

## ГРАНИЦА МЕЛА И ПАЛЕОГЕНА НА ЮГЕ ТУРКМЕНИИ И ЕЕ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

А. С. Алексеев, М. А. Назаров, Л. Д. Барсукова, Г. М. Колесов,  
И. В. Нижегородова, К. Н. Аманназов

### Введение

С каждым годом становится все более очевидно, что переход от мезозойской к кайнозойской эре сопровождался рядом событий глобального масштаба: массовым вымиранием, климатическими флюктуациями, изменениями уровня океана и химизма его вод, резкими колебаниями продуктивности экосистем и сдвигами в изотопии углерода и других элементов, участвующих в биологическом круговороте вещества. Расшифровка этих событий и восстановление их динамики являются актуальными задачами геологической науки. Единственным доступным источником информации о различных событиях, имевших место на Земле и в ближнем космосе, остаются осадочные толщи. Их дефектность как регистрирующих структур часто препятствует правильному пониманию процессов, определявших ход исторического развития жизни и внешних оболочек Земли в прошлом. Однако детальные исследования показывают, что на самом деле полнота некоторых разрезов может быть достаточной для фиксации и сохранения там следов самых кратковременных событий.

Долгое время считалось [6], что к рубежу мела и палеогена приурочен глобально прослеживающийся перерыв в седиментации, обусловивший крайнюю редкость полных разрезов, в которых сохранилась бы запись драматических событий, происходивших в то время на Земле. Обнаружение иридиевой аномалии на границе маастрихта и дания в ряде разрезов Италии и Дании и разработка на этой основе импактной модели терминального мелового события [12] вызвали повышенное внимание исследователей к рубежу мела и палеогена. В результате было установлено, что непрерывные или с крайне небольшим гиатусом разрезы в действительности не столь редки, как представлялось ранее. Наряду с биостратиграфическими методами для проверки полноты разрезов стали широко использоваться геохимические данные по выявлению так называемой «иридиевой аномалии» — маломощного слоя (в карбонатных толщах глинистого), обогащенного иридием и некоторыми другими химическими элементами.

Разрезы, несущие «иридиевую аномалию», были найдены и в различной степени изучены на континентах и в океанах. Сведения о распределении таких разрезов по земной поверхности можно найти в работах Л. У. Альвареса [11] и У. Альвареса и др. [13, 14]. В разрезах, сложенных морскими образованиями, «иридиевая аномалия» установлена в Италии [12, 35], Дании [5, 12, 21, 22, 29, 42], Франции [16, 20], Испании [14, 44, 45], Австрии [41], Тунисе [13], США (шт. Техас) [23], на Гаити [14], в Индии [15] и в Новой Зеландии [17, 18, 31]. Возможно, непрерывные разрезы с аномальным пограничным глинистым горизонтом имеются и в Тибете на территории КНР [19, 48]. В Тихом и Атлантическом океанах аномалия обнаружена в значительном числе скважин Проекта глубоководного бурения [14, 25,

27—29, 32, 33, 47]. Непрерывные разрезы с геохимической аномалией выявлены и на территории СССР, но пока площадь их развития ограничена Мангышлаком [5, 7, 26]. В континентальных отложениях непрерывный переход от мела к палеогену надежно зафиксирован геохимически только в США — в штатах Нью-Мексико [24, 39, 40, 43], Колорадо [49, 50], Вайоминг [14], Монтана [46], а также в Канаде [38].

Несмотря на большое число разрезов, в которых установлен непрерывный переход от мела к палеогену, их палеонтологическая и геохимическая изученность явно недостаточны для реконструкции событий, происходивших на данном рубеже. Особенно ограничена информация об изменениях содержания различных химических элементов в породах на границе мела и палеогена. По большинству разрезов опубликованы отрывочные данные для одного или нескольких элементов и лишь единичные разрезы изучены основательно [22, 29, 33]. Это не позволяет с необходимой точностью оценить размер и состав космического тела, столкнувшегося с Землей около 65 млн лет назад, и тем самым не допускает определения возможного влияния этого события на внешние оболочки Земли и биосферу.

В настоящей работе мы излагаем результаты палеонтологического и геохимического изучения пограничных отложений мела и палеогена в ряде разрезов, расположенных на юго-западе Туркмении и характеризующихся уникальной полнотой. Некоторые предварительные результаты этих исследований были опубликованы ранее [10, 36, 37].

### Стратиграфическая характеристика разрезов Туркмении

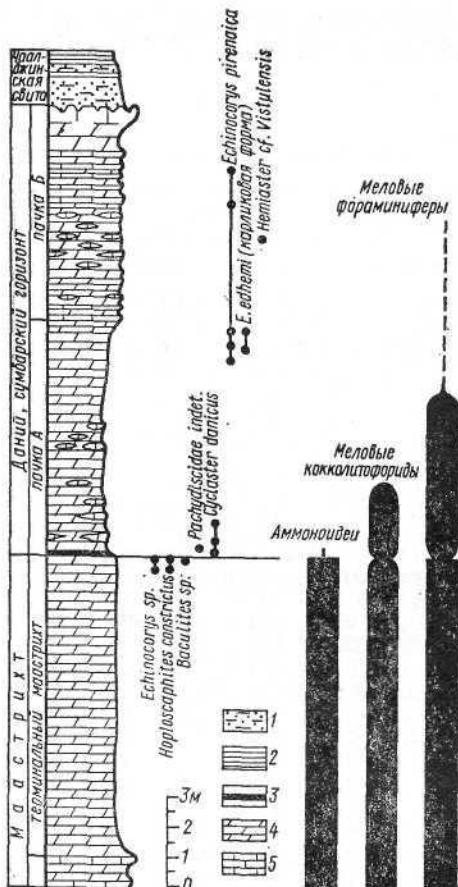
Пограничные отложения мела и палеогена на территории Западной Туркмении широко распространены, хорошо обнажены и довольно полно изучены [1, 3, 4]. Это единственный район в СССР, где ранее было отмечено присутствие в разрезах зоны *Globigerina eugubina* — базальной зоны датского яруса [8]. Нами исследованы два района развития пограничных толщ — в долине р. Сумбар (Копетдаг) и на Малом Балхане.

В первом районе наиболее интересным является разрез СМ4 (рис. 1), расположенный на северном крыле Сумбарской синклинали в 6 км от пос. Кара-Кала на склоне горы Исак, примерно в 100 м восточнее шоссейной дороги на Кызыл-Арват. Терминальный маастрихт (общей мощностью 10 м, сл. 1) представлен голубовато-серыми мергелями (без пластов известняков, как в более низкой части маастрихта), содержащими в верхней части довольно редкие панцири морских ежей из рода *Echinocorys* (по мнению определившего их М. М. Москвина, позднемаастрихтского облика) и многочисленные ядра аммонитов *Hoploscaphites constrictus* (Sow.), *Baculites* sp. Ядра аммонитов встречаются вплоть до кровли маастрихта и присутствуют даже в верхних 5 см меловых отложений.

В основании вышележащего сумбарского горизонта (мощностью 15 м), сложенного мергелями с линзовидными прослойами известняков и принадлежащего датскому ярусу, наблюдается прослой коричневой и красновато-серой глины (сл. 2), обогащенной в базальных частях гипсом (рис. 2). Мощность этого слоя около 6 см. Его нижняя граница резкая, слегка волнистая, однако иногда на ней наблюдаются карманообразные углубления шириной до 15 см, вдающиеся в кровлю маастрихтских мергелей на 5—7 см и выполненные желто-бурым железистым материалом с большим количеством кристаллов гипса. Коричневая глина вверх довольно резко, но все же через переходную

зону смешанной окраски, сменяется зеленовато-серой известковистой глиной мощностью примерно 6 см (рис. 2, сл. 3). Последняя, становясь все более известковистой, переходит в зеленовато-серые мергели (рис. 2, сл. 4), которые постепенно сменяются глинистыми известняками и известняками. Мергели сл. 4 (25—35 см выше подошвы сл. 2) содержат довольно многочисленные панцири морских ежей *Cyclaster danicus* Schlüt., *Pseudogibbaster* sp. Здесь же обнаружен единственный отпечаток аммонита с ожелезненным фрагмоконом, который не может быть определен точнее, чем *Pachydiscidae* gen. et sp. indet. Максимально высокая находка *Cyclaster danicus* сделана в одном метре от подошвы сумбарского горизонта. Начиная с середины последнего (6,5 м выше основания), панцири морских ежей вновь становятся довольно многочисленными. Среди них определены *Echinocorys pyrenaica* Seunes (инт. 6,5—12,7 м), *E. edhemi* Boehm (карликовые формы, инт. 7,0—7,5 м), *Hemimaster cf. vistulensis* Kongiel (10,5 м выше основания).

Рис. 1. Разрез пограничных отложений мела и палеогена на правом берегу р. Сумбар у пос. Кара-Кала (СМ4) и распределение в нем макрофоссилий. Жирные вертикальные линии изображают относительное обилие аммонитов и меловых таксонов кокколитофорид и фораминифер (планктона и бентосных): 1 — песчаники глинистые; 2 — глины; 3 — пограничный глинистый горизонт; 4 — мергели; 5 — известняки



Все эти виды морских ежей типичны для датского яруса Западной Европы, Северного Кавказа и Закаспия.

Распределение фораминифер в разрезе СМ4 изучено только предварительно. Мергели в кровле маастрикта содержат довольно многочисленные раковины фораминифер (2500—3500 экз/г), среди которых планктоные формы составляют 76—89%<sup>1</sup>. Планктоные фораминиферы представлены следующими видами: *Globotruncana arcu* Cushman, *Globotruncanita stuarti* (Lapp.), *Globotruncanella petaloidea* (Gand.) *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), а также мелкими гетерохелицидами, *Planoglobulina* sp. Среди бентосных форм следует отметить *Bolivinoides draco* Marsson и *Stensioeina rotundiglobula* Brotzen. Много кальцисферулитов. Коричневая глина крайне бедна остатками фораминифер, особенно в ее нижней части. Так, в образце СМ4/2 (0—1 см) из 8 г породы выделено лишь 12 раковин фораминифер —

<sup>1</sup> Подсчет производился во фракции >0,05 мм.

Chiloguembelina sp. (2 экз.), Cibicides sp. (1 экз.), Globorotalites sp. (1 экз.), гладкие и ребристые прямые раковины нодозариид (8 экз.). Выше (обр. CM4/3, 1—2 см) разнообразие комплекса возрастает — появляются особенно многочисленные Tappanina selmensis (Cushman) (до 20—30%), а также Globotruncanella petaeoidea, Globotruncanita stuarti, Clavulinoides kjurendagensis Moroz., Bolivina sp. Планктонные фораминиферы составляют 39%, агглютинирующий бентос — не более 4,5%. В образцах CM4/4 и CM5 содержится заметное количество ра-

#### Химический состав пограничных отложений

Компонент	Номер образца												
	16.4 —4,5—3	16.3 —3—1,5	16.2 —1,5—1	16.1 —1—0	17 0—0	2 0—1	3 1—2	4 2—4	5.1 4—5	5.2 5—6	6 6—7	7.1 7—8	
SiO <sub>2</sub>	21,75	23,69	25,41	30,20	28,74	37,39	43,42	41,74	41,67	41,43	41,61	42,23	
TiO <sub>2</sub>	0,29	0,32	0,32	0,40	0,67	0,55	0,62	0,62	0,60	0,59	0,58	0,59	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,60	6,19	6,70	8,72	8,44	10,65	12,81	12,43	11,81	11,85	11,77	11,93	
FeO	1,75	1,96	2,26	3,30	11,35	5,39	5,24	4,87	4,67	4,94	4,47	4,76	
MnO	0,036	0,035	0,032	0,036	0,015	0,027	0,032	0,036	0,032	0,031	0,029	0,030	
MgO	2,31	2,43	2,38	2,53	1,78	2,73	3,13	3,08	3,46	2,94	3,43	3,06	
CaO	36,96	34,37	32,07	27,38	13,29	14,51	13,81	15,00	16,46	16,66	16,63	15,86	
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,04	0,31	0,14	0,09	0,47	0,21	0,29	0,54	0,15	0,54	1,55	
K <sub>2</sub> O	1,31	1,43	1,56	1,91	2,10	2,57	2,98	2,92	2,80	2,74	2,81	2,85	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,101	0,105	0,139	0,146	0,091	0,078	0,075	0,080	0,081	0,089	0,091	0,095	
SO <sub>3</sub>	0,22	0,22	0,20	0,25	17,37	12,05	0,32	0,27	0,22	0,25	0,25	0,20	
п. п. п.	29,89	30,78	29,48	26,45	14,96	15,27	17,41	18,24	18,88	19,01	18,87	18,17	
Сумма	100,40	101,56	100,86	101,47	98,92	101,71	100,07	99,59	101,23	100,69	101,09	101,23	
Rb	24	33	32	48	27	72	88	89	80	84	80	81	
Sr	724	724	683	609	1193	482	456	473	489	490	483	458	
Ba	300	240	140	480	170	200	350	190	330	320	380	310	
Hf	3,9	3,4	3,5	3,4	2,2	3,0	3,7	2,9	3,1	4,0	4,2	4,4	
Ta	0,23	0,25	0,20	0,24	0,23	0,57	0,46	0,36	0,49	0,37	0,39	0,36	
Th	9,0	8,7	9,0	8,2	14,0	6,1	11,4	10,6	12,2	11,8	12,1	12,0	
La	16	15	14	19	22	19	21	20	31	33	38	38	
Ce	24	31	27	37	23	29	33	35	50	54	47	34	
Sm	3,8	4,5	3,9	4,6	2,5	3,8	5,5	5,1	5,8	6,2	6,0	3,8	
Eu	1,2	1,4	1,2	1,4	0,8	1,1	2,0	1,6	2,0	2,0	2,0	1,2	
Gd	4,5	5,0	4,5	5,3	2,9	4,2	6,9	6,2	7,1	7,0	7,4	4,2	
Dy	3,9	4,5	3,9	4,6	3,2	4,2	6,1	5,4	6,3	6,0	6,3	4,2	
Tm	0,33	0,35	0,32	0,38	0,18	0,42	0,57	0,51	0,57	0,48	0,63	0,44	
Yb	1,8	1,9	1,7	2,0	1,0	2,3	3,3	2,8	3,3	2,7	3,5	2,6	
Lu	0,30	0,32	0,29	0,34	0,16	0,37	0,54	0,48	0,49	0,40	0,56	0,44	
Cr	60	60	50	50	130	170	120	140	150	140	140	120	
V	—	35	43	61	115	107	115	113	103	98	96	102	
Sc	14	14	13	12	24	11	20	19	21	18	17	20	
Co	22	22	20	21	40	30	36	41	35	34	32	34	
Ni	—	—	—	53	384	228	186	157	127	135	116	105	
Cu	—	—	—	—	46	18	15	24	—	22	—	—	
Zn	—	—	—	46	133	62	62	60	61	57	57	57	
Au	—	—	—	7	20	20	21	17	15	18	16	17	
Ir	0,43	0,75	1,2	3,0	66,3	39,9	29,3	23,9	18,4	19,1	14,2	9,7	

П р и м е ч а н и е. Образцы 16.1—16.4 — маастрихт; остальные — даний; в скобках — интервал отбора пр. Окислы в мас. %, Au и Ir в нг/г, остальные в мкг/г. Образец CM4 содержит также Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—3,85; FeO—2 включает H<sub>2</sub>O—5,56 и CO<sub>2</sub>—12,08 (мас. %).

ковин Guembelitria cretacea Cushman (2,18—2,45%). Одновременно происходит увеличение общего количества раковин фораминифер (от 1,5 экз/г в обр. CM4/2 до 632 экз/г в обр. CM4/5) и роли планктонных форм (до 48%). В нижней части зеленой глины сл. 3, где много гипса, фораминиферовое число вновь резко падает до 104 экз/г, хотя соот-

ношение планктона и бентоса не изменяется. В мергелях сл. 4 общий облик комплекса становится очень близким к маастрихтскому (значительную роль в нем играют глоботрунканиды, *Pseudotextularia elegans*, *Bolivinoides draco*, *Stensioeina rotundigloba* и другие меловые виды). Аналогичный облик фораминиферового комплекса сохраняется на протяжении всей нижней части сумбарского горизонта до отметки +5 м. Резкое сокращение количества раковин типичных меловых фораминифер происходит в инт. 5,0—6,5 м от подошвы этого горизонта,

Таблица 1

жела и палеогена в разрезе СМ4 (р. Сумбар)

Интервал, см		7.2 —9.5	7.3 9.5—11	8 11—14	9 13—16	10 16—19	11 19—22	12 22—25	13.1 25—27	13.2 27—29	14.1 29—31	14.2 31—33	15.1 33—35.5	15.2 35.5—39	СМ4 2—8,5	
45,03	46,06	45,91	42,57	34,94	30,75	27,26	28,04	28,09	22,77	19,65	25,51	16,50	41,99			
0,61	0,62	0,59	0,55	0,44	0,38	0,35	0,35	0,34	0,28	0,24	0,31	0,18	0,59			
12,73	12,74	12,70	11,80	9,50	8,21	7,47	7,37	7,28	5,92	5,14	6,54	4,22	11,90			
4,01	3,79	3,77	3,71	3,09	2,67	2,41	2,55	2,53	2,05	1,74	2,22	1,56	4,94			
0,0340	0,0330	0,0330	0,0370	0,0450	0,0440	0,0430	0,0440	0,0410	0,0390	0,0380	0,0350	0,0350	0,0350	0,036		
3,34	3,41	3,43	3,58	3,41	3,07	2,97	2,92	2,96	2,60	2,30	2,68	1,98	2,59			
13,92	13,43	13,42	16,39	22,88	27,84	30,67	30,38	30,53	35,84	39,28	33,11	41,21	16,34			
0,17	0,30	0,43	0,52	0,15	0,08	0,08	0,04	0,14	0,07	—	0,21	0,04	0,53			
2,94	3,13	3,15	2,94	2,30	2,06	1,86	1,82	1,86	1,45	1,23	1,62	1,00	2,85			
0,0870	0,0800	0,0800	0,1000	0,1600	0,1600	0,1390	0,1370	0,1310	0,1250	0,1160	0,1480	0,1110	0,1130			
0,20	0,20	0,20	0,22	0,22	0,22	0,25	0,22	0,22	0,20	0,22	0,20	0,20	0,20	0,57		
16,56	16,17	15,59	18,20	23,09	25,26	27,86	27,57	27,47	30,15	31,43	27,52	101,15	—			
100,64	99,97	99,31	100,63	100,22	100,74	101,36	101,44	101,59	101,49	101,39	100,10	101,18	100,29			
104	103	102	93	69	53	45	44	43	29	24	36	10	86			
439	426	424	480	620	689	734	733	737	796	821	766	831	532			
250	310	480	260	230	260	240	270	300	140	240	160	130	230			
5,0	5,2	7,0	4,3	4,0	3,9	3,9	3,7	3,1	2,9	2,8	2,6	2,7	4,3			
0,34	0,46	0,47	0,57	0,30	0,24	0,34	0,28	0,26	0,22	0,21	0,23	0,19	0,63			
11,9	11,8	13,0	11,9	12,6	13,4	12,1	10,2	9,5	9,0	8,5	8,5	8,4	9,7			
37	34	37	32	29	27	23	23	22	20	20	19	18	21,5			
39	37	47	36	33	31	31	30	28	28	28	28	28	36			
5,2	4,5	6,4	4,9	4,5	4,1	3,9	3,8	3,8	3,8	3,6	3,6	3,6	2,8			
1,7	1,4	2,2	1,6	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1	1,1	0,88			
6,1	5,2	8,1	5,6	5,3	5,0	4,6	4,5	4,5	4,2	4,0	3,9	3,9	3,2			
5,4	4,6	7,8	5,4	4,9	4,5	4,5	4,4	4,4	4,2	4,1	3,7	3,6	3,6	3,2		
0,48	0,44	0,73	0,50	0,46	0,42	0,38	0,37	0,38	0,34	0,33	0,32	0,31	0,29			
2,8	2,5	3,7	2,8	2,6	2,4	2,2	2,1	2,1	2,0	1,7	1,7	1,6	1,7			
0,44	0,40	0,64	0,45	0,42	0,37	0,35	0,34	0,36	0,29	0,26	0,25	0,24	0,28			
120	110	130	120	110	90	90	80	70	65	60	60	60	135			
100	103	102	91	67	52	45	45	44	—	—	40	—	119			
21	19	21	20	19	20	18	17	15	14	15	13	12	11,5			
35	33	34	35	31	30	28	27	26	25	26	24	23	37			
80	74	78	80	44	32	25	20	15	—	—	9	—	147			
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	60			
65	67	76	57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	105			
12	12	11	9	7	5	6	8	—	7	5	—	—	12			
4,5	3,9	4,0	3,2	3,3	2,8	2,4	3,0	1,1	1,7	1,3	1,1	0,29	10,6			

выше и ниже границы маастрихт—даний. Все железо представлено в форме FeO, сера — в форме SO<sub>2</sub>, %; As—16,3; Sb—1,4; Ag—1,0; Cs—6,9; U—2,8 (мкг/г); Pd—55; Pt—42; Ru—9 (нг/г). Сумма анализа СМ4

т. е. на том же уровне, где в разрезе появляются многочисленные панцири морских ежей. В 3 м от основания сумбарского горизонта встречены первые *Eoglobigerina taurica* Могоз. и *E. pentagona* Могоз.

Положение границы маастрихтского и датского ярусов (мела и палеогена) в разрезе СМ4 может быть уверенно определено в подошве

шая ожелезненность и загипсованность коричневых глин (сл. 2) и более глинистый тип мергелей, слагающих кровлю маастрихтского яруса. Самая верхняя часть последнего, так же как и в разрезе СМ4, очень богата ядрами и отпечатками аммонитов *Hoploscaphites constrictus* (Sow.), *Baculites* sp. Отложения сумбарского горизонта в этом разрезе крайне бедны макрофауной — лишь в 6 м от подошвы обнаружен *Echinocorys* sp. Хотя имеющиеся палеонтологические данные весьма ограничены, общая последовательность литологических типов полно-

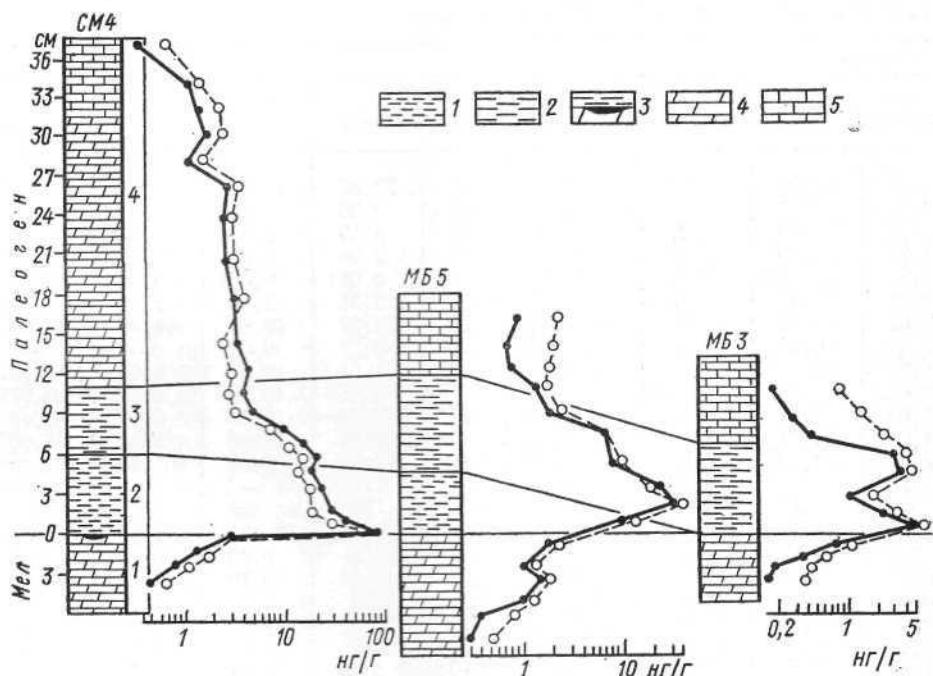


Рис. 2. Стратиграфическое распределение содержаний Igr — сплошная линия и отношения Igr/Al — пунктирная линия на границе мела и палеогена в разрезах Туркмении. СМ4 — правый берег р. Сумбар у пос. Кара-Кала, МБ5 и МБ3 — разрезы в безымянном ущелье восточнее родника Куйджик, Малый Балхан: 1 — коричневые глины; 2 — зеленые глины; 3 — карман в кровле мергелей маастрихта, заполненный железистым материалом с большим количеством кристаллов гипса; 4 — мергели; 5 — известняки

стью идентична таковой сумбарского разреза СМ4, поэтому нижняя граница датского яруса и здесь может быть совмещена с подошвой глинистого горизонта (сл. 2).

В разрезе МБ3 (в 1 км к СЗ от МБ5) слой коричневой глины отсутствует (рис. 2). Здесь наблюдается только пласт зеленой глины (сл. 3), которая непосредственно залегает на мергелях маастрихта и перекрывается известняками сумбарского горизонта. Это указывает на короткий перерыв в осадконакоплении, который еще резче выражен в разрезе МБ2 (в 200 м от МБ3), где обнаружены только реликты слоя зеленой глины. По сравнению с разрезом МБ5 в других пунктах (МБ1—МБ4) нижняя, известняковая, часть сумбарского горизонта испытывает резкую конденсацию, сокращаясь в мощности до 1,5—2 м и даже 0,5 м.

Химический состав природных и синтетических минералов и минералов (Минералы)

Компо- нента	Номер образца и штатика, см											
	7,1 —4—3	7,2 —3—2	7,3 —2—1	7,4 —1—0	1 0—1	2 1—2	3 2—3,5	4 3,5—5	5 5—7	6,1 7—8,5	6,2 8,5—10	6,3 10—11,5
SiO <sub>2</sub>	13,19	14,52	18,87	26,92	27,53	29,67	19,62	29,54	33,13	8,90	6,69	7,75
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,19	0,24	0,36	0,42	0,40	0,27	0,45	0,46	0,10	0,08	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,58	4,08	5,17	7,52	7,84	8,32	5,39	8,53	9,07	2,40	1,94	2,14
FeO	1,22	1,37	1,67	2,49	3,27	2,70	1,99	2,60	2,93	1,28	1,14	0,93
MnO	0,048	0,044	0,044	0,042	0,034	0,037	0,047	0,038	0,039	0,047	0,051	0,045
MgO	2,26	2,39	2,69	3,51	3,23	3,40	2,54	3,45	4,17	1,85	1,63	1,87
CaO	43,54	42,06	37,68	29,83	27,36	27,22	37,09	27,08	23,39	47,59	49,08	48,06
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,15	0,27	0,27	0,35	0,36	0,16	0,41	0,53	0,09	—	—
K <sub>2</sub> O	0,95	1,07	1,31	1,93	1,99	2,09	1,37	2,17	2,37	0,63	0,47	0,53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,080	0,093	0,124	0,139	0,131	0,138	0,100	0,119	0,131	0,077	0,059	0,063
SO <sub>3</sub>	0,55	0,40	0,40	0,40	0,35	1,15	0,80	0,75	0,62	0,30	0,27	0,30
п. п.	36,27	35,37	33,14	28,33	27,27	26,66	32,51	26,69	25,01	37,85	39,93	39,38
п. п.	101,92	101,74	101,61	101,74	102,67	102,15	101,89	101,83	101,85	101,37	101,43	101,16
Сумма	10	13	22	46	54	24	55	65	65	—	—	—
Sr	792	781	735	675	887	838	775	671	613	779	797	785
Hf	0,72	0,87	1,6	2,1	3,6	2,9	2,7	2,5	2,7	0,61	0,50	0,50
Th	2,4	3,2	5,1	7,1	6,6	6,3	4,6	6,0	2,1	1,5	2,0	2,4
La	8,5	9,6	11,3	13,4	13,1	14,7	11,4	12,6	14,6	8,2	6,7	6,4
Ce	14,0	16,4	20,2	24,9	20,3	23,4	15,6	14,0	24,1	14,9	11,0	9,0
Sm	1,41	1,65	2,04	2,53	2,34	2,63	1,80	2,14	2,82	1,52	1,07	0,94
Eu	0,46	0,53	0,60	0,74	0,72	0,81	0,51	0,70	0,85	0,77	0,32	0,29
Gd	1,8	2,0	2,3	2,7	2,9	3,1	2,2	2,4	3,1	2,0	1,2	1,1
Dy	1,6	1,7	1,8	2,1	2,4	2,7	2,0	2,1	2,4	1,7	1,1	1,0
Tm	0,14	0,14	0,15	0,18	0,23	0,25	0,19	0,19	0,21	0,14	0,09	0,08
Yb	0,83	0,84	0,88	—	1,3	1,4	1,1	1,0	1,1	0,78	0,52	0,50
Lu	—	—	—	—	0,22	0,25	0,18	0,16	0,18	0,13	0,08	0,08
Cr	30	44	60	65	160	90	55	90	100	30	19	20
V	—	—	49	6,6	59	59	30	65	68	—	—	—
Sc	3,3	3,9	4,8	6,9	7,1	4,7	12	18	7,8	3,5	2,2	1,9
Co	5,1	3,7	6,0	15	28	15	14	57	54	8,0	1,2	2,3
Ni	—	—	—	36	84	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	—	—	17	67	34	—	—	—	—	—	—
Zn	0,14	0,17	0,34	0,74	4,5	2,3	1,0	3,4	3,1	0,50	0,26	0,16

Причесаные. Образцы 7,1—7,4 — магистрихи, остальные — дани. Прочую информацию см. в примечании к табл. 1.

Таким образом, так же как и в других районах земного шара [5], в наиболее полных мел-палеогеновых разрезах Туркмении присутствует тонкий слой глинистого материала на границе маастрихтских и датских отложений. В сокращенных разрезах этот слой отсутствует, что указывает на локальный характер перерыва на этом рубеже. Судя по особенностям распространения пограничного глинистого горизонта в разрезах Западной Туркмении, условия седиментации на границе мелового и палеогенового периодов отличались резкими латеральными неоднородностями.

### Геохимическая характеристика разрезов Туркмении

Для геохимического исследования из пограничных отложений мела и палеогена в разрезах СМ4, МБ3 и МБ5 были отобраны непрерывно образцы, охватывающие по мощности 0,5—3,5 см (обычно 1—2 см). Интервалы отбора проб приведены в табл. 1—3. В разрезах МБ2 и СМ1 был проанализирован материал только из базальной части датского яруса. Содержание Ir определялось с помощью нейтронно-активационного анализа в радиохимическом варианте по методу [2], содержание главных элементов, а также Ni, Cu, Zn, V, Rb, Sr — рентгенофлюоресцентным методом, остальных редких элементов — методом инструментального нейтронно-активационного анализа. В разрезе СМ4 из пограничного глинистого горизонта в интервале 2—9 см от подошвы дания на протяжении 10 м по простианию была отобрана валовая пробы (массой 5 кг), из которой отмыской была удалена фракция более 40 мкм. Оставшаяся часть была растерта, гомогенизована и использовалась в качестве стандарта. В этой пробе атомно-абсорбционным методом было определено содержание платиноидов и некоторых других элементов. Результаты всех анализов приведены в табл. 1—3.

Концентрация Ir в пограничных отложениях мела и палеогена Туркмении отчетливо зависит от полноты разрезов. В наиболее полных разрезах СМ4 и МБ5 содержание этого элемента в пограничном горизонте является максимальным. В разрезе МБ3, в котором отсутствует слой коричневой глины, концентрация Ir заметно меньше и соизмерима с количеством Ir в зеленой глине разрезов СМ4 и МБ5 (рис. 2). Еще более низкое содержание Ir (0,7 нг/г) отмечено в разрезе МБ2, где наблюдаются только реликты слоя зеленой глины. В разрезе СМ1 в подошве сумбарского горизонта, который с большим перерывом залегает на маастрихте, концентрация Ir составляет всего лишь 0,13 нг/г, т. е. находится в пределах вариации обычного фона [28].

Максимальное содержание Ir (66,3 нг/г) в разрезе СМ4 установлено в самом основании дания — кармане желтого глинистого материала, выше по разрезу оно постепенно, но неравномерно падает (рис. 2). В коричневой глине (сл. 2) концентрация Ir изменяется от 39,9 (в основании) до 19,1 (в кровле) нг/г. В подошве слоя зеленой глины (сл. 3) наблюдается 4,5 нг/г Ir, затем до отметки +24 см происходит медленное уменьшение до 2,4 нг/г. Выше этого уровня падение концентрации Ir становится более интенсивным, и она снижается до 0,29 нг/г в 37 см выше границы мела и палеогена. В разрезе МБ5 (рис. 2) самая высокая концентрация Ir (38,4 нг/г) зафиксирована несколько выше границы. Затем содержание Ir монотонно уменьшается вплоть до кровли слоя зеленой глины, но снова возрастает в вышележащем известняке. В слое зеленой глины разреза МБ3 наблюдаются два максимума в распределении Ir — 4,5 нг/г (в подошве) и

3,4 нг/г (в 4 см выше). В известняках, перекрывающих слой зеленой глины, в этом разрезе содержание Ir быстро уменьшается. В мергелях маастрихта в разрезах СМ4 и МБ3 содержание Ir быстро понижается и достигает уровня его фоновых концентраций в 4 см ниже границы мела и палеогена, что определяет в целом резко асимметричный характер аномалии. В разрезе МБ5 это падение, однако, выражено менее резко и осложнено небольшим максимумом (рис. 2).

Нормирование по содержанию Al, т. е. по количеству глинистой компоненты, принципиально не изменяет характера распределения Ir по разрезу (рис. 2), так же как и введение поправки на количество гипса. Последняя, однако, в разрезе МБ5 смещает максимальное значение содержания Ir непосредственно в основание дания. Если исключить из подсчетов гипса, то глинистый материал образцов МБ5/3 и МБ5/4 (табл. 2) будет содержать 54,5 и 45 нг/г Ir соответственно, а образцов СМ4/17, СМ4/2 и МБ3/1 (табл. 1, 3) — 106, 54 и 4,8 нг/г. Изучение отдельных глинистых частиц без примеси гипса из образца СМ4/17 методом инструментального нейтронно-активационного анализа показало, что они, действительно, характеризуются уникально высокими концентрациями Ir, достигающими 100, а иногда 200 нг/г (отношение Ir/Au составляет 0,5—1). В кристаллах пирита, лимонитовых шариках, образовавшихся путем окисления фрамбоидального пирита, в органическом веществе, выделенных из пограничного глинистого горизонта разреза СМ4, инструментальным методом нейтронно-активационного анализа Ir в количестве более 5 нг/г не был обнаружен. В пирите определены высокие содержания Au (до 2,3 мкг/г).

Вместе с Ir границу мела и палеогена в изученных разрезах (рис. 3) маркируют также другие сидерофильные элементы (Fe, Ni, Co, Au), халькофилы (Cu, Zn, S) и мafические лиофилы (Ti, Cr, V, Sc). Судя по результатам анализа валовой стандартной пробы СМ4 (табл. 1), пограничные глины также обогащены Pt, Pd, Rh, Ru, As, Sb, Ag. Основные породообразующие элементы (Si, K, P, Mn) в нормированных к Al концентрациях не обогащают существенно пограничный глинистый материал, а отношения Ca/Al и Mg/Al в нем отчетливо ниже. Содержания Sr и Ba изменяются параллельно количеству карбоната, поэтому отношения Sr/Al и Ba/Al в пограничных глинах также понижены. Однако концентрация Sr очень высока в наиболее богатых гипсом образцах СМ4/17 и МБ5/3, вероятно, из-за присутствия целестина. Для Ba на этом уровне высокая концентрация не отмечается.

Пограничные глины характеризуются более высокими отношениями Rb/Al и Rb/K, по сравнению с выше- и нижележащими карбонатными породами. В обогащенных гипсом образцах СМ4/17 и МБ5/3 отношение Rb/Al отчетливо ниже. Концентрации других редких несомненных элементов (Tr, Hf, Th, Ta), нормированные к содержанию Al, в пограничных глинах, как правило, слегка понижаются, за исключением образцов СМ4/17, в котором наблюдаются более высокие отношения La/Al и Th/Al, и МБ5/3, где несколько больше центральных редких земель, а также образца МБ3/1 с более высоким отношением Hf/Al. Соотношения концентрации редкоземельных элементов при переходе через границу мела и палеогена изменяются незначительно. Существенным представляется резкое увеличение отношения La/Yb в образцах СМ4/17 и МБ5/4, которые наиболее обогащены Ir. Кроме того, интересно изменение отношения Ce/La в разрезе СМ4. Зеленая глина сл. 2 в этом разрезе отличается пониженными значениями Ce/La, что указывает на возможность участия в ее образовании океанических вод. Высоких содержаний радиоактивных элементов, в частности то-

рия, которые предполагаются [9] для рубежа мела и палеогена, в разрезах Туркмении, так же как и в других районах, где этот вопрос изучался, не наблюдается [12, 24, 29, 34].

Изучение пограничных отложений мела и палеогена в Туркмении подтверждает глобальную распространенность геохимической аномалии на этом рубеже, расширяет ее географию. Как и в других разрезах, высокое содержание Ir сопровождается аномальными концентра-

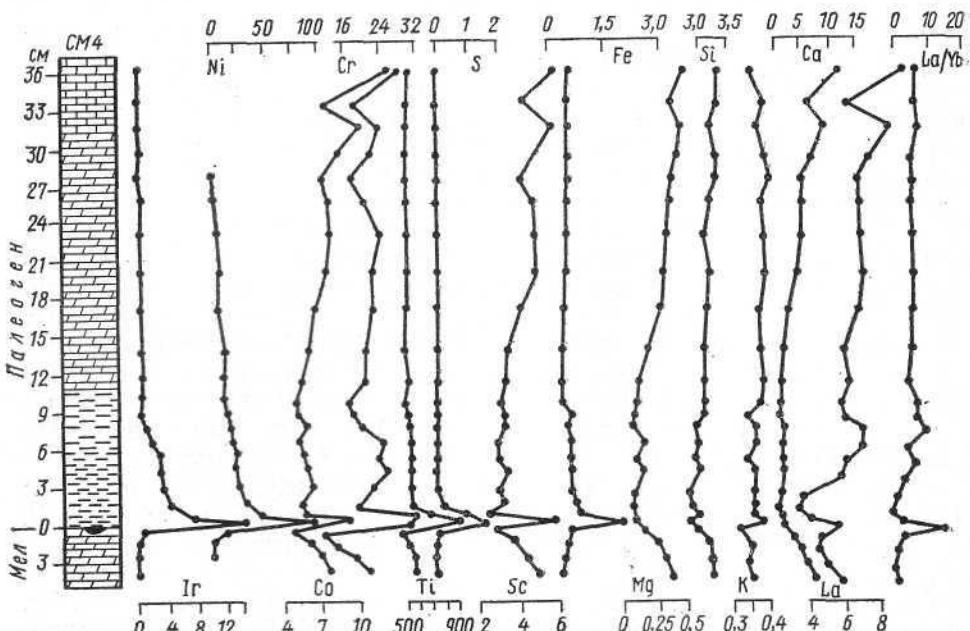


Рис. 3. Стратиграфическое распределение элементов на границе мела и палеогена в разрезе CM4, правый берег р. Сумбар у пос. Кара-Кала. Si, Ca, Mg, K, Fe, S — в мас. %, Ir — в нг/г, остальные элементы — в мкг/г. Концентрации Ir нормированы по содержанию алюминия (мас. %). Условные обозначения см. на рис. 2

циями иных сидерофильных, халькофильных и некоторых мафических элементов. Основные петрогенные и редкие несовместимые элементы в глинистой фракции, как правило, содержатся в несколько пониженных концентрациях и не маркируют границу. В отличие от других разрезов пограничных отложений мела и палеогена в Туркмении на границе маастрихта и дания наблюдается очень высокое содержание серы (в связи с присутствием гипса), а также высокое отношение La/Yb. Кроме того, для наиболее полных разрезов Туркмении (CM4 и МБ5) характерны очень большие мощности пород, несущих геохимическую аномалию, что определяет необычайно высокое суммарное количество Ir в этих разрезах: CM4 — 580 нг/см<sup>2</sup> (наибольшее в мире), МБ5 — 340 и МБ3 — 44 нг/см<sup>2</sup>, если принять плотность породы, равной 2,2 г/см<sup>3</sup>.

Резюмируя результаты исследования туркменских разрезов, необходимо отметить, что в этом районе выявляется ступенчатое вымирание типичных меловых групп организмов, причем на уровнях, значи-

тельно более высоких, чем принимаемая ныне граница мела и палеогена. Так, последний остаток аммонита найден в 0,25—0,3 м выше границы, смена мелового комплекса известковых нанофоссилий датским происходит примерно в 2,5 м выше (устное сообщение Н. Г. Музалева), а типично меловые формы планктонных и бентосных фораминифер исчезают в интервале 5,0—6,5 м от подошвы дания. Факт переживания типично меловыми группами кокколитофорид мел-палеогенного рубежа может считаться сейчас твердо установленным наблюдениями по многим разрезам в Западной Европе и изотопными исследованиями. Вероятно, этим же явлением, а не переотложением, как традиционно принимается, следует объяснять присутствие многочисленных меловых видов и родов фораминифер в отложениях датского яруса в долине р. Сумбар. Анализ литературных данных показывает, что меловые фораминиферы, в том числе и глоботрунканиды, присутствуют в нижней части датского яруса во многих разрезах, но либо никак не учитываются, либо считаются переотложенными [30]. По-видимому, не во всех районах океана и эпиконтинентальных морских бассейнов сохранялись условия, благоприятные для выживания фораминифер после терминального мелового импактного события. В этом отношении существовавший в раннедатское время на территории Копетдага морской бассейн представляется уникальным. Кроме того, скорость накопления датских отложений разреза СМ4 была весьма высокой: суммарная мощность зоны  $P_0$  и подзоны  $P_{1B}$  составляет около 3 м, что в 1,5 раза больше, чем в самом полном разрезе Эль-Кеф (Тунис) [47], тогда как в большинстве других районов она не превышает 0,5 м. Однако несомненно, что вопрос о переживании меловыми группами фораминифер рубежа мезозоя и кайнозоя требует специального рассмотрения.

Большая мощность базальных слоев датского яруса, в том числе пограничного глинистого горизонта, позволила получить информацию о динамике изменения концентраций значительного числа элементов на рубеже маастрихта и дания. Появилась возможность на этой основе разработать кинетическую модель формирования «иридиевой аномалии» и тем самым подойти к оценке параметров терминального мелового импактного события.

Авторы статьи считают своим долгом выразить глубокую благодарность К. Ходжахмедову, В. И. Плуталову, О. В. Горбачеву, С. Шадурдову, С. Сахатмурадову, оказавшим неоценимую помощь при проведении полевых работ, М. М. Москвину за определение морских ежей, А. А. Аatabекяну, сообщившему ценную информацию о сумбарском разрезе, и Д. П. Найдину, который высказал критические замечания по тексту статьи.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аatabекян А. А., Лихачева А. А. Верхнемеловые отложения Зап. Копетдага//Пробл. нефтегазонос. Средней Азии/Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия. 1961. Т. 62. С. 1—206.
2. Барсукова Л. Д., Колесов Г. М., Малофеева Г. И. и др. Нейтронно-активационное определение иридия в осадочных породах с предварительным обогащением концентрированием//Журн. аналитич. химии. 1986. Т. 41, вып. 5. С. 874—878.
3. Калугин В. П., Крымус В. Н. О возрасте чаалджинской свиты Зап. Копетдага//Сов. геол. 1963. № 9. С. 150—153.
4. Морозова В. Г., Кожевникова Г. Е., Курьелева А. М. Датско-палеоценовые разнофациональные отложения Копетдага и методы их корреляции по фораминиферам//Тр. ГИН АН СССР. 1967. Вып. 157. 204 с.
5. Назаров М. А., Барсукова Л. Д., Колесов Г. М. и др. Происхождение иридиевой аномалии на границе маастрихтского и датского ярусов//Геохимия. 1983. № 8. С. 1160—1178.
6. Найдин Д. П. Граница мела и палеогена//Границы геол. систем. М., 1976. С. 225—257.
7. Найдин Д. П., Алексеева

Ф. В. А. С., Беньяновский В. Н., Копаевич Л. Ф. Граница маастрихт—даний в разрезе Кызылсай (Манышлак) и некоторые особенности этого рубежа//ДАН СССР. 1982. Т. 267, № 1. С. 177—180. 8. Невзорова Л. С. О возрасте нижней части сумбарского горизонта//Мат-лы VIII науч.-тех. конф. проф.-преп. состава Туркменского политехнич. ин-та. Ашхабад. 1973. С. 58—59. 9. Неручев С. Г. Глобальные геохимические аномалии на рубежах интенсивных изменений органического мира: причины космические или земные//Геол. и геофизика. 1986. № 9. С. 25—32. 10. Алексеев А. С., Barsukova L. D., Kolesov G. M., et al. Cretaceous/Tertiary event: Iridium distribution in Turkmenia sections//Lunar and Planet. Sci. Conf. XVII. Abstr. Papers. 1986. P. 9—10. 11. Alvarez L. W. Experimental evidence that an asteroid impact led to the extinction of many species 65 million years ago//Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 1983. Vol. 80, N 2. P. 627—642. 12. Alvarez L. W., Alvarez W., Asaro F., Michel H. V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary boundary extinction. Experimental results and theoretical interpretation//Science. 1980. Vol. 208, N 4448. P. 1095—1108. 13. Alvarez W., Alvarez L. W., Asaro F., Michel H. V. Current status of the impact theory for the terminal Cretaceous extinction//Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth//Geol. Soc. Amer. Spec. Paper 190. 1982. P. 305—315. 14. Alvarez W., Alvarez L. W., Asaro F., Michel H. V. The end of the Cretaceous: sharp boundary or gradual transition//Science. 1984. Vol. 223, N 4641. P. 1183—1186. 15. Bhandary N., Shukla P. N., Pandey J. Iridium levels in marine and land deposits in the Indian subcontinent formed during Cretaceous—Tertiary transition//IGCP 199 Rare Events in Geology. Second working session in Beijin, 1987. P. 16—23. 16. Bonte P., Delacotte O., Renard M., et al. An iridium rich layer at the Cretaceous/Tertiary boundary in the Bidart section (Southern France)//Geophys. Res. Lett. 1984. Vol. 11, N 5. P. 473—476. 17. Brooks R. R., Reeves R. D., Yang Xing-hua et al. Elemental anomalies at the Cretaceous—Tertiary boundary, Woodside Creek, New Zealand//Science. 1984. Vol. 226, N 4674. P. 539—542. 18. Brooks R. R., Strong C. P., Lee J., et al. Stratigraphic occurrences of iridium anomalies at four Cretaceous/Tertiary boundary sites in New Zealand//Geology. 1986. Vol. 14, N 9. P. 727—729. 19. Chai Zhi-fang, Mao Xue-ying, Ma Su-lan et al. Neutron activation studies on the Cretaceous-Tertiary boundary in Zhongba, Tibet//Nucl. Techn. 1984. N 6. P. 4—7, 54. 20. Delacotte O., Renard M., Laj C., et al. Magnetostratigraphie et biostratigraphie du passage Crétacé-Tertiaire de la coupe de Bidart (Pyrénées Atlantique)//Geol. Fr. 1985. N 3. P. 243—253. 21. Eugster O., Geiss J., Krähenzühl U. Noble gas isotopic abundances and noble metal concentrations in sediments from the Cretaceous-Tertiary boundary//Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74, N 1. P. 27—34. 22. Ganapathy R. A major meteorite impact on the Earth 65 million years ago: evidence from the Cretaceous-Tertiary boundary clay//Science. 1980. Vol. 209, N 4459. P. 921—923. 23. Ganapathy R., Gardner S., Jiang Ming-jung. Iridium anomaly at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas//Earth Planet. Sci. Lett. 1981. Vol. 54, N 3. P. 393—396. 24. Gilmore J. S., Knight J. D., Orth C. J., et al. Trace element pattern at a non-marine Cretaceous-Tertiary boundary//Nature. 1984. Vol. 307, N 5948. P. 224—228. 25. Hamilton M. Cretaceous/Tertiary boundary studies at Deep Sea Drilling Project Site 516, Rio Grande Rise, South Atlantic; a synthesis//Init. Rept. Deep Sea Drill. Project. 1983. Vol. 72. P. 949—952. 26. Hermann Y., Bhattacharya S. K., Kopaevitch L. F., et al. Terminal Cretaceous extinctions: the Paratethys record. In press. 27. Hsü K., He Q., McKenzie J. A., et al. Mass mortality and its environmental and evolutionary consequences//Science. 1982. Vol. 216, N 4543. P. 249—256. 28. Kyte F. T., Wasson J. T. Accretion rate of extraterrestrial matter: iridium deposited 33 to 67 million years ago//Science. 1986. Vol. 232, N 4755. P. 1225—1229. 29. Kyte F. T., Zhou Z., Wasson J. T. Siderophile-enriched sediments from the Cretaceous-Tertiary boundary//Nature. 1980. Vol. 288, N 5792. P. 651—656. 30. Lamolda M. A., Orne-Etxebarria X., Proto-Decima F. The Cretaceous-Tertiary boundary in Sopelana (Biscay, Basque Country)//Zitteliana. 1983. Bd. 10. S. 663—670. 31. Lichte F. E., Wilson S. M., Brooks R. R. New method for the measurement of osmium isotopes applied to a New Zealand Cretaceous/Tertiary boundary shale//Nature. 1986. Vol. 322, N 6082. P. 816—817. 32. Michel H. V., Asaro F., Alvarez L. W. Distribution of iridium and other elements near the Cretaceous-Tertiary boundary in hole 465A: preliminary results//Init. Repts Deep Sea Drill. Project. 1981. Vol. 62. P. 847—849. 33. Michel H. V., et al. Abundance profiles of iridium and other elements near the Cretaceous/Tertiary boundary in hole 516F of Deep Sea Drilling Project Leg 72//Init. Repts Deep Sea Drill. Project. 1983. Vol. 72. P. 931—936. 34. Michel H. V., Asaro F., Alvarez W., Alvarez L. W. Elemental profile of iridium and other elements near the Cretaceous-Tertiary boundary in hole 577B//Init. Repts Deep Sea Drill. Project. 1985. Vol. 86. P. 533—538. 35. Montanari A., Hay R. L., Alvarez W., et al. Spheroids at the Cretaceous-Tertiary boundary are altered impact droplets of basaltic composition//Geology. 1983. Vol. 11, N 11. P. 668—671. 36. Nazarov M. A., Barsukova L. D.,

- Kolesov G. M., Alekseev A. S. Data of iridium geochemistry: implication for the early history of the Earth crust//Lunar and Planet. Sci. Conf. XV. Abstr. Papers. 1984. P. 593—594. 37. Nazarov M. A., Barsukova L. D., Kolesov G. M. et al. Cretaceous/Tertiary event: geochemistry of Turkmenia K-T sections//Lunar and Planet. Sci. Conf. XVII. 1986. P. 605—606. 38. Nichols D. J., Jarzen D. M., Orth C. J. Palynological and iridium anomalies at Cretaceous-Tertiary boundary, south-central Saskatchewan//Science. 1986. Vol. 231, N 4739. P. 714—717. 39. Orth C. J., Gilmore J. S., Knight J. D. et al. An iridium abundance anomaly at the palynological Cretaceous-Tertiary boundary in Northern New Mexico//Science. 1981. Vol. 214, N 4527. P. 1341—1343. 40. Pillmore C. L., Tschudy R. H., Orth C. J. et al. Geologic framework of nonmarine Cretaceous-Tertiary boundary sites, Raton Basin, New Mexico and Colorado//Science. 1984. Vol. 223, N 4641. P. 1180—1183. 41. Preisinger A., Zobetz E., Gratz A. J. et al. The Cretaceous/Tertiary boundary in the Gosau Basin, Austria//Nature. 1986. Vol. 322, N 6082. P. 794—799. 42. Rocchia R., Renard M., Boclet D., Bonte P. Essai d'évaluation de la durée de la transition Cretace/Tertiaire par l'évolution de l'anomalie en iridium; implications dans la recherche de la cause de la crise biologique//Bull. Soc. géol. France. 1984. Ser. 7. T. 26, N 6. P. 1193—1202. 43. Schimmelman A., Deniro M. J. Elemental and stable isotope variations of organic matter from a terrestrial sequence containing the Cretaceous/Tertiary boundary at York Canyon, New Mexico//Earth Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 68, N 3. P. 392—398. 44. Smit J., Hertogen J. An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary//Nature. 1980. Vol. 285, N 5762. P. 198—200. 45. Smit J., ten Kate W. G. H. Z. Trace-element patterns at the Cretaceous-Tertiary boundary — consequences of large impact//Cretaceous Res. 1982. Vol. 3, N 3. P. 307—332. 46. Smit J., van der Kars S. Terminal Cretaceous extinctions in the Hell Creek area, Montana: compatible with catastrophic extinction//Science. 1984. Vol. 223, N 4641. P. 1177—1179. 47. Smit J., Romein A. J. T. A sequence of events across the Cretaceous-Tertiary boundary//Earth Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 74, N 2. P. 155—170. 48. Sun Yi-yin, Chai Zhi-fang, Mao Xue-ying et al. The discovery of iridium anomaly nearby the Cretaceous-Tertiary boundary, Zhongba County, Xizang (Tibet), China//Developments in geoscience, Contrib. to 27th Intern. Geol. Congress. 1984. P. 225—234. 49. Tschudy R. H., Pillmore C. L., Orth C. J. et al. Disruption of the terrestrial plant ecosystem at the Cretaceous-Tertiary boundary, Western Interior//Science. 1984. Vol. 225, N 4666. P. 1030—1032. 50. Tschudy R. H., Tschudy B. D. Extinction and survival of plant life following the Cretaceous/Tertiary boundary event, Western Interior, North America//Geology. 1986. Vol. 14, N 8. P. 667—670.

Московский  
государственный университет

Поступила в редакцию  
08.04.87

## CRETACEOUS / TERTIARY BOUNDARY IN SOUTH TURKMENIA AND ITS GEOCHEMISTRY

A. S. Atekseev, M. A. Nazarov, L. D. Barsukova, G. M. Kolesov, I. V. Nizhegorodova,  
K. N. Amanniyazov

The Maastrichtian/Danian boundary deposits in Western Kopet-Dagh (Sumbar River valley) and Maly Balkhan are described. In some sections at the base of Sumbar Horizon the uninterrupted transition was discovered from Cretaceous to Tertiary with boundary clay layer iridium anomaly. At the top of Maastrichtian the ammonites are numerous. One ammonite mould was found at 0,25—0,3 m above the iridium anomaly. The change of Cretaceous planktonic and benthonic foraminiferal assemblages occurs at 5—6,5 m above the base of the Danian. The geochemical characteristics of the boundary deposits in three sections is given. The surface iridium concentration in SM4 section (Sumbar River) is 580 ng/cm<sup>2</sup>.