* 2007. Vol. 9. P. 11306.
- Smit J.* The Global Stratigraphy of the Cretaceous–Tertiary boundary impact ejecta // *Ann. Rev. Earth Planet Sci.* 1999. Vol. 27. P. 75–113.
- Smit J., Klaver G.* Sanidine spherules at the Cretaceous–Tertiary boundary indicate a large impact event // *Nature.* 1981. Vol. 292. P. 47–49.
- Standard J., Angell A.* Raining lead around 250 mya: a smoking gun for an Australian impact origin of the Permian Extinction // *ArXiv:physics/0311111.* 2003. Vol. 1. P. 1–9.
- 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 and Space Science.* 2006. Vol. 54. P. 60–70.
- Stinnesbeck W., Keller G., Shulte P. et al.* The Cretaceous–Tertiary (K/T) boundary transition at Coxquihui, state of Veracruz, Mexico: evidence for an early Danian impact event? // *J. South Am. Earth Sci.* 2002. Vol. 15. P. 497–509.
- Szoor G., Elekes Z., Rozsa P., Uzony I. et al.* Magnetic spherules: cosmic dust or markers of a meteoritic impact? // *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research. Ser. B.* 2001. Vol. 181. P. 557–562.
- Taylor S., Brownlee D.E.* Cosmic spherules in the geologic record // *Meteoritics.* 1991. Vol. 26. P. 203–211.
- Taylor S., Lever J.H.* Seeking unbiased collections of Modern and Ancient Micrometeorites // *Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earth’s History.* N.Y.: Kluwer Academic. 2001. P. 205–219.
- Taylor S., Lever J.H., Harvey R.P.* Numbers, types and compositions of an unbiased collection of cosmic spherules // *Meteoritics and Planetary Science.* 2000. Vol. 35. P. 651–666.
- Taylor S., Herzog G.F., Delaney J.S.* Crumbs from the Crust of Vesta: Achondritic cosmic spherules from the South Pole Water Well // *Meteoritics and Planetary Science.* 2007. Vol. 42. P. 223–233.
- Trinquier A., Birck J.-L., Allegre C.J.* The nature of K/T impactor. A ⁵⁴Cr reappraisal // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2006. Vol. 241. P. 780–788.
- VonFrese R.R.B., Potts L.V., Wells S.B. et al.* Race gravity evidence for an impact basin in Wilkes Land, Antarctica // *Geochem., Geophys., Geosys.* 2009. Vol. 10. Issue 2.
- White R., Saunders A.* Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible coincidences? // *Lithos.* 2005. Vol. 79. P. 299–316.
- Whitehead J., Papanastassiou D.A., Spray J.G. et al.* Late Eocene impact ejecta: geochemical and isotopic connections with the Popigai impact structure // *Earth and Planetary Sciences.* 2000. Vol. 181. P. 473–487.
- Xu D., Zhang Q., Sun Y. et al.* Astrogeological events in China. N.Y.: Van Nostrand Reinold C, 1989. 262 p.
- 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. Vol. 56. P. 67–79.

Научное издание

**Серия аналитических обзоров
«Очерки по региональной геологии России»
Выпуск 6**

**Стратиграфия в начале XXI века –
тенденции и новые идеи**

Редакторы издательства *И.Н. Межеловский, Г.Ю. Бутузова*
Компьютерная верстка *АВ. Бутузов*

Книга выпущена издательством МЦГК «Геокарт»
при участии ООО «Издательство ГЕОС»

Издательство МЦГК «Геокарт»
Москва, ул. Осенняя, д. 18.
Тел./факс: (495) 444-81-51.
E-mail: geokart@hotmail.ru

При участии издательства ГЕОС
119017, Москва, Пыжевский пер., 7. к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91.
e-mail: geos-books@yandex.ru www.geos-books.ru

ООО ИПК «Панорама»
Подписано к печати 14.03.2013
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Условных печ. листов 27.5. Уч.-изд. л. 28.0
Тираж 300 экз. Заказ .

Отпечатано в полном соответствии с качеством предоставленного электронного оригинал-макета
в ОАО «Альянс «Югполиграфиздат», ООО ИПК «Панорама»
400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6.