

星雲遭遇による白亜紀末の大寒冷化と大量絶滅

二村 徳 宏

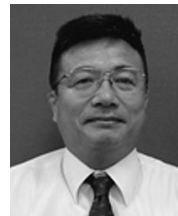
〈日本スペースガード協会

〒714-1411 岡山県井原市美星町大倉 1716-3 美星スペースガードセンター〉

e-mail: nimura@spaceguard.or.jp



二村



戎崎

戎崎 俊 一

〈理化学研究所 〒351-0198 埼玉県和光市広沢 2-1〉



丸山

丸山 茂 徳

〈東京工業大学 地球生命研究所 〒152-8550 東京都目黒区大岡山 2-12-1-IE-16〉

私たちは北太平洋の白亜紀末に相当する深海底掘削コア試料の分析データから、隕石衝突を特徴づけるイリジウムピークのほかに幅広いイリジウムの濃集層を発見した。そこで地層中から地球物質と宇宙物質の寄与を分離する方法を構築・解析し、この幅広いイリジウム濃集層は、地球物質のみでは説明困難であることを明らかにした。そして、太陽系と暗黒星雲が遭遇する約800万年の間に生じる地球への宇宙塵の供給によってイリジウム濃度を説明することができると結論づけた。この間、宇宙塵の日射遮蔽効果により地球では強い寒冷化が起こる。この結論はほかの白亜紀末の地球環境の指標となるデータ（酸素同位体比・ストロンチウム同位体比）の結果と整合的であった。また、恐竜の多様性はこの長期大寒冷化の間にゆっくりと減少している。

1. はじめに

1.1 星雲遭遇とは

天の川銀河内には多くの暗黒星雲（＝分子雲；以下、単に「星雲」と表記）が分布している。星雲は高密度（100–10,000 protons/cm³）・低温（8–40 K）のガスからなり¹⁾、大きさは約0.2–174 pc（1 pc＝約3.26光年）である^{1)–3)}。そして、太陽系は誕生から現在に至るまで、何度も星雲に遭遇していると推定されている⁴⁾。

地球の大規模な環境変動は地球外、太陽系外、または銀河系外に要因があると指摘されており⁵⁾、

星雲の遭遇については、多くの先行研究により、地球に壊滅的な環境変動を引き起こすことが示唆されている^{4), 6)–11)}。星雲遭遇により地球に大量の宇宙塵が供給され、日射遮蔽が起こり、長期寒冷化が生じ、大量絶滅が引き起こされることも明らかにされている^{12), 13)}。それでは、実際に地球が星雲に遭遇した証拠はあるのだろうか？

1.2 星雲遭遇の証拠がある場所

星雲遭遇の証拠は深海底掘削コア試料中にイリジウムの濃集層として確認することができる場合がある。イリジウムは地球形成の際、鉄と結びつき核に取り込まれるため、地殻における濃度は非

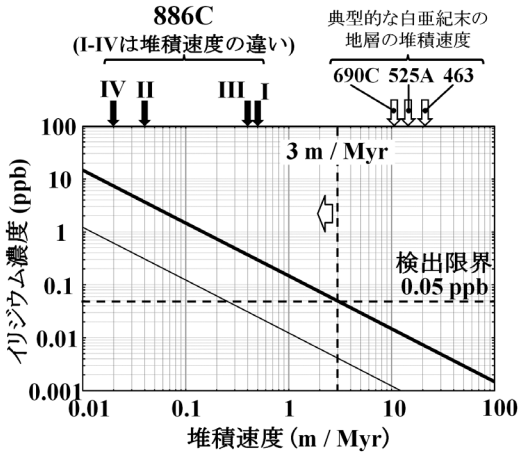


図1 深海底掘削コア試料のイリジウム濃度と堆積速度の関係¹⁷⁾⁻²⁰⁾。太い実線は典型的な星雲（密度：1,000 protons/cm³，星雲-太陽系の相対速度：10 km/s）が遭遇した場合を示す。細い実線は、現在の宇宙塵の年間供給量（4×10⁴ t/yr¹¹⁾の場合である。図上の463, 525A, 690C, 886Cは図2の試料採取場所を示す。

常に低い。そのため、地球の歴史の中で宇宙から供給される物質が増えた時期は、地層中にイリジウム濃集層として発見できる可能性がある。そして、地球物質がゆっくりと堆積する場所は宇宙から供給される物質の濃度が高くなるため、その探査に適している。

典型的な星雲（密度：1,000 protons/cm³）を考慮すると、銀河系内の太陽系の位置では、太陽系と星雲との典型的な相対速度が10 km/sである^{14), 15)}。このことから、星雲の密度と地球との相対速度から、地球に供給される宇宙塵量を推定することができ^{12), 13)}、100万年 [=1 Myr (mega year)]の間に1 m²あたり約1 kg [約1 kg/(m²·Myr)]である。堆積速度がゆっくりなほど地層中の宇宙物質の量が多くなる(図1)。イリジウムの典型的な検出限界が0.02-0.05 ppb (1 ppb=10億分の1)¹⁶⁾を考慮すると、堆積速度が3 m/Myr以下であれば星雲遭遇によるイリジウムが検出可能である。

国際深海底掘削計画により得られた北太平洋(図2の886C)の深海底(深度: 5713.3 m)掘削コア試

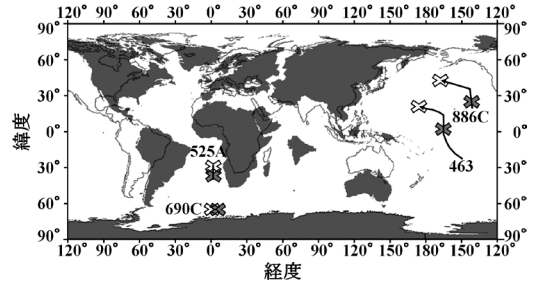


図2 国際深海底掘削計画による深海底掘削コア試料採取場所(463, 525A, 690C, 886C)(中抜き×)^{17), 18), 38)}。現在の世界地図(中抜き)とこれを6,500万年前まで移動させた地図(黒塗り)を示す。また、試料採取場所の6,500万年前の位置を黒塗りの×で示す。

料は白亜紀末の堆積物を含む地層であり、堆積速度も3 m/Myr以下で非常にゆっくりであるため¹⁷⁾、先ほどの星雲遭遇の証拠を発見可能な条件を満たしている。一方、図2の463, 525A, 690C地点は堆積速度が速く地球物質の混合量が多いため、この条件を満たしていない¹⁸⁾⁻²⁰⁾(図1)。過去の研究において、海底下0.75-72.2 mの中新世後期[980万年前(海底下54.6 m地点)]から白亜紀後期[7,777万年前(海底下71.60 m地点)]に相当する地層のイリジウム濃度が測定されている¹⁶⁾。以下に、この深海底掘削コア試料の分析結果を解析する。

2. 地層中の宇宙物質

2.1 地層中に濃集する宇宙物質：イリジウム

この深海底掘削コア試料の分析結果から1年間に地球に供給される宇宙塵量を推定する。図3は横軸に試料のコバルト濃度、縦軸にイリジウム濃度を示しており、それぞれ地球外起源物質である隕石[炭素質コンドライト(CIコンドライト)]²¹⁾で規格化している。黒塗りの四角形は炭素質コンドライト、中抜きの四角形は地球物質を示す(表1)²²⁾⁻²⁹⁾。そして、これらの混合物である場合はそれぞれを結ぶ線上とその線に囲まれた領域にプロットされるはずである。灰色の領域は本研究で用いた深海底掘削コア試料のイリジウム濃集部で

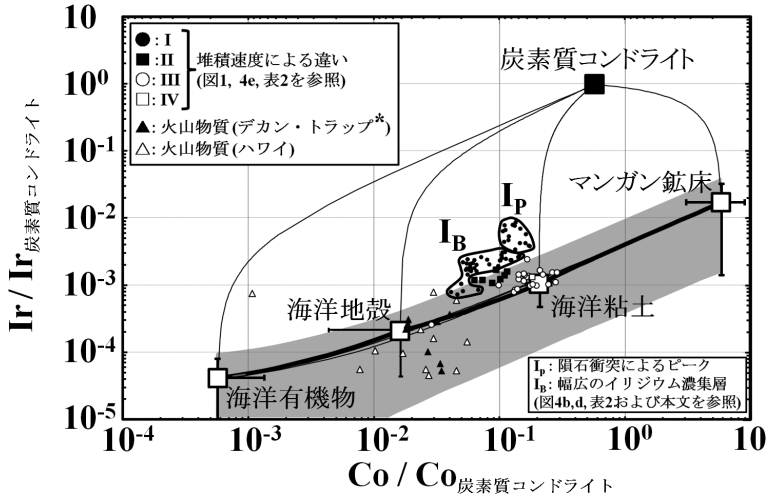


図3 海洋物質および火山物質のイリジウムとコバルトの関係。縦軸と横軸はそれぞれ炭素質コンドライトの値で規格化したイリジウム濃度とコバルト濃度で、大きな中抜きはイリジウム（コバルト）濃度の低い順に、それぞれ海洋有機物^{22), 23)}、海洋地殻²⁴⁾、海洋粘土^{25), 26)}、マンガン鉱床²⁷⁾⁻²⁹⁾、黒塗りの四角形は炭素質コンドライト²¹⁾を示す。さらにこのグラフには深海底掘削コア試料（886C）¹⁶⁾および火山物質^{33), 34)}をプロットしており、各シンボルについては表2に詳細を示す。

* デカン・トラップ：インドのデカン高原にある大規模火山活動の痕跡。

表1 海洋有機物^{22), 23)}、海洋地殻²⁴⁾、海洋粘土^{25), 26)}、マンガン鉱床²⁷⁾⁻²⁹⁾、炭素質コンドライト²¹⁾のイリジウムとコバルトの濃度（1 ppb=10億分の1, 1 ppm=100万分の1）。

	イリジウム濃度	コバルト濃度
海洋有機物	0.02±0.02	2±2
海洋地殻	0.1 (0.02-0.13)	29 (10-35)
海洋粘土	0.5±0.3	222±41
マンガン鉱床	8.18±7.50	3200±1300
炭素質コンドライト (CIコンドライト)	470±5	502±17

表2 深海底掘削コア試料（886C）と火山物質のまとめ。

シンボル	期間	海底からの深さ (m)		年代 (万年前)		堆積速度 (m/Myr) (1 Myr=100万年)	主なイリジウムの起源	宇宙フラックス (現在の宇宙塵フラックスを1)	
		min	max	min	max				
□	IV	58.35	58.60	1,161	2,227	~0.02	地球物質	0.31	
○	III	58.60	62.85	2,227	3,364	~0.4	地球物質	—	
■	II	62.85	64.10	3,364	6,387	~0.04	現在と同量の宇宙塵	1.4±0.7	
●	I	B	64.10	65.03	6,387	6,559	~0.5	宇宙塵	33±10
		P	65.03	65.50	6,559	6,646			54-159
			65.50	71.60	6,646	7,000			33±8
		B	71.60	72.20	7,777	—			8.3±0.7
▲	火山物質（デカン・トラップ）								
△	火山物質（ハワイ）								

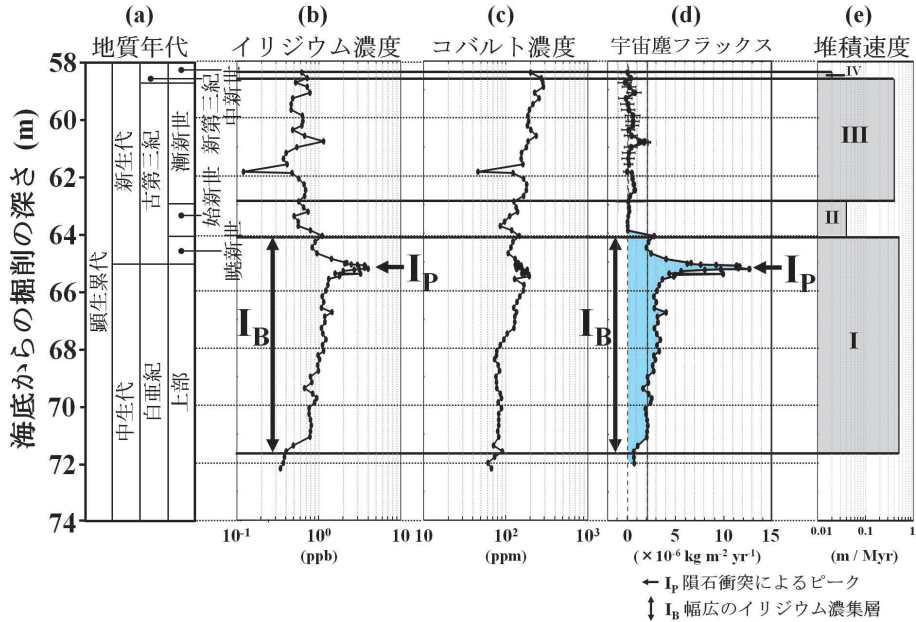


図4 深海底掘削コア試料 (886C) の海底下58-74 mの地質年代 (a), イリジウム濃度 (b)¹⁶⁾, コバルト濃度 (c)¹⁶⁾, 宇宙塵フラックス (d), および堆積速度 (e)¹⁸⁾. 青色の領域は地球物質のみでは説明することができない。

はない海底下0.75-54.4 mにおけるイリジウム濃度の標準偏差の3倍にあたり、これを誤差範囲とした。宇宙塵の寄与によるイリジウム濃度は深海底掘削コア試料のイリジウム濃度と地球物質を結ぶ線 (図3の太い実線) との差から求めることができる。

2.2 地球への宇宙塵供給量 (宇宙塵フラックス)

宇宙塵中のイリジウム濃度を表1の炭素質コンドライトの値と仮定すると、先ほどの図3を用いて求めた深海底掘削コア試料中のイリジウム濃度から試料中の宇宙塵濃度が計算できる。そして、試料の密度 (3 g/cm³ と仮定) と堆積速度から1年間あたり1 m² に供給される宇宙塵の質量 (宇宙塵フラックス) を導出することができる。次に深海底掘削コア試料中 (886C) のイリジウム濃度 (図4b), コバルト濃度 (図4c), 堆積速度 (図4e) を用いた解析について記述する。この試料は堆積速度により四つの期間に分けることができる (図1, 4e, 表2)。

期間Iは堆積速度が0.5 m/Myrで、地質年代はカ

ンパニアン (Campanian), ダニアン (Danian), マーストリヒチアン (Masstrichtian) にわたる (6,160-7,210万年前)。海底下65.24 mに最大4.01 ppbの鋭いスパイク状のイリジウム濃集 (I_p) があり、これはチクシュループ (Chicxulub) の隕石衝突によるものと考えられる¹⁶⁾。また、それとは別に0.3 ppb以上の幅の広いイリジウム濃集層が存在する (I_b)。この領域のイリジウム濃度は図3において地球物質線よりも有意に上方の炭素質コンドライト側にプロットされる (図3のI_b)。よって、この領域の試料は地球物質のみでは説明することはできない。例えば、イリジウム濃度の高いマンガン鉱床の寄与と考えることは難しい。それは、マンガン鉱床の寄与を考えるとイリジウム濃度だけではなくコバルト濃度も高くなるためである。また、生物攪乱や拡散作用による効果は約10 cm以下と評価されている^{30), 31)}。これらにより、イリジウムピーク (I_p) が広がり5 m以上の幅広いイリジウム濃集層が形成されることは非常に困難である。さらに、生物攪乱の痕跡はコア試料

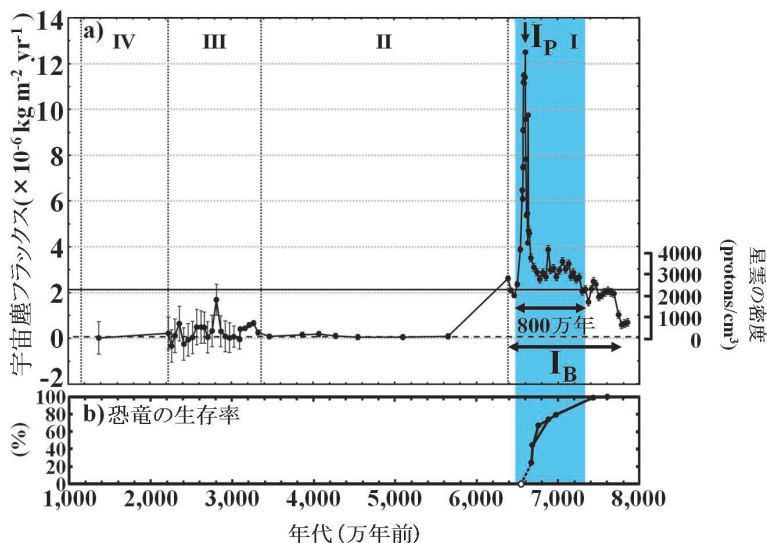


図5 深海底掘削コア試料(886C)のイリジウム濃度, コバルト濃度, 堆積速度から推定した宇宙塵フラックス(左軸). この宇宙塵フラックスに対応する星雲の密度(右軸)(a). 宇宙塵フラックスが $2.1 \times 10^{-6} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{yr})$ の実線は放射強制力が地球全球凍結のレベル($-9.3 \text{ W}/\text{m}^2$)を示す. 図中のI-IVは堆積速度の違いを示す(図1, 4e, 表2を参照). 青色の期間は星雲遭遇により宇宙塵フラックスが増加し, 強い寒冷化が生じている. そして, それに伴い恐竜の属のレベルでの減少が報告されている(b)⁴²⁾.

から確認されていない. よって, この幅広いイリジウム濃集層は宇宙塵の寄与と考えるべきだとの結論に至った. そこで深海底掘削コア試料のイリジウム濃度, コバルト濃度, 堆積速度(図4b, c, e)から宇宙塵フラックスを求めた(図4d). その結果, 海底下64.10から71.60 m (6,503-7,770万年前に相当)にかけて宇宙塵フラックスは, $1.3 \times 10^6 \text{ t}/\text{yr}$ 以上であった. これは, 現在地球に供給される宇宙塵量 ($4 \times 10^4 \text{ t}/\text{yr}$)¹¹⁾の33倍以上である(図4d, 5a, 表2). 私たちはこの長期にわたる宇宙塵の供給は星雲遭遇によるものであると考えた.

期間IIは堆積速度が0.04 m/Myrで四つの期間の中で2番目に遅い. 地質年代はダニアン(6,160-6,600万年前)からルペリアン(Ruperian)(2,810-3,390万年前)に相当する. この期間の宇宙塵フラックスは現在の宇宙塵供給量程度である.

期間IIIは堆積速度が0.4 m/Myrで, 地質年代はルペリアンからアキタニアン(Aquitanean)(2,044-2,303万年前)である. 図3上では灰色の

誤差領域内にプロットされ, このイリジウム濃度は地球物質のみで説明することができる.

期間IVはアキタニアンからトートニアン(Tortonian)(724.6-1,163万年前)の地層を含み, 堆積速度が四つの期間の中で一番遅い(0.02 m/Myr).

以上より, 期間Iにおいて星雲遭遇による長期にわたる地球への宇宙塵供給があったと考えた.

一方, 白亜紀末のイリジウムの異常濃集は, インドのデカン高原にある大規模火山活動の痕跡であるデカン・トラップを形成した時期が, 白亜紀末に一致することから火山物質の混合により説明可能という主張もある³²⁾. しかし, 図3を見ると, 火山物質の寄与^{33), 34)}(図3の中抜きと黒塗りの三角形)により, 期間Iの幅広いイリジウム濃集層(I_B)の組成を説明することはできない.

3. 星雲遭遇

3.1 星雲遭遇による宇宙塵の供給

図5aは図4dの宇宙塵フラックスについて, 縦

軸の海底からの掘削の深さに対応する年代を求め、これを横軸にしたグラフである。宇宙塵フラックスは約7,300万年前から増加し、約800万年間継続したと考えられる。約6,500万年前の宇宙塵フラックスのピークはチクシュルーブの隕石衝突によるものである。一方で800万年間の長期にわたる宇宙塵の供給は星雲遭遇によるものである。この星雲遭遇により「星雲の冬」^{12), 13)} が起こり、地球に多くの宇宙塵が供給された結果、大規模な寒冷化やオゾン層の破壊等が引き起こされた。

宇宙塵フラックスから遭遇した星雲の密度を推定することができ^{12), 13)}、これにより計算した宇宙塵フラックスに対応する星雲の密度を図5aの右軸に示す。また、地球全球凍結時の放射強制力(地球に出入りするエネルギーの変化量、負の場合は寒冷化を起こす)は -9.3 W/m^2 と推定され¹¹⁾、宇宙塵のサイズを $0.2 \mu\text{m}$ 、密度を 3 g/cm^3 と仮定すると対応する宇宙塵フラックスは $2.1 \times 10^{-6} \text{ kg/(m}^2 \cdot \text{yr)}$ となる(図5aの実線)。宇宙塵フラックスがこれ以上であれば放射強制力は地球全球凍結を引き起こすに十分である。図5から、青色で示した800万年の間は放射強制力が地球全球凍結レベルであったと考えられる。

3.2 星雲遭遇による地球環境への影響

星雲遭遇説の模式図を図6に示す。地球は約7,300万年前から800万年の間、コアの密度が $2,200 \text{ protons/cm}^3$ 以上の星雲に遭遇した。通過距離は約82 pcである。星雲遭遇期間は地球に大量の宇宙塵が供給され、大規模な寒冷化が生じていたはずだという結論に至った。これは後述する地球環境の変動の指標となるデータである酸素同位体比³⁵⁾⁻³⁸⁾ やストロンチウム同位体比^{37), 40), 41)} のデータと整合的である。

3.2.1 酸素同位体比

酸素同位体比より約7,300万年前から白亜紀末まで地球は寒冷化していたと考えられる。 ^{16}O と ^{18}O について、水が蒸発する際 ^{16}O が ^{18}O よりも多く含まれる傾向がある。地球が寒冷化を起こす

と、海から蒸発した ^{16}O を多く含む水が陸地に運ばれた際、氷床となって固定される。その結果、海水中は残りの ^{18}O の濃度が高くなる。そして地層に残る有孔虫と呼ばれる生物の石灰質でできた殻はこの酸素を取り込んでいるため、当時の海水温の指標となる。つまり、地球が寒冷化を起こすと海水中の ^{18}O の濃度が高くなり、それに応じて有孔虫の殻の ^{18}O の濃度も高くなる。図7aに例として中緯度付近(図2の525A)における7,300-6,400万年前に相当する地層の有孔虫の殻の酸素同位体比を示す³⁵⁾。 ^{18}O の濃度が高いほどその時代の海水温は低いことを示すので、縦軸は下方ほど高い値となるようにした。図7より525Aについて7,300-6,500万年前にかけて海水温が低下していることを示している。この傾向は地球上の低緯度から高緯度まで同じであり、星雲が遭遇したと推定した7,300-6,500万年前にかけてどの地域においても酸素同位体比は増加している³⁵⁾⁻³⁸⁾。このとき地球は全球規模で寒冷化が生じていたことを示している。

3.2.2 ストロンチウム同位体比

地球の全球規模の寒冷化はストロンチウム同位体比からも推察することができる。寒冷化が起こり氷床が発達すると海の水が陸地に固定され海面が低下する³⁹⁾。その結果大陸棚が露出し陸地の削剥率が高くなり、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の高い大陸地殻が海に

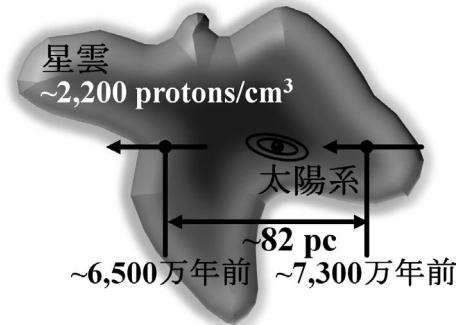


図6 星雲遭遇説の模式図。太陽系と星雲の大きさの比率は異なる。

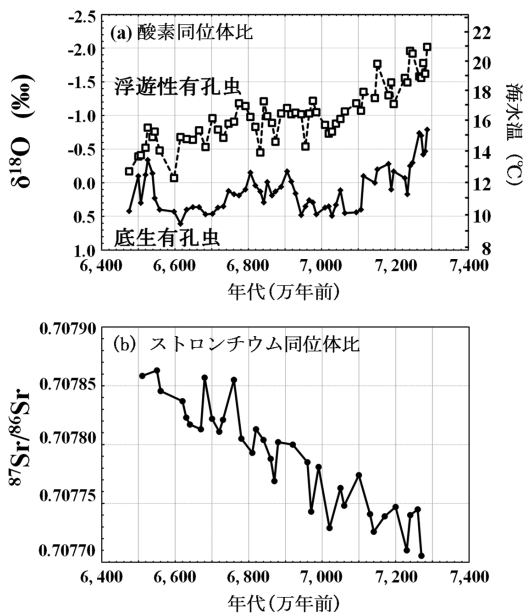


図7 中緯度(図2の525A)の深海底掘削コア試料中の浮遊性有孔虫(種類Rugoglobigerina rugosa)(破線)と底生有孔虫(種類Anonalinoides acuta)(実線)の殻の酸素同位体比(a)³⁵⁾, および深海底掘削コア試料(525A)のストロンチウム同位体比(b)⁴⁰⁾. ここで $\delta^{18}O$ は試料の $(^{18}O/^{16}O)$ と標準試料の $(^{18}O/^{16}O)_{PDB}$ の偏差の千分率であり, $\delta^{18}O(\text{‰}) = [({}^{18}O/^{16}O) - ({}^{18}O/^{16}O)_{PDB}] / ({}^{18}O/^{16}O)_{PDB}$ で与えられる. ここで標準試料(PDB)とは米国サウスカロライナ州のPee Dee層から産出するベレムナイトという化石である. 海水温は $T = 16.28 - 4.47(\delta^{18}O + 1) + 0.109(\delta^{18}O + 1)$ で求めることができる³⁷⁾. 底生有孔虫の $\delta^{18}O$ を用いて計算するとモデルの温度より約1°C低くなる.

供給される. 図7bより525Aのストロンチウム同位体比($^{87}Sr/^{86}Sr$)は7,300万年前から6,500万年前にかけて増加傾向にある⁴⁰⁾. この傾向も低緯度から高緯度まで同じであり^{37), 40), 41)}, 地球が寒冷化していたことがわかる.

3.2.3 絶滅率

星雲遭遇による白亜紀末の大規模寒冷化は大量絶滅を引き起こす. 本研究で推定した星雲の遭遇時期と期間は恐竜の属レベルの絶滅率⁴²⁾(図5b)とアンモナイトの絶滅率のデータ⁴³⁾⁻⁴⁶⁾と整合的であった. このように百万年を超えるような寒冷

な気候によりゆっくりと絶滅が進み, 最後に巨大隕石衝突が止めを刺したのかもしれない.

4. 巨大隕石衝突について

白亜紀末の大量絶滅について広く流行している説は6,550万年前の巨大隕石衝突によるものである^{47), 48)}. しかし, 以下の二つの理由で一つの巨大隕石衝突によって恐竜という目レベル全体の絶滅を説明することは難しい.

4.1 巨大隕石衝突による影響

巨大隕石衝突による寒冷化は約5年で終わると考えられている⁴⁹⁾. 隕石衝突により硫黄を含む固体微粒子が巻き上げられ, これらの固体微粒子は対流圏では数か月, 成層圏では数年で落下する. よって, 隕石衝突後の寒冷化は数年以上は続かない. 例えば, 1991年のピナツボ火山や71,000年前のトバ火山ではそれぞれ20 Mtおよび1 Gtの固体微粒子が巻き上げられたと推定されているが, その影響は3-5年後にはなくなっている⁴⁹⁾. トバ火山の10倍の10 Gtの固体微粒子が巻き上げられたとされる白亜紀末の巨大隕石衝突の場合も5年以上影響が持続することは非常に考えにくい⁴⁹⁾. なぜなら, この影響は成層圏の対流の時間スケールで決まっているためである. 巨大隕石衝突により生物の個体数は大きく減少するかもしれないが, 数パーセントの個体でも生き残れば地球環境さえ復元すれば個体数も100年もしないうちに元に戻ってしまうだろう. つまり, 数年程度の環境変動では属や種のレベルで生物が絶えてしまうことは非常に考えにくいのである. 恐竜の寿命は数十年ほども長かったらしい. 数年の気候変動では少なくとも成長した個体の一部が生き残り, 環境が回復すれば子孫をつくり始められる. 属や種の絶滅にはその寿命をはるかに超える長さの寒冷化が必要である.

4.2 過去の巨大隕石衝突について

チクシュルーブ・クレーターと同規模のクレーターを表3に例として三つ挙げた. どの巨大隕石衝

表3 チクシュループ・クレーターと同規模のクレーターの例.

クレーター	国名	形成年代(万年前)	直径(km)	参考文献
チクシュループ(Chicxulub)	メキシコ	6,550	150	48)
ウッドリー(Woodleigh)	オーストリア	3億6,400	120	52)-55)
ポピカイ(Popigai)	ロシア	3,570	100	56)
チェサピーク湾(Chesapeake Bay)	アメリカ	3,550	85	57)

突においても環境変動や大量絶滅が確認されていない。硫黄放出量についてもポピガイ(Popigai)・クレーターはチクシュループ・クレーターと比較して同規模以上の硫黄放出があるが⁵⁰⁾、大量絶滅は確認されていない。

以上の考察から、巨大隕石衝突のみでは大量絶滅を説明することが難しいことがわかる。一方で、巨大隕石衝突はむしろ星雲遭遇による小惑星または彗星の軌道の擾乱による結果なのかもしれない^{12), 13)}。また、800万年にわたる宇宙塵の地球への供給について、小惑星帯における小惑星同士との衝突により発生した宇宙塵が地球に供給されたということでも説明は難しい。なぜなら、約0.2 μmの宇宙塵はポインティング・ロバートソン効果により小惑星帯[太陽から約3天文単位(1天文単位: 約1億5,000万キロメートル)]から約6,000年で太陽に落ち込む⁵¹⁾ので数百万年続くイリジウム濃集の説明は困難だからである。

5. ま と め

私たちは北太平洋の深海底掘削コア試料の分析データから星雲遭遇の証拠を発見した。そこから地球は約7,300万年前から800万年の間、コアの密度が2,200 protons/cm³以上の星雲に遭遇したと結論づけた。ほかの白亜紀末の大寒冷化を示すデータ(酸素同位体比³⁵⁾⁻³⁸⁾・ストロンチウム同位体比^{37), 40), 41)}も時期・期間が一致しており、この間、恐竜の多様性もゆっくりと減少している⁴²⁾。今後も白亜紀末の地層から同様のイリジウムの幅広い濃集層が同定され、さらに大寒冷化の証拠である氷河堆積物やドロップストーンの発見も期待される。そして、本研究で用いた地球物質と宇宙

物質の寄与を分離する手法は地球の過去の宇宙塵供給量を調べるために大変有用である。ほかの過去の地球の大規模環境変動の原因調査も今後してみたい。

謝 辞

本稿の内容は2016年に筆者らが発表した投稿論文⁵⁸⁾の内容に基づいて執筆いたしました。

執筆を勧めていただき校正をしていただいた奥村真一郎氏に感謝いたします。また、執筆にあたり有益なご意見をいただきました服部玲子氏、大畑智子氏に感謝いたします。

本研究はJSPS科研費26106002, 26106006の助成を受けたものです。

参考文献

- 1) Goldsmith P. F., et al., 1987, *Astrophysics and Space Science Library* 134, 51
- 2) Dame T. M., et al., 1986, *ApJ* 305, 892
- 3) Solomon P. M., et al., 1987, *ApJ* 319, 730
- 4) Talbot R. J., Newman M., 1977, *ApJS* 34, 295
- 5) Maruyama S., Santosh M., 2008, *Gondwana Res* 14, 22
- 6) Whitten R. C., et al., 1976, *Nature* 263, 398
- 7) Ruderman M. A., 1974, *Science* 184, 1079
- 8) Begelman M. C., Rees M. J., 1976, *Nature* 261, 298
- 9) Clark D. H., et al., 1977, *Nature* 265, 318
- 10) Pavlov A. A., et al., 2005a, *Geophysical Res. Lett.* 32, L01815
- 11) Pavlov A. A., et al., 2005b, *Geophysical Res. Lett.* 32, L03705
- 12) Kataoka R., et al., 2013, *New Astron* 21, 50
- 13) Kataoka R., et al., 2014, *Gondwana Res.* 25, 1153
- 14) Dame T. M., et al., 2001, *ApJ* 547, 792
- 15) Heyer M., Dame T. M., 2015, *ARA&A* 53, 583
- 16) Kyte F. T., et al., 1995, *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results* 145, 427
- 17) Snoeckx H., et al., 1995, *Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results* 145, 219
- 18) Thiede J., et al., 1981, *Initial Reports of the Deep Sea*

- Drilling Project 62, 33
- 19) Shackleton N. J., Hall M. A., 1990, Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results 74, 621
 - 20) Stott L. D., Kennett J. P., 1990, Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results 113, 829
 - 21) Lodders K., 2003, ApJ 591, 1220
 - 22) Martic M., et al., 1980, J. Radioanalytical Chemistry 59, 445
 - 23) Well M. C., et al., 1988, Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 1737
 - 24) Taylor S. R., McLennan S. M., 1985, The Continental Crust: Its Composition and Evolution (Blackwell Scientific Publication, Oxford)
 - 25) Goldberg E. D., et al., 1986, Applied Geochemistry 1, 227
 - 26) Terashima S., et al., 2002, Bull. Geological Surv. Jpn. 53, 725
 - 27) Harriss R. C., et al., 1968, Geochimica et Cosmochimica Acta 32, 1049
 - 28) Glasby G. P., et al., 1978, Geochemical J. 12, 229
 - 29) Usui A., Moritani T., 1992, Geology and Offshore Mineral Resources of the Central Pacific Basin, eds. Keating B. H. Bolton B. R. (Springer-Verlag, New York), 205
 - 30) Colodner D. C., 1992, Nature 358, 402
 - 31) Boudreau B. P., 1998, Limnology and Oceanography 43, 524
 - 32) Officer C. B., Drake C. L., 1985, Science 227, 1161
 - 33) Shukla P. N., et al., 2001, J. Earth Syst. Sci. 110, 103
 - 34) Crocket J. H., 2002, The Canadian Mineralogist 40, 595
 - 35) Li L., Keller G., 1998, Marine Micropaleontology 33, 55
 - 36) Barrera E., Huber B. T., 1990, Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results 113, 813
 - 37) Barrera E., Savin S. M., 1999, Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System (Geological Society of America, Boulder) 245
 - 38) Li L., Keller G., 1999, Marine Geology 161, 171
 - 39) Hallam A., Wignall P. B., 1999, Earth-Science Rev. 48, 217
 - 40) Sugarman P. J., 1995, Geological Soc. America Bull. 107, 19
 - 41) Ingram B. L., 1995, Proc. Ocean Drilling Program, Sci. Results 145, 399
 - 42) Sloan R. E., et al., Science 232, 629
 - 43) Hancock J. M., 1967, Geological Soc. London, Special Publ. 2, 91
 - 44) Wiedmann J., 1973, Biological Rev. 48, 159
 - 45) House M. R., 1989, Philosophical Transactions of the Royal Soc. London B325, 307
 - 46) House M. R., 1993, The Ammonoidea: environment, ecology, and evolutionary change (Systematics Association, Oxford)
 - 47) Alvarez L. W., et al., 1980, Science 208, 1095.
 - 48) Schulte P., 2010, Science 327, 1214
 - 49) <http://www.psi.edu/about/staff/betty/Forcing/>
 - 50) Kring D. A., 1996, Earth and Planet. Sci. Lett. 140, 201
 - 51) Burns J. A., et al., 1979, Icarus 40, 1
 - 52) Mory A. J., et al., 2000a, Earth and Planet. Sci. Lett. 177, 119
 - 53) Mory A. J., et al., 2000b, Earth and Planet. Sci. Lett. 184, 359
 - 54) Uysal T., et al., 2001, Earth and Planet. Sci. Lett. 192, 281
 - 55) Glikson A. Y., et al., 2005, Australian J. Earth Sci. 52, 545
 - 56) <http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/>
 - 57) Poag C. W., et al., 2002, Deep sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 49, 1081
 - 58) Nimura T., et al., 2016, Gondwana Res. 37, 301

End-Cretaceous Global Cooling and Mass Extinction driven by a Nebula Encounter Tokuhiro NIMURA¹, Toshikazu EBISUZAKI², and Shigenori MARUYAMA³

¹ Japan Spaceguard Association, Bisei Spaceguard Center, 1716-3, Okura, Bisei-cho, Ibara-shi, Okayama 714-1411, Japan

² RIKEN, 2-1 Hirosawa, Wako, Saitama 351-0198, Japan

³ Earth-Life Science Institute, Tokyo Institute of Technology, 2-12-1-IE-16 Ookayama, Meguro-ku, Tokyo 152-8550, Japan

Abstract: We have identified iridium in an ~5 m-thick section of pelagic sediment cored in a deep sea floor, in addition to a distinct spike in iridium related to an asteroid impact. We find that an encounter of the solar system with a dark nebula can explain the component. The climate cooling forced by a nebula encounter may account for a mass extinction at the End-Cretaceous. It is also consistent with a trend of the reduction in the generic number of dinosaurs.