西オーストラリア，ノースポール地域に産する 熱水性岩脈中ケロジェンの炭素同位体組成

—35 億年前の海底下熱水系における生物圏—

上 野 雄 一 郎*

Biosphere in 3.5 Ga Submarine Hydrothermal System

Yuichiro UENO *

Abstract

Abundant organic matter (kerogen) was identified in ~ 3.5 Ga hydrothermal silica dikes from the North Pole area in the Pilbara craton, Western Australia. The silica dikes developed in the uppermost 1000 m of the ancient oceanic crust. Thus, they would have been deposited in the 3.5 Ga sub-seafloor hydrothermal system. The carbon and nitrogen isotopic compositions of the kerogen were analyzed in this study. Their highly ^{13}C -depleted isotopic compositions ($\delta^{13}\text{C} = -38$ to -33%) strongly suggest that they are originally derived from biologically produced organic matter. The remarkable similarity of the $\delta^{13}\text{C}$ values between the kerogen and modern hydrothermal vent organisms may suggest that the kerogen was derived from chemoautotrophic organisms. This idea is also consistent with their nitrogen isotopic compositions ($\delta^{15}\text{N} = -4$ to $+4\%$). The silica dikes consist mainly of fine-grained silica with minor pyrite and sphalerite. These mineral assemblages indicate that the silica dike was deposited from relatively low-temperature (probably less than 150°C) reducing hydrothermal fluid. Thus, anaerobic thermophilic/hyperthermophilic organisms could have survived in the hydrothermal fluid, which formed the silica dikes. Therefore, it is plausible that a chemoautotrophic-based biosphere (possibly methanogenesis) probably existed in the Early Archean sub-seafloor hydrothermal system.

Key words: Pilbara craton, hydrothermal silica dike, carbon isotope, sub-seafloor hydrothermal system

キーワード：ピルバラ地塊，熱水性珪質岩脈，炭素同位体比，海底下熱水系

I. はじめに

初期地球の熱水系は生命の発生とその初期進化の可能な場として注目されてきた（例えば，Holm

and Andersson, 1998; Nisbet and Fowler, 1999)。この考えは近年の分子生物学の発展に端を発する。現世生物種の遺伝子配列を直接比較することにより，いわゆる分子進化系統樹が描かれ，

* 東京大学大学院総合文化研究科広域システム科学系宇宙地球科学教室

* Department of Earth Science and Astronomy, University of Tokyo

全生物の共通先祖は 80℃ 以上の至適生育温度を示す超好熱性細菌であったことが示唆された（例えば, Woese, 1987）。一方, このような初期生命像は, 地球上に残された太古の岩石記録から実証的に議論する必要がある。

近年, 初期地球における生命活動は約 35 億年前までさかのぼる細菌化石（例えば, Awramik *et al.*, 1983; Schopf, 1993）や約 38 億年前までさかのぼる有機炭素（例えば, Mojzsis *et al.*, 1996; Rosing, 1999）などの物証に基づいて議論することが可能となった。最近なされているこれらの証拠に対する批判も含めて, 活発な議論が続いているが（例えば, Brasier *et al.*, 2002; Fedo and Whitehouse, 2002）, 堆積有機物の炭素同位体比（Hayes *et al.*, 1983; Schidlowski *et al.*, 1983）や, 硫化物の硫黄同位体比（Shen *et al.*, 2001）の記録を加味すれば, 少なくとも 35 億年前には生物活動が行われていたと一般に理解されている。

現在知られる最古の細菌化石は, 西オーストラリア, ピルバラ地塊のノースポール地域およびマープルバー地域に産する（Awramik *et al.*, 1983; Schopf, 1993）（図 1）。これら化石はいずれも約 35 億年前のチャート中に産する。また特にノースポール地域のチャート層は, それに含まれる硫化物の硫黄同位体組成が最古の硫酸還元菌の活動記録と見なされている（Shen *et al.*, 2001）。ノースポール地域のチャート層は当初, 潮間帯を主とする水深の浅い環境で蒸発岩として堆積し, その後珪化したものと解釈された（Dunlop and Buick, 1981; Groves *et al.*, 1981; Buick and Dunlop, 1990）。ところが最近になって, 東京工業大学, ユトレヒト大学, および西オーストラリア地質調査所の三グループがそれぞれ独立に精密な野外地質調査を行った結果, いずれもこの化石を含むチャート層とその直下の枕状溶岩層が熱水性岩脈を密接に伴うことが判明した（磯崎ほか, 1995; Nijman *et al.*, 1999; Van Kranendonk *et al.*, 2001）。この事実は, 同チャートが当時の海底に沈殿した熱水性堆積物であることを示唆する。したがって, 本地域の堆積岩や熱水性岩脈が約 35 億年前当時の海底熱水系における生物活動を記録

している可能性が高い。ちなみに最近, 本地域に隣接するマープルバー地域産の化石も, その母岩が熱水性の岩脈であることが明らかにされた（Brasier *et al.*, 2002）。

このような状況の下, 本研究では地球初期の熱水系における生物圏の実体を明らかにするため, まずノースポール地域の熱水性堆積物と熱水性岩脈の有機炭素含有量を測定した。その結果, 特にこの熱水性岩脈が普遍的に不溶性有機物（ケロジェン）を含むことが明らかになった。また, このケロジェンの炭素および窒素同位体組成を測定した。

炭素同位体比の分別は独立栄養生物が炭酸固定を行う際に, ^{13}C に乏しい軽い炭素を選択的に取り込むために起こる。その結果, 生体を構成する有機炭素は, 一般に周囲の二酸化炭素や炭酸塩のそれと比べ極端に低い $\delta^{13}\text{C}$ 値を呈する。この低い同位体比は死後の腐食過程や続成作用時の熱熟成過程で多少変化するが, 炭酸固定時の大きな同位体分別と比較すると十分小さい（DesMarais, 1997; Schidlowski *et al.*, 1983）。このため, 化石の形態が保存されていない場合でも, 堆積有機物の炭素同位体比から当時の生物活動を検知することが可能である。さらに, 同位体分別の程度は生物の代謝様式によって異なる。このため, 有機炭素の同位体組成から過去の生物群がどのような炭酸固定経路もしくはエネルギー代謝を行っていたかを推測することが可能である（例えば, Fuchs, 1989）。本稿ではこれらの情報を元に, 初期地球の海底熱水系における生物圏を議論する。

II. ノースポール地域における熱水性岩脈の産状

本研究地であるノースポール地域は西オーストラリア北部, ピルバラ花崗岩緑色岩体の中央部に位置する（図 1）。同地域の地質体を構成する岩石は過去の海洋地殻を作っていた枕状構造を呈する玄武岩質緑色岩と, その直上に堆積したチャートを主とする堆積岩である。これら岩石の年代は同地域に貫入した花崗岩類の放射性年代が $3459 \pm 18 \text{ Ma}$ を示すことから（Thorpe *et al.*, 1992）, 34.6 億年よりも古いと見なされる。

図 1 ピルバラ地塊の地質図。研究地であるノースポール地域を示す。Hickman (1990) を改変。

Fig. 1 Index map of the Pilbara craton showing the location of the North Pole area (modified after Hickman, 1990).

最古化石を含むチャート層とその直下の枕状玄武岩にはシリカやバライトからなる熱水性岩脈が多数貫入する (図 2)。ここでは特にシリカ岩脈に着目する。同岩脈は正断層に沿って貫入し、その頂部は常にチャート層によって覆われる。野外ではしばしば、このチャート層がさらに次の正断層によって切られ、再びシリカ岩脈とそれを覆うチャートが累重する様子が観察される。このことはチャート層の堆積とシリカ岩脈の形成が段階的かつ複数回にわたって進行したことを示唆する (Isozaki *et al.*, 1997; Nijman *et al.*, 1999; Ueno *et al.*, 2001)。すなわち、シリカ岩脈の形成時期は化石を含むチャート層と同時期であると考えられる。

シリカ岩脈は幅 1 m 前後で、多くはチャートの層理面と直交する方向に貫入し、最大 1000 m ほどの総延長を持つ (図 2A)。同岩脈は一般的に左右対称性を有し、その中心部はしばしばメノウ構造を呈する (図 2B および C)。これらの特徴は、展張性の割れ目を通った熱水中のシリカ成分が割

れ目の両壁から中心部に向かって順次晶出し、その流路を充填したことを示唆する。実際に、岩脈周辺の玄武岩は明瞭に強い変質を被っており、熱水循環の影響が及んだ範囲と流路の関係を示している (Kitajima *et al.*, 2001a)。枕状玄武岩とチャート層の境界は当時の海底面に相当するため、シリカ岩脈の分布から熱水循環は海底下の約 1000 m に及んでいたことが推定される。

また含化石層の堆積深度は蒸発を伴う浅海とする考えが一般的であった。この考えは、主に同層中に産する硫酸塩鉱物が蒸発岩として堆積したと解釈されてきたことによるが、最近これらの硫酸塩鉱物は熱水活動に伴って沈殿したと考えられるようになった (例えば, Runneger, 2001)。またこの岩脈中の流体包有物や、熱水変質を被った玄武岩の岩石学的特徴から熱水の沸騰圧力が推定され、それにより含化石層が 2000 m 以上の深海で堆積したことが指摘された (Kitajima *et al.*, 2001a, b)。

図 2 A) 約 35 億年前の熱水性シリカ岩脈の産状を示す露頭遠景写真。点線は枕状の玄武岩質緑色岩とその直上の層状チャートとの境界を示す。これはチャート堆積時の海底面に相当することに注意。写真横幅は約 500 m。
B) シリカ岩脈の露頭写真。点線枠は図 C を示す。岩脈幅は約 1 m。
C) シリカ岩脈中央部。写真横幅は約 30 cm。

Fig. 2 A) Photograph of hydrothermal silica dikes. Dashed line shows contact surface between chert bed and underlying pillowed basaltic greenstone. Note that this surface represents the ancient seafloor surface at the time of chert deposition. Width of the photo is about 500 m.
B) Photograph of about 1-m wide silica dike. The box indicate fig. C.
C) Central part of the silica dike. Width of the photo is about 30 cm.

III. シリカ岩脈

シリカ岩脈はモード組成の 95% 以上をシリカが占める熱水性岩脈である。シリカは一部に玉随様の構造を呈すが、現在は細粒な石英（約 $5\ \mu\text{m}$ 径）の集合体として存在する。同岩脈は副成分鉱物として硫化物を含み黒色を呈する B-type と、硫化物を含まず灰色の G-type に大別される（Ueno,

2002）。後者は岩脈形成後の交代作用を被った部分に当たる。本稿では交代作用前の鉱物組成を保持する B-type のみについて報告する（図 3A および B）。

同岩脈中の硫化物は主として黄鉄鉱からなり、しばしば鉄含有量の乏しい閃亜鉛鉱（ $\text{FeS mol \%} < 1$ ）を含む。これら硫化物に伴い、シリカ岩脈中には黒色の有機物（ケロジェン）が含まれ、しば

図 3 シリカ岩脈の顕微鏡写真。
C から D は糸状細菌に形態が類似する炭質物。図 C および D は図 E と同スケール。

Fig. 3 Photomicrographs of silica dikes.
C to D shows filamentous possible microfossils. Scales in E represents 10 μm for C to D.

しば炭酸塩鉱物が含まれる。ケロジェンは岩脈中に一様に分布し、ほとんどは数十 μm 程度の不定形塊状を呈する(図 3A)。ケロジェンの中には非常に希に幅 1 μm 以下の糸状を呈するものがある(図 3C, D, および E)。これら糸状構造は一定幅の筒状で、しばしば緩やかな曲線を呈し、その末端部は丸みを帯びる。これらの形態的特徴は太古代および原生代の細菌化石 *Archaeotrichion contortum* (Schopf, 1968) や、現世の糸状形態を持つ細菌(例えば *Methanobacterium thermoautotrophicum* や *Oscillatoria angustissima*)に類似する。

IV. 元素および同位体分析

元素および同位体分析に用いた試料は、ノースポール地域から採取した B-type のシリカ岩脈 21 試料と、層状チャート 4 試料である。なお層状チャート試料は高い有機炭素含有量が期待される黒色および灰色の試料を選別した。これら岩石試料は風化面切断、超音波洗浄の後、メノウ・ボールミルによって粉末化した。その後、フッ酸・塩酸を用いて粉末試料からシリカと炭酸塩鉱物を溶解し、ケロジェンを濃縮した。これらケロジェンの元素組成を Carlo Erba EA-1180 を用い燃焼法によって測定した。また、同位体組成は同様に

1000℃で燃焼した後、気体をオンラインで質量分析計（東京都立大学 Finnigan Mat delta-S）に導入し測定した。窒素同位体比分析の際は CaO と NaOH により妨害分子である CO₂ を取り除いた。炭素、および窒素同位体組成の繰り返し測定による再現性はそれぞれ 0.03% および 0.06% である。なお炭素および窒素同位体比（ $\delta^{13}\text{C}$ および $\delta^{15}\text{N}$ 値）はそれぞれ PDB と大気窒素の標準試料に対する千分率で表記する。

分析の結果、シリカ岩脈および層状チャート中の有機炭素含有量はそれぞれ 0.037 ~ 0.672 wt%（平均 0.244 wt %）、および 0.006 ~ 0.010 wt %（平均 0.008 wt %）であった。また図 4 および 5 にシリカ岩脈中ケロジェンの炭素、窒素同位体組成の分析結果を示す（ $\delta^{13}\text{C} = -38.1 \sim -33.1\%$ ； $\delta^{15}\text{N} = -4.1 \sim +4.0\%$ ）。窒素同位体組成は有機窒素含有量の十分高いシリカ岩脈 6 試料のみについて決定され、他の試料は検出限界以下であった。

V. 議 論

1) シリカ岩脈中ケロジェンの起源

シリカ岩脈と層状チャート中に含まれるケロジェンは、ともに -30‰ 以下の ^{13}C に乏しい炭素同位体組成を示す。これらの非常に低い $\delta^{13}\text{C}$ 値は独立栄養生物の生体を構成する有機炭素に特徴的な同位体組成と類似し、無機炭素のそれとは明瞭に異なる（図 4）。これらの事実は、このケロジェンが生物起源であることを示唆する。最近、非生物起源の有機物であってもこのような ^{13}C に乏しい同位体組成を示す可能性が指摘されているが（例えば、Brasier *et al.*, 2002）、熱水環境での無機反応でこれほど低い $\delta^{13}\text{C}$ 値のケロジェン様物質を合成可能か否かは未だ実験的に検証されていない。一方、非生物起源の有機物の例としては隕石中のケロジェンを挙げることができる。隕石、特に炭素質コンドライトに含まれるケロジェンは -30‰ から -10‰ 程度の同位体組成を示す（図 4）。しかしながら、この同位体組成はシリカ岩脈中のケロジェンと明瞭に異なり、有意に ^{13}C に富む。したがって、シリカ岩脈中のケロジェン

はやはり生物起源の有機物に由来することが示唆される。このことは同岩脈が糸状の細菌化石と見なしうる構造を含むことと調和的である。

2) シリカ岩脈形成条件での生育可能性

シリカ岩脈は当時の海底面から約 1000 m 深度まで分布するため、岩脈中に検出されたケロジェンが生物起源であるとする、生物が海底下の熱水系に生息していた可能性が高い。同岩脈は 0.3 wt% 程度の有機炭素含有量を示す。この含有量は周囲の緑色岩のそれより大きいだけでなく、緑色岩に累重するチャート層のそれより 10 倍程度大きい。生物由来の有機物が周囲の海水や堆積物から海底下に流入したとは考えにくい。実際、層状チャート中のケロジェンはシリカ岩脈中のそれと比べて有意に ^{13}C に富む異なった同位体組成を示すため、これが岩脈中に流入した可能性は低い（図 4）。したがって、当時海底下の割れ目を循環していた熱水中になんらかの生物が生息しており、それらがシリカの沈積時に岩脈中に取り込まれたと考え得る。

以下に、このような海底下の熱水環境が生物にとって生息可能であったか否かについて議論する。シリカ岩脈の鉱物組成は、多くの塊状硫化物鉱床に伴う岩脈（300℃ 前後の高温熱水により形成される）と比較して極端にシリカに富みまた硫化物に乏しい。この特徴はシリカ岩脈が金属元素の溶解運搬の困難な比較的低温の熱水から沈積したことを示唆する。また、シリカ岩脈中の副成分鉱物は黄鉄鉱と鉄含有量の乏しい閃亜鉛鉱を主とする比較的低温で安定な硫化物鉱物からなり、低温熱水からの沈殿という推定と調和的である。岩脈の形成温度は厳密には決定できないが、これらの鉱物組成や流体包有物の均質化温度から、150℃ 前後の熱水がより低温の海水と混合することによって形成されたことが示唆される（Ueno, 2002; Kitajima *et al.*, 2001a, b）。現在知られる超好熱性細菌が生育可能な最高温度は約 120℃ であり、150℃ 程度までの熱耐性を持つ細菌が存在する可能性もあるといわれている（例えば、Stetter, 1998）。すなわち、当時熱水が通っていた海底下の割れ目中での温度条件は、好熱性あるいは超好

図 4 A) 本研究によるシリカ岩脈および層状チャート中ケロジェンの炭素同位体組成。図にはそれぞれの炭酸塩炭素同位体組成も示した (Hayes *et al.*, 1983; Ueno, 2002)。
 B) 現世の化学合成独立栄養生物，光合成生物，無機的に合成された有機炭素，および無機炭素の同位体組成範囲。生物が示す同位体比は Kennicutt *et al.* (1992) と Schidolowski *et al.* (1983) による。隕石（コンドライト）に含まれるケロジェンの炭素同位体組成は Belsky and Kaplan (1970), Bunch and Chang (1980), Krouse and Modzeleski (1970), Robert and Epstein (1982), Smith and Kaplan (1970), Swart *et al.* (1983), および Yang and Epstein (1983) をコンパイルした。

Fig. 4 A) Summary of carbon isotopic compositions of the kerogen in the bedded chert and silica dike. Carbon isotopic compositions of carbonate in silica dike and in bedded chert are also shown (Hayes *et al.*, 1983; Ueno, 2002).
 B) Carbon isotopic variations of modern chemoautotrophic organisms, photoautotrophic organisms, kerogen in chondrite, and inorganic carbon. Data fields for biological carbon are from Kennicutt *et al.* (1992), and Schidolowski *et al.* (1983). Kerogen in chondrite (acid residue) are compiled from Belsky and Kaplan (1970), Bunch and Chang (1980), Krouse and Modzeleski (1970), Robert and Epstein (1982), Smith and Kaplan (1970), Swart *et al.* (1983), and Yang and Epstein (1983).

熱性細菌の生息に適していたと考えられる。また、シリカ岩脈が硫化鉄を含み、酸化鉄を含まないことは、岩脈を形成した熱水が還元元的であったことを示す。おそらく海底下の熱水系の酸化還元状態は嫌氣的生物に適していたであろう。

3) 35 億年前の海底下熱水系における生物圏

以上の議論から、シリカ岩脈中のケロジェンは当時の海底下熱水系に生息した生物（群）に由来すると考えられ、その生物は、おそらく嫌気性の好熱性あるいは超好熱性細菌であったことが示唆

図 5 シリカ岩脈中ケロジェンの炭素同位体比と窒素同位体比の関係。

現世の海底熱水系生物と海洋堆積有機物の組成範囲は Pinti and Hashizume (2001) による。マントル起源窒素 ($-5 \pm 2\text{‰}$) の $\delta^{15}\text{N}$ 値は Marty and Humbert (1997) による。

Fig. 5 Relationship between nitrogen and carbon isotopic compositions of the silica dikes.

Data fields for hydrothermal vent organisms and modern marine sedimentary organic matter are from Pinti and Hashizume (2001). The $\delta^{15}\text{N}$ values of mantle nitrogen ($-5 \pm 2\text{‰}$) is from Marty and Humbert (1997).

された。そこで、炭素、窒素同位体組成の観点からシリカ岩脈中のケロジェンと現在の海洋中の有機物とを比較すると、大陸棚を主とする海洋の堆積性有機物とは異なり、むしろ海底熱水系の生物群のものと類似する (図 5)。これはケロジェンが熱水性岩脈中に含まれる事実と調和的である。上述のような炭素同位体比の分別がケロジェンに見られることは独立栄養生物の活動を示唆するが、海底下に太陽光は届かないため、当時の海底下熱水系で可能な生物のエネルギー代謝は、光合成ではなく化学合成であったはずである。

当時の海底下熱水系における化学合成生物はどのような栄養戦略をもっていたであろうか。現在の海底熱水系に生息する種々の化学合成生物の中には、分子酸素をエネルギー代謝に用いるメタン酸化細菌や硫黄酸化細菌が含まれる (図 4)。しかし、これらの独立栄養生物にとって嫌気的なシリカ岩脈形成条件は生息不可能な環境であったと考えられる。現在の海底熱水系に生息するメタン酸

化細菌は -40‰ 以下の ^{13}C に乏しい同位体組成を示すことが知られるが (図 4)、岩脈中のケロジェンは -38 から -33‰ の炭素同位体組成を示し、メタン酸化細菌ほどの低い同位体組成はこれまでのところ検出されていない。これは岩脈を形成した熱水環境が嫌気的であったことと調和的である。そこで、可能性として残るエネルギー代謝のひとつとしてメタン生成が注目される。熱水中の二酸化炭素と水素を用いた独立栄養的なメタン生成は、シリカ岩脈を形成した熱水環境で可能であったであろう。すなわち、当時の海底下の熱水系にはメタン生成など独立栄養生物の基礎生産に基づく生態系が存在した可能性が示唆される。なおシリカ岩脈中には細菌化石と見なしう糸状の炭質物構造が含まれるが、その形態は現在の好熱性メタン生成細菌の一種 *Methanobacterium thermoautotrophicum* に類似しており、海底下熱水系でのメタン生成細菌の活動という考えと調和的である。

VI. ま と め

本研究により約 35 億年前の海洋地殻中に発達する熱水性シリカ岩脈は普遍的に ^{13}C に乏しい有機炭素(ケロジェン)を含むことが明らかになった。このことは当時の海底下熱水系における生物圏の存在を示唆する。また岩脈の形成条件から、当時の海底下熱水系は嫌気性かつ好熱性あるいは超好熱性生物の生育に適していたと推定される。またシリカ岩脈中ケロジェンの ^{13}C に乏しい炭素同位体組成は、それがメタン生成細菌などの独立栄養化学合成生物に由来することを示唆する。したがって、当時の海底下熱水系において化学合成による基礎生産に基づいた生態系が存在した可能性が高い。

近年、地球外天体での生命探査が盛んに議論されはじめている。35 億年前という初期地球において、すでにこのような生物圏の存在が示唆されたことは、他の天体でも同様の生命発生と初期進化が起こった可能性を高めたといえる。また、地球外天体で過去に生命が活動していたとすれば、その実体は本研究と同様の手法である程度推定可能である。

謝 辞

東京都立大学の奈良岡 浩博士と吉岡秀佳博士には分析機器をお借りし、また貴重なご教示をいただいた。西オーストラリアにおける野外調査および試料採取では東京工業大学の丸山茂徳教授と北島宏輝博士、また東京大学の磯崎行雄教授をはじめ多数の方々にご協力いただいた。また、査読者からは本論文を改善する上で有益なご意見をいただいた。これらの方々に感謝する。なお本研究では日本学術振興会特別研究員の研究奨励金を使用した。

文 献

- Awramik, S.M., Schopf, J.W. and Walter, M.R. (1983): Filamentous fossil bacteria from the Archean of Western Australia. *Precambrian Res.*, **20**, 357-374.
- Belsky, T. and Kaplan, I.R. (1970): Light hydrocarbons, C^{13} , and the origin of organic matter in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 257-278.
- Brasier, M.D., Green, O.R., Jephcoat, A.P., Kleppe, A.K., Van Kranendonk, M., Lindsay, J.F., Steele, A. and Grassineau, N.V. (2002): Questioning the evidence for Earth's oldest fossils. *Nature*, **416**, 76-81.
- Buick, R. and Dunlop, J.S.R. (1990): Evaporitic sediments of Early Archean age from the Warrawoona Group, North Pole, Western Australia. *Sedimentology*, **37**, 247-277.
- Bunch, T.E. and Chang, S. (1980): Carbonaceous chondrites II: Carbonaceous chondrites phyllosilicates and light element geochemistry as indicators of parent body processes and surface conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1543-1577.
- DesMarais, D.J. (1997): Isotopic evolution of the biogeochemical carbon cycle during the Proterozoic Eon. *Org. Geochim.*, **27**, 185-193.
- Dunlop, J.S.R. and Buick, R. (1981): Archean epiclastic sediments derived from mafic volcanics, North Pole, Pilbara Block, Western Australia. In Glover, J.E. and Groves, D.I. eds.: *Archean Geology*. Second International Symposium, Vol. 7, Geological Society of Australia, Special Publication, 225-233.
- Fedo, C.M. and Whitehouse, M.J. (2002): Metasomatic origin of quartz-pyroxene rock, Akilia, Greenland, and implication for Earth's earliest life. *Science*, **296**, 1448-1452.
- Fuchs, G. (1989): Alternative pathways of autotrophic CO_2 fixation. In Schlegel, H.G. and Bowien, B. eds.: *Autotrophic Bacteria*. Springer Verlag, 365-382.
- Groves, D.I., Dunlop, J.S.R. and Buick, R. (1981): An early habitat of life. *Scientific American*, **245**, 56-65.
- Hayes, J.M., Kaplan, I.R. and Wedeking, K.W. (1983): Precambrian organic geochemistry, preservation of the record. In Schopf, J.W. ed.: *Earth's Earliest Biosphere*. Princeton University Press, 93-134.
- Hickman, A.H. (1990): Pilbara and Hamersley basin. *Excursion Guidebook, 3rd International Archean Symposium*, 1-25.
- Holm, N.G. and Andersson, E.M. (1998): Hydrothermal systems. In Brack, A. ed.: *The Molecular Origins of Life*. Cambridge University Press., 86-99.
- 磯崎行雄・寺林 優・柁島太郎・角田地文・恒松知樹・鈴木良剛・小宮 剛・丸山茂徳・加藤泰浩 (1995): "35 億年前最古ストロマトライト" の正体—西オーストラリア, ビルバラ産, 太古代中央海嶺の熱水性堆積物—。月刊地球, **17**, 476-481.
- Isozaki, Y., Kabashima, T., Ueno, Y., Kitajima, K., Maruyama, S., Kato, Y. and Terabayashi, M. (1997): Early Archean mid-oceanic ridge rocks and early life in the Pilbara Craton, W. Australia.

- EOS, **78**, 399.
- Kennicutt, M.C., Burke, R.A., MacDonald, I.R., Brooks, J.M., Denoux, G.J. and Macko, S.A. (1992): Stable isotope partitioning in seep and vent organisms: Chemical and ecological significance. *Chem. Geol.*, **101**, 293-310.
- Kitajima, K., Maruyama, S., Utsunomiya, S. and Liou, J.G. (2001a): Seafloor hydrothermal alteration at Archean mid-ocean ridge. *J. Metamorphic Geol.*, **19**, 583-600.
- Kitajima, K., Utsunomiya, S. and Maruyama, S. (2001b): Physico-chemical environment of Archean Mid-Ocean Ridge: Estimate of seawater depth and hydrothermal liquid composition. In Nakashima, S., Maruyama, S., Brack, A. and Windley, B.F. eds.: *Geochemistry and the Origin of Life*. Universal Academy Press., 176-202.
- Krouse, H.R. and Modzeleski, V.E. (1970): $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ abundances in components of carbonaceous chondrites and terrestrial samples. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 459-474.
- Marty, B. and Humbert, F. (1997): Nitrogen and argon isotopes in oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **152**, 101-112.
- Mojzsis, S.J., Arrhenius, G., McKeegan, K.D., Harrison, T.M., Nutman, A.P. and Friend, C.R.L. (1996): Evidence for life on Earth before 3,800 million years ago. *Nature*, **385**, 55-59.
- Nijman, W., de Bruijne, K.H. and Valkering, M.E. (1999): Growth fault control of Early Archean cherts, barite mounds and chert-barite veins, North Pole Dome, Eastern Pilbara, Western Australia. *Precambrian Res.*, **95**, 247-274.
- Nisbet, E.G. and Fowler, C.M.R. (1999): Archean metabolic evolution of microbial mats. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B*, **266**, 2375-2382.
- Pinti, D.L. and Hashizume, K. (2001): ^{15}N -depleted nitrogen in Early Archean kerogens: Clues on ancient marine chemosynthetic-based ecosystems? A comment to Beaumont, V., Robert, F., 1999. *Precambrian Res.* 96, 62-82. *Precambrian Res.*, **105**, 85-88.
- Robert, F. and Epstein, S. (1982): The concentration and isotopic composition of hydrogen, carbon and nitrogen in carbonaceous meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 81-95.
- Rosing, M.T. (1999): ^{13}C -depleted carbon microparticles in >3700-Ma sea-floor sedimentary rocks from West Greenland. *Science*, **283**, 674-676.
- Runnegar, B. (2001): Archean sulfates from Western Australia: Implications for Earth's early atmosphere and ocean. *11th Annual Goldschmidt Conference*, 3859.
- Schidlowski, M., Hayes, J.M. and Kaplan, I.R. (1983): Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. In Schopf, J.W. ed.: *Earth's Earliest Biosphere*. Princeton University Press, 149-186.
- Schopf, J.W. (1968): Microflora of the Bitter Springs Formation, late Precambrian, central Australia. *J. Paleontology*, **42**, 651-688.
- Schopf, J.W. (1993): Microfossils of the early Archean apex chert: New evidence of the antiquity of life. *Science*, **260**, 640-646.
- Shen, Y., Buick, R. and Canfield, D.E. (2001): Isotopic evidence for microbial sulphate reduction in the early Archean era. *Nature*, **410**, 77-81.
- Smith, J.W. and Kaplan, I.R. (1970): Endogenous carbon in carbonaceous meteorites. *Science*, **167**, 1367-1370.
- Stetter, K.O. (1998): Hyperthermophiles and their possible role as ancestors of modern life. In Brack, A. ed.: *The Molecular Origins of Life*. Cambridge University Press, 315-335.
- Swart, P.K., Grady, M.M., Pillinger, C.T., Lewis, R.S. and Anders, E. (1983): Interstellar carbon in meteorites. *Science*, **220**, 406-410.
- Thorpe, R.I., Hickman, A.H., Davis, D.W., Mortensen, J.K. and Trendall, A.F. (1992): U-Pb zircon geochronology of Archean felsic units in the Marble Bar region, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Res.*, **56**, 169-189.
- Ueno, Y. (2002): *Diversity of Earth's Earliest Life: Geology, Paleontology, and Carbon Isotope Geochemistry of the Early to Middle Archean Fossil Record*. Doctor Thesis, Tokyo Institute of Technology.
- Ueno, Y., Isozaki, Y., Yurimoto, H. and Maruyama, S. (2001): Carbon isotopic signatures of individual Archean microfossils (?) from Western Australia. *Int. Geol. Rev.*, **43**, 196-212.
- Van Kranendonk, M., Hickman, A.H., Williams, I.S. and Nijman, W. (2001): *Archean Geology of the East Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Western Australia - A Field Guide*. Geological Survey of Western Australia.
- Woese, C.R. (1987): Bacterial evolution. *Microbiological Reviews*, **51**, 221-271.
- Yang, J. and Epstein, S. (1983): Interstellar organic matter in meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 2199-2216.

(2003 年 3 月 24 日受付, 2003 年 4 月 10 日受理)