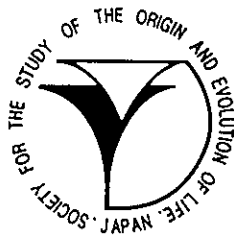


Viva Origino

VOL.27 (No.3)

September 1999



The Society for the Study of the Origin
and Evolution of Life
JAPAN

生命の起原および進化学会 会則

地球上における生命の起原を科学的に解明することと、生物進化の攻究により、生命体の本質を明らかにしようとする。本学会は、関係諸分野の英知を集め、互の連繫によって新しい型の総合科学を確立・発展させることにより、上記の目的達成を期するものである。

第一条 本学会は、生命の起原および進化学会 (Society for the Study of the Origin and Evolution of Life-Japan, SSOEL-Japan) という。

第二条 本学会は、会員の生命の起原および進化の研究の発展と、日本における当該研究の開拓・推進をはかり、関連学(協)会および、多くの人々の当該研究に対する理解を深め、もって学術・文化の発展に寄与するものとする。

第三条 本学会は、前条の目的達成のため次の事業をおこなう。

1. 研究発表会・学術講演会の開催
2. 学会誌等の出版物の刊行
3. 其の他前条の目的達成のため必要な事業

第四条 本学会は前条の事業をおこなうため事務局をおく。

第五条 本学会の会員は、正会員と賛助会員とし、入会手続きは別途定める。

第五条の2 正会員は、第二条に示す研究に従事する個人で、学会が承認したものとする。

第五条の3 賛助会員は、本学会の目的に賛同し、その事業を援助する個人または個体で学会が承認したものである。

第六条 会員は、別途定められた会費等の費用を前納しなければならない。定められた期間以上これらを滞納した場合は、会員の資格は消失するものとする。

第七条 会員は、本学会のおこなう事業に参加し、本学会発刊の学会誌 Viva Origino その他印刷物の配布をうけることができる。

第八条 本学会は、会長1名、副会長1~2名および学会運営委員(以下委員と略す)を若干名、会計監査2名をおくものとする。

第九条 委員および会計監査は、正会員の互選による。選出された委員は学会運営委員会(以下委員会と略す)を構成し、学会運営の任にあたる。

第十条 会長・副会長は委員会が正会員の中から選出する。

第十一条 会長・副会長・委員・会計監査の任期は2年とする。

第十二条 委員会は、学会運営および学会事業をおこなうため、委員長1名、常任委員若干名を選出し、学会運営常任委員会(以下常任委員会と略す)を構成し、その任にあたらせるものとする。

第十三条 会長は学会を代表し、学会運営は委員長が総括の任にあたる。

第十四条 常任委員会は、必要なとき委員会を招集し、本学会に関する諸事項を審議・決定する。

第十五条 常任委員会は、正会員の中から専門委員を委嘱し、本学会に関する諸事項を諮問することができる。

第十六条 委員会において、本学会員として不適当と決議されたものは、会員の資格を消失するものとする。

第十七条 会員の退会届けおよび会員資格消失者については、常任委員会は退会手続きをとるものとする。

第十八条 本学会は、年1回定期総会を開き、必要なときは臨時総会を開くものとする。

第十九条 本学会会則の改正は、会員の3/4以上の出席の総会において3/4以上の同意を要する。

学会入会手続きに関する付則

1. 入会申し込み書に必要事項を記入し、常任委員会へ提出のうえ会員資格の承認をうける。
2. 会員としての資格を承認されたものは、すみやかに所定の入会金、会費(1年分)、学会誌購読料(1年分)を事務局へ納入する。
3. 上記費用の納入されたものについて、常任委員会は入会手続きをとり、会員として登録する。
4. 本学会の入会は推薦によりおこない、委員会で承認する。

会費その他に関する付則

1. 入会金(正会員のみ) 1,000円
2. 会費
正会員 年額 5,000円
賛助会員 年額(1口) 10,000円
3. 学生のための入会金・会費
正会員で、大学または大学院あるいはこれに準じる学校に在学する学生は、在学証明書(の添付により、次の特典を与えるものとする。
入会金 500円、会費(年額) 2,500円
4. 学会誌 Viva Origino 購読料 年額 5,000円
但し、会員には無料配布とする。
5. 会費その他の費用の納入の猶予期限は1年以内とする。
6. 会費払込振替口座
(加入者名) 生命の起原および進化学会
(口座番号) 大阪 8-3673

Viva Origino

VOL.27 (No.3)

September 1999

The Society for the Study of the Origin
and Evolution of Life
JAPAN

目 次

総 説

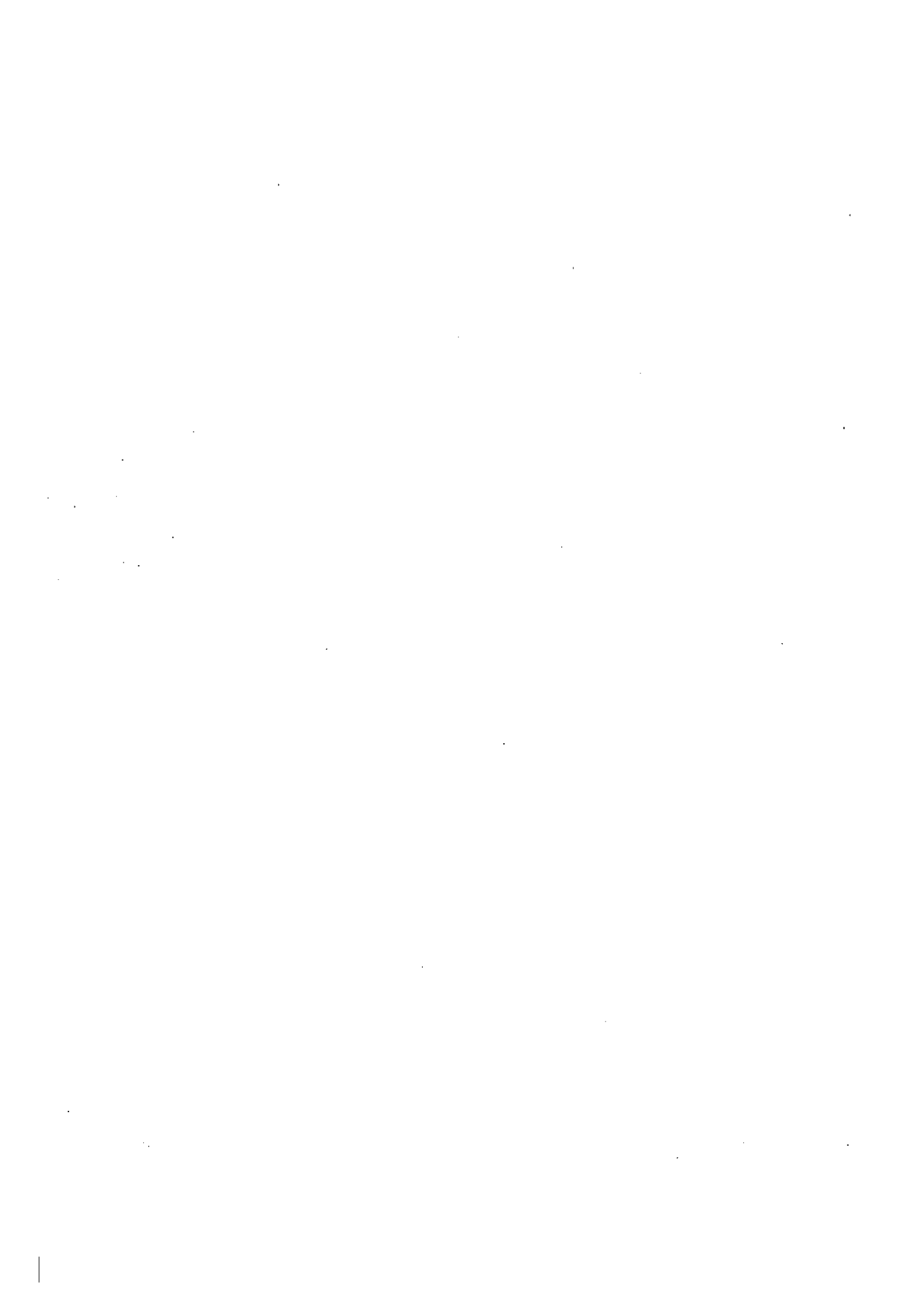
- ◎地球磁場、宇宙線、そして進化
森永速男 (139)
- ◎深海底における熱水循環
蒲生俊敬 (149)

論 文

- ◎培養 HeLa 細胞への希土類元素の取り込み
田中愛子、中野幸広、河合建一、藤井紀子、赤星光彦 (171)

話 題

- ◎第12回「生命の起原」国際会議に参加して
○小林憲正 ○藪田ひかる ○潮賢太郎・鶴田友博 (179)
- ◎新刊書 "Advances in Biochirality" 30%割引購入の案内
藤井紀子 (183)



Earth's Magnetic Field, Cosmic Ray and Evolution

Hayao MORINAGA

Laboratory of Global Tectonics, Department of Life Science, Faculty of Science,
Himeji Institute of Technology
(Shosha 2167, Himeji, Hyogo 671-2201, Japan)

(Received July 7, 1999; Accepted 21 July 1999)

ABSTRACT

Variation of the Earth's magnetic field (geomagnetic field), which is seemed to be one factor triggering mutation affecting the evolution of life, is introduced. The Earth's magnetic field shuts out the inflow of cosmic ray (charged particles) such as the solar wind to the Earth's surface. The inflow of charged particles relatively increases with intensity decay of the geomagnetic field. Especially during the reversal period of the geomagnetic field, the intensity temporarily becomes nearly to zero, when a 10 % fraction of the cosmic ray inflow reaches to the Earth's surface. The period of nearly zero geomagnetic field is estimated to be about 1000 years. The relative increase of the inflow for the long period (1000 years) can accelerate the mutation rate, that is the evolution of life. The intensity of the geomagnetic field has reduced by half since 2000 years ago. This reduction has a similar pattern to the intensity decay at the reversal time of the geomagnetic field. If the geomagnetic field reduce the intensity at the equivalent rate, the intensity becomes nearly to zero after 2000 years, and then this condition lasts for 1000 years. We can know the direct relation between "variation of the Earth's magnetic field" and "the evolution (mutation) of life", if we wait for the opportunity at the future time.

Key words: Earth's magnetic field, mutation, evolution of life, cosmic ray,
geomagnetic field variation



地球磁場、宇宙線、そして進化

森永 速男

姫路工業大学・理学部・生命科学科・地球テクトニクス研究室
(〒671-2201 姫路市書写 2167)

1. はじめに

生物「進化」とは、「生物集団（個体群）の祖先-子孫系列における伝達的性質の累積変化とそれに伴う生物的自然のあらゆるレベルの歴史的变化のこと」である¹⁾。この文意には、生物の「種内の変化」と「種間の変化」の両方が含まれている。ここでいう「変化」は、自然選択、すなわち「最適者生存」によって、連綿と生物の中で起こってきており、その結果、生物は「進化」してきた。生物は、生存する環境からの外的な力（刺激）によって「突然変異」を引き起こし、「最適者生存」という選別にかけてきたわけである。「突然変異」を引き起こす、生存環境からの「刺激」は多種多様で、大きな「変化」を起こすものから、微細な「変化」を起こすものまでであると考えられる。

過去38億年の間、地球上ではいろいろな生物が生存してきた。それらの多くは「絶滅」してきた

(Figure 1) が、その代わりに新しい生物が「進化」してきた。過去6億年の生物の「大量絶滅」には2600万年から3300万年の周期性のあるといわれている²⁾。生物の「大量絶滅」を説明する説には、隕石衝突³⁾、火山噴火⁴⁾、海洋の無酸素事変⁵⁾などいろいろなものがある。白亜期末6500万年前の「恐竜絶滅」では、隕石衝突が最も有力な説とされている。一方、進化

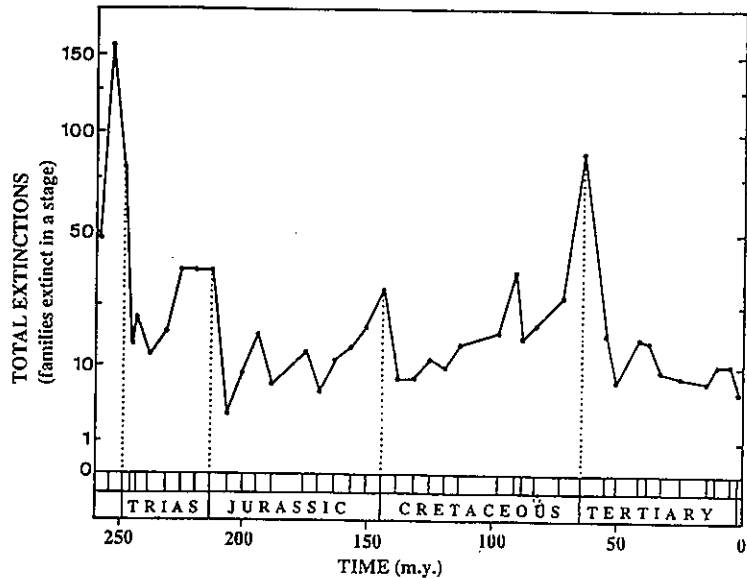


Figure 1 Extinction intensity over the past 250 m.y. for marine animal families⁶⁾.

を司ってきた「突然変異」は何が引き金となったのであろうか。「絶滅説」のように破局的な原因を考える必要はないのかもしれないが、何らかの周期性を持った（繰り返し起こった）出来事があり、それが引き金となって（積み重なって）大きな「変化」をもたらした可能性はないだろうか？

ここでは、「突然変異」を発生させる原因の一つと考えられている「宇宙線」に注目し、それと関係の深い「地球磁場」について述べたい。「地球磁場」は大きなスケールから小さなスケールまでの多様な変動しており、それに伴って「宇宙線」の地球表層への流入も変動する。

2. 宇宙線

宇宙線とは高速で宇宙空間を飛び回っている微粒子や放射線のことで、太陽系では主に太陽風の存在が重要である。太陽風とは太陽表面から飛び出してくる、主に荷電粒子（陽子と電子）のプラズマ流からなり、その速度は平均で秒速500kmである。これは単純に運動エネルギーを計算しても分かるように、かなり高いエネルギーを持っている。

太陽風をはじめとする宇宙線のうち、荷電粒子の大部分は地球磁場によって遮蔽されている。荷電粒子のうち、重い粒子（例えば、陽子）は地球磁場という見えない壁で跳ね返されるが、軽い粒子（電子）は地球磁場の磁力線に巻き付きながら（らせん運動をしながら）、磁力線の収束域である極域で地表へ向かって流入してくる。この流入した粒子と大気粒子との衝突によって、極域を彩るオーロラが発生する。

地球磁場が存在しなければ、宇宙線の遮蔽効果は失われ、同時に極域に限られていたオーロラがあらゆる地域で確認できるようになる。ここでは、美しいオーロラが各地で見られるということより、地球磁場の持つ宇宙線の遮蔽効果が失われることに注目したい。

3. 地球磁場

地球磁場は地球内部の外核における金属流体の運動によって発生していると考えられている。しかし、その発生メカニズム（ダイナモ作用）に関

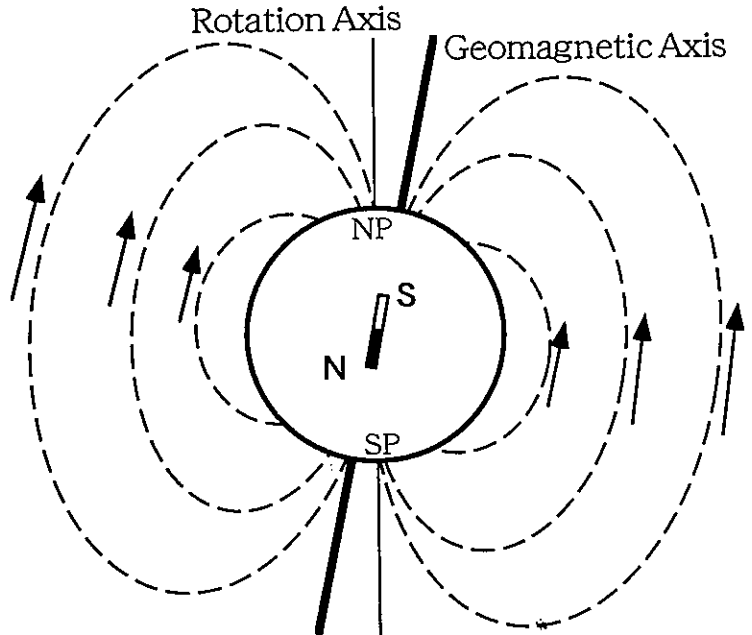


Figure 2 The Earth's magnetic field is approximately expressed by dipole field situated at the center of the Earth. The geomagnetic axis is slightly deflected against the rotational axis of the Earth.

する詳細は解明されていない。近似的には、地球中心においた双極子磁石の作る磁場として記述できる (Figure 2)。この図は、現在の地球磁場を表現しているが、自転軸と磁軸は図で示すとおり、わずかにずれている。百万年程度の長い時間で平均したとき、このずれはなくなり、自転軸と磁軸は一致する。

地球磁場は数秒という短い周期の強度変動から数十万年程度の周期で起こる「極性逆転」までの、多様な変動している。短周期の変動は主に太陽のような地球外部起源である。一方、数百年から数十万年という長い周期の変動は地球内部起源と考えられている。現在の地球磁場は、南にN極、北にS極の地心双極子磁石を考えたときの状態 (正極性) であるが、過去に遡って地球磁場を復元すると、その全く逆の状態 (逆極性) が存在したことが知られている。

この地球磁場逆転メカニズムの詳細も解明されていないが、過去1億6000万年間に数百回も逆転してきた⁷⁾ (Figure 3)。過去500万年間の平均では約20万年で1回の割合で逆転は起こっている。ただし、ある極性が続く期間は1万年から100万年というように一定ではない。

正極性から逆極性へ、また逆極性から正極性への逆転には、数千年から1万年程度の時間がかかることが知られている。この期間、地球磁場の強度は徐々に減少し、一旦ゼロの状態を経て増加に転じ、最終的には元の強度に戻る (Figure 4)。ここで注目すべきことは強度がほぼゼロになる期間で、約1000年くらいと見積もられている。このとき、地球表層へ

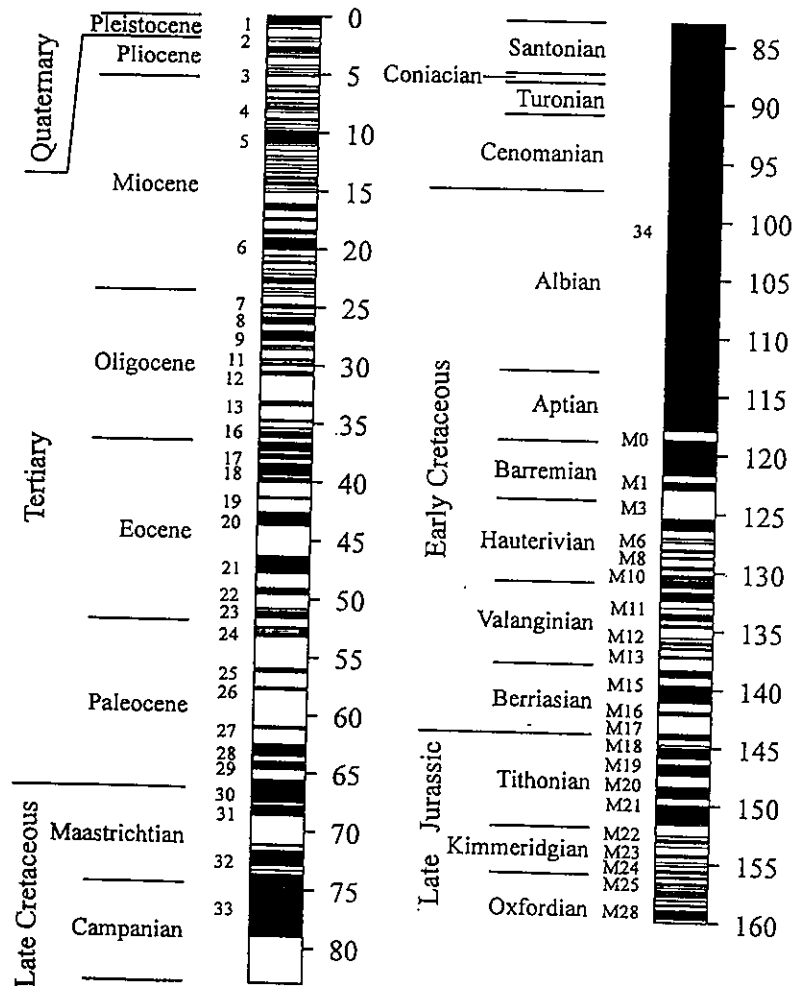


Figure 3 Geomagnetic polarity timescale with magnetic numbers for the past 160 Myr using the combined scales of two previous works^{8), 9)}.

の流入宇宙線は普段のレベルより増加することが予想される。

地球磁場が存在しないときであっても、現在極域で起こっているオーロラの発生で認められるように、宇宙線の流入は大気によって止められる。ある試算によれば、地球磁場が存在しない場合、外来宇宙線の10%が流入するとされている¹⁰⁾。つまり、ほとんどは大気が遮蔽していることになる。しかし、ここで重要なのは、逆転時に地球磁場が約1000年間にわたってほぼゼロになるということである。つまり、長期間にわたって普段より相対的に多くの宇宙線が流入するというのである。

4. 宇宙線被爆と生物の突然変異

近年、宇宙線被爆の突然変異率変化に関する宇宙実験が多く行われている。それらの多くは短期間（10日間程度）の宇宙船内での被爆を取り扱う、低線量率被爆の研究である。多くの結果は、短期間の宇宙線実験では突然変異率に関して、地上の対照群との間に有意な差がないことを示している^{11), 12)}。しかし、重要なのは低線量であっても長期間被爆という時間の効果である¹³⁾。短時間では被爆によってもたらされたDNA損傷は、生物自らが修復する。しかし、長期間にわたって被爆した場合には深刻なDNA損傷や突然変異率が増加する可能性がある。突然変異率などの増加は結果として進化を加速させる可能性を持つ。

5. 過去の事例を探る

科学と技術の進歩により、過去の環境を復元する学問「地球科学」はかなり多くのことを明らかにしてきた。しかし、残念ながら生物進化と地球磁場変動の関係について明解に述べることはできない。かつて、生物絶滅の周期性と地球磁場逆転の周期性が対応することから、絶滅の原因として逆転が考えられた¹⁶⁾。しかし、その後の研究の蓄積により、地球磁場はもっと頻繁に逆転しており、絶滅を説明できないことが分かっている。また、

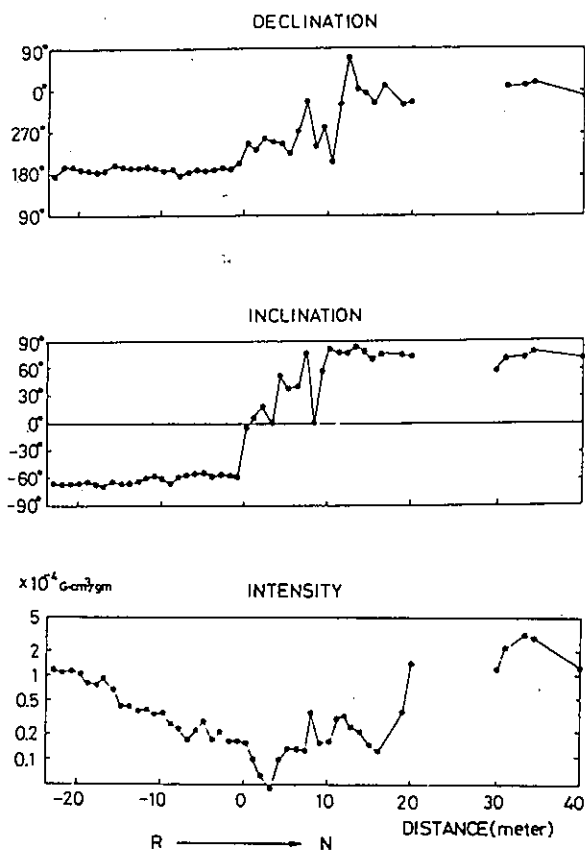


Figure 4 An example¹⁴⁾ of changes in declination, inclination and intensity, respectively, during a geomagnetic reversal from reverse to normal polarities¹⁵⁾.

大量に生物が絶滅した後に、新たな生物が誕生しているが、絶滅が劇的に起こるのに対して、進化はゆっくり起きている。このことは、絶滅と進化が必ずしも同じ原因から起きているのではないことを示している。

過去の磁場変動を復元する学問「古地磁気学」は、過去1万年間にわたる地球磁場強度変化を復元している¹⁷⁾。また、それが大気中での放射性炭素 (^{14}C) の生成量と逆相関であることも分かってきた¹⁸⁾。放射性炭素は、大気中の窒素へ宇宙線が衝突するために生じるが、その生成量が地球磁場強度と逆相関であることは地球磁場が宇宙線を遮蔽していることを如実に示している。このように、逆転の歴史も含めた過去の地球の物理環境復元がかなり信用できるようになっても、生物進化を連続的にたどることはできない。化石という過去の断片的な情報では、地球磁場逆転に伴う、突然変異の時間（累積）効果がどのように進んだかを復元することはできないのである。

6. 近年の事象を考察する

では、どうしたら進化（突然変異）と地球磁場変動の関係を明らかにできるだろうか？ 観測によれば、過去400年間で地球磁場強度は一様に減衰してきた（Figure 5）。（古地磁気学は、この傾向が過去2000年間に拡張できることを明らかにしており、この2000年で地球磁場強度は半減している。）過去400年間であれば、生物のDNAの変化を詳細に復元できないだろうか？そして、DNA変化が近年速度を速めている、いやその逆、もしくは変わっていないといったことは明らかにできないだろうか？生物学者でない著者には、その点について推測さえもおぼつかないが、生物学者には答えが出せないであろうか？

近年、人間活動に伴う環境破壊（改変）がいろいろな場面で語られる。それによれば、自然界に微量にしか存在しない化学成分（例えば、ダイオキシンや大気中二酸化炭素）が濃縮した形で人類の生活圏に現れるようになり、それにより生物に対する多様な弊害が表れている。こういった種々の原因が生物細胞に与えている刺激は大きな脅威であり、地球磁場強度変化による刺激に比して明らかに重要かもしれない。また、多数の刺激が生物に与える影響を分離することは大変むずかしそうである。つまり、過去400年間の地球磁場強度現象と生物のDNA

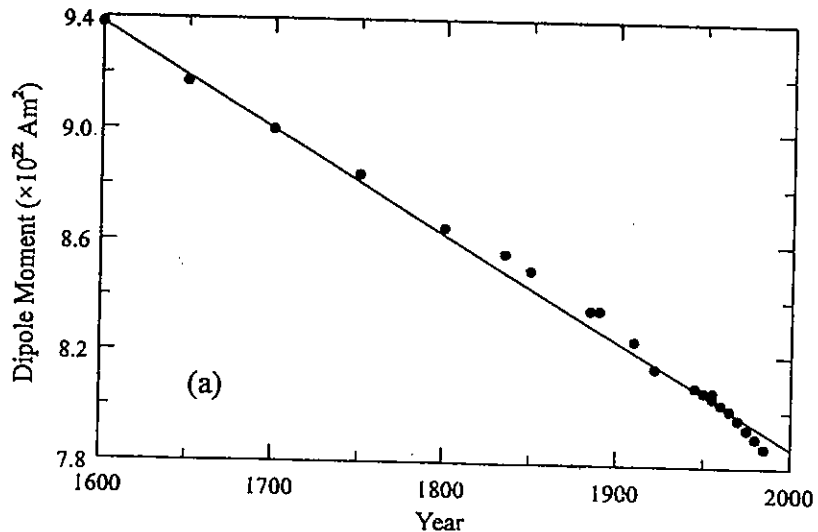


Figure 5 Variations of the dipole moment with time since A.D. 1600 from successive spherical harmonic analyses¹⁹⁾.

変化の関係を明らかにすることもできそうにない。

7. 未来の事象を待つ

以上で述べたように、「地球磁場変動」と「生物進化（突然変異）」の関係は、残念ながら過去や現在の研究では明らかにできそうにない。この仮説は、これから長きにわたって仮説のままであるのかもしれない。しかし、・・・

一番最後の地球磁場逆転は今から78万年前に起こった。すでに述べたように、過去500万年間の地球磁場逆転周期は約20万年である。過去の例からすれば、すでに地球磁場は逆転してもおかしくない時期にきている。過去2000年では、地球磁場逆転時の強度変化と同じパターンの、強度減衰が起こっている。もしこの減衰ペースが今後も続けば、あとたったの2000年(?)で、地球磁場がほとんどなくなる。そして、その状態が1000年程度続く可能性がある。この時、我々は本当の意味で、「地球磁場逆転と生物進化」の関係を直接知ることができるだろう。

8. おわりに

これから2000年、もしくはその先に起こることを待つなど、のんきなことを言っている場合ではないのかもしれない。我々、地球磁場を研究するものは、過去の地球磁場変動の詳細を明らかにするために日々地道な努力をしている。そして、古生物学者とともに「地球磁場逆転」と「生物絶滅や進化」との関係を明らかにするために研究を進めている。2000年先を大きな興味を持って待ちながら、同時に過去の詳細な環境復元にも期待しているところである。

参考文献

- 1) 太田邦昌、「進化学における<総合理論>の立場」、講座「進化1」-進化とは(柴谷、長野、養老編)、3-34、東京大学出版会、1991。
- 2) Hallam, A. and Wignall, P. B., *Mass Extinctions and Their Aftermath*, Oxford University Press, New York, 320pp, 1997.
- 3) Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., and Michel, H. V., Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction: experimental results and theoretical interpretation, *Science*, 208, 1095-1108, 1980.
- 4) Courtillot, V. E., What caused the mass extinction? A volcanic eruption, *Scientific American*, 263, 85-92, 1990.
- 5) Wignall, P. B. and Hallam, A., Anoxia as a cause of the Permian/Triassic extinction: facies as evidence from northern Italy and the western United States, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 93, 21-46, 1992.
- 6) Sepkoski, J. J. Jr and Raup, D. M., Periodicity in marine extinction events, in *Dynamics of extinction* (ed. D. K. Elliot), 3-36, Wiley, New York, 1986.
- 7) Merrill, R. T., McElhinny, M. W. and McFadden, P. L., *The Magnetic Field of the Earth*, 531pp, Academic Press, San Diego, 1998.

- 8) Kent, D. V. and Gradstein, F. M., A Jurassic to recent chronology, in *The Geology of North America, Vol. M., The Western North Atlantic Region* (eds. P. R. Vogt and B. E. Tucholke), 45-50, Geol. Soc., Boulder, Colorado, 1986.
- 9) Cande, S. and Kent, D. V., Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, 100, 6093-6095, 1995.
- 10) Harrison, C. G. A., Evolutionary processes and reversals of the Earth's magnetic field, *Nature*, 217, 46-47, 1968.
- 11) 日本宇宙生物科学会第11回大会プロシーディングス、*宇宙生物科学*, 11, 172-288, 1997.
- 12) 日本宇宙生物科学会第12回大会プロシーディングス、*宇宙生物科学*, 12, 172-329, 1998.
- 13) 大西武雄、長岡俊治、宇宙放射線の生物影響研究の重要性、*宇宙生物科学*, 12, 5-13, 1998.
- 14) Fuller, M., Williams, I. and Hoffman, K. A., Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of the transitional field, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 17, 179-203, 1979.
- 15) Rikitake, T. and Honkura, Y., *Solid Earth Geomagnetism*, 384pp, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 1985.
- 16) McElhinny, M. W., Geomagnetic reversals during the Phanerozoic, *Science*, 172, 157-159, 1971.
- 17) McElhinny, M. W. and Senanayake, W. E., Variations in the geomagnetic dipole. 1. The past 50000 years, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 34, 39-51, 1982.
- 18) Barton, C. E., Merrill, R. T. and Barbetti, M., Intensity of the earth's magnetic field over the last 10000 years, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 20, 96-110, 1979.
- 19) Fraser-Smith, A. C., Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600-1985, *Reviews of Geophysics*, 25, 1-16, 1987.

DEEP SEAFLOOR HYDROTHERMAL SYSTEMS: AN OVERVIEW

Toshitaka Gamo

Ocean Research Institute, The University of Tokyo, 1-15-1 Minamidai, Nakano-ku,
Tokyo 164-8639, Japan

(Received August 17, 1999; Accepted 30 August 1999)

ABSTRACT

Significant progress has been made in geochemical studies on submarine hydrothermal activity at mid-ocean ridges since the first discovery of hot springs at Galapagos Rift in 1977. It has been elucidated that hydrothermal flux between seafloor and deep seawater plays an important role in biogeochemical cycles in the ocean. In order to estimate the global hydrothermal flux quantitatively, however, further observations of hydrothermal chemistry should be conducted both on spatial variation associated with fluid-sediment interaction etc. and on temporal variation caused by abrupt events such as volcanic eruptions. Hydrothermal plumes have been a subject of intense investigation, not only because they give us useful information to locate active hydrothermal vents, but because plume particles act as adsorbents for the removal of chemical components in seawater. Hydrothermal vent communities based on chemosynthesis are also reviewed briefly.

KEY WORDS: Submarine hydrothermal activity, Geochemical flux, Mid-oceanic ridge, Hydrothermal plume, Water-rock interaction, Submarine eruption, Chemosynthesis



深海底における熱水循環

蒲生 俊敬

東京大学海洋研究所 (〒164-8639 中野区南台1-15-1)

1. はじめに

もし海洋から完全に海水を取り去ったとすると、深海底の複雑な地形が見えてくる。特に注目されるのは、中央海嶺と呼ばれる海底の山脈である。それは延々60,000 kmにわたり、野球のボールの縫い目のように三大洋（太平洋、大西洋、インド洋）の深海底を貫く、東太平洋海嶺（East Pacific Rise）、大西洋中央海嶺（Mid Atlantic Ridge）、インド洋中央海嶺（Indian Ridge）などである（図1参照）。今世紀半ば過ぎに確立したプレートテ

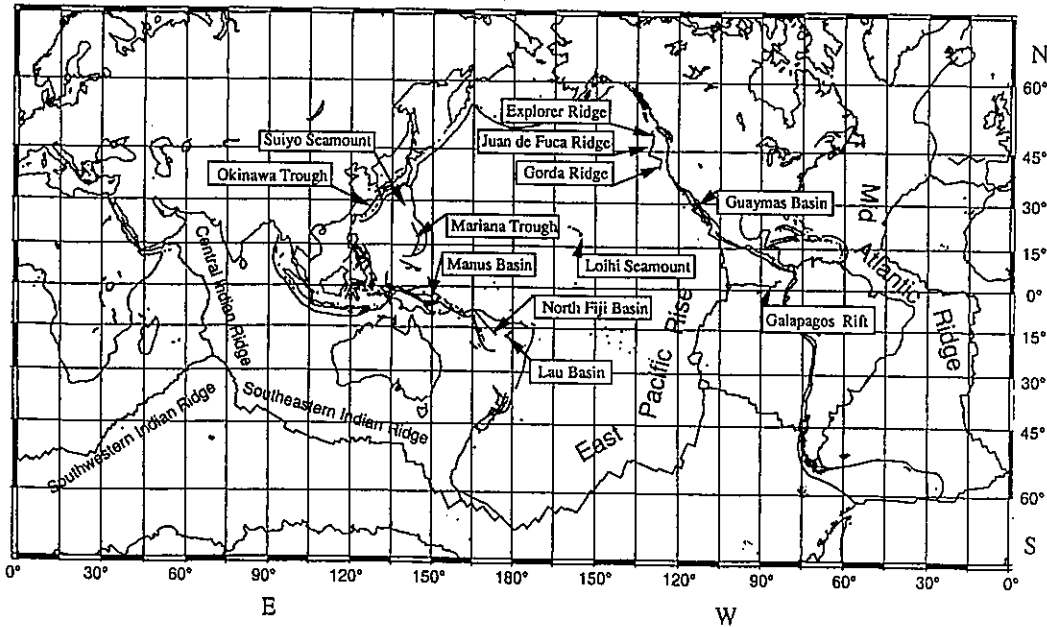


Figure 1. A map showing mid-ocean ridges (East Pacific Rise, Mid-Atlantic Ridge, Indian Ridges) and other areas where hydrothermal systems have ever been located.

クトニクスの考え方によれば、中央海嶺ではマントル起源の高温のマグマによって新しい海洋地殻が形成され、年間数 cm 程度の速さで海嶺と直交する両方向に向かって拡大している。年間あたり作り出される海洋地殻は約 5×10^{13} kg と見積られる [1]。海洋地殻の年齢は深海掘削によって直接決めることができるが、確かに中央海嶺から離れるにつれて古くなっていくことが明らかにされている。

中央海嶺イコール火山山脈であるならば、陸上の火山と同じように温泉の湧出が期待される。温泉水とは地下水が加熱されたものであるが、中央海嶺下にもふんだんに地下水（海水がしみこんだもの）がある。しかし、このような海底温泉の存在を直接確認することは、人類にとってなかなか容易なことではなかった。距離にすればわずか 2 km か 3 km にすぎない海面と中央海嶺との間に、200~300 気圧という高圧が立ちふさがっていたためである。人類が、この高圧を克服できる深海潜水船という新しい手段を駆使して、東太平洋のガラパゴス海嶺において初めて海底の温泉を発見したのは、今からまだほんの 20 数年前の 1977 年のことである [2]。

この記念すべき発見を契機に、海洋の地球化学研究は大きな過渡期を迎えることになった。それはたとえば以下のような点においてである。熱水活動を通じて、莫大な量の化学物質が海水中に放出されたり、あるいは海水から除去されていることが明らかになり、河川や大気のみを海洋への物質供給源と考えてきた伝統的な海洋の物質収支論は大きな見直しを迫られている。現在は陸化している硫化物鉱床が、かつて形成された現場（海底熱水活動域）を直接観察できるようになり、熱水鉱床の形成過程に関する研究が急速に進みつつある。また地球化学分野と、地質学・地球物理学・深海生態学といった周辺領域との連携がこれまでになく密接なものとなり、それが各々の研究分野の進展をさらに促すというプラスの効果を生み出している。

以下では、まず、最近 20~30 年の間に急激な進展をみた海底熱水活動の探査の歴史を簡単に振り返ってみることとする。次に、海底熱水活動の地球化学的特性、すなわち熱水の化学組成を支配するさまざまな要因について考察を進めたい。熱水の化学組成は、熱水-岩石間の相互作用によって基本的性質が決められていると考えられるが、その上に二次的な変質過程（沸騰、堆積物との反応など）が複雑に付け加わることによって、きわめて多彩な時空間変動を示すことについて詳しく述べる。また、海水中に噴出した後の熱水（熱水プルーム）の挙動や、熱水をもとに化学合成でエネルギーを獲得している特殊生物群集についても、簡単に触れることにしたい。

2. 海底熱水活動はどのようにして発見されたか

海底熱水活動が、中央海嶺において実際に目視観測される以前から、その兆候はいくつか捉えられていた。その一つは、海底熱水活動の原動力というべき、地球深部からの熱フラックスに関するものである [3-6]。Wolery and Sleep [5] は、中央海嶺からの距離を横軸にとり、地殻熱流量の実測値と、海嶺での拡大速度から理論的に推定される地殻熱流量と縦軸にプロットした (図 2)。ここで地殻熱流量とは、海底堆積物中の熱勾配と海底堆積物の熱伝導率から計算される値で、海底堆積物中を熱伝導によって地球深部より海底まで運ばれる熱量のことをいう。図 2 を見ると、海底の年齢が約 15 Ma (1500 万年) よ

り若い拡大軸の近傍では、地殻熱流量の実測値が理論値を明らかに下回っていることがわかる。そして両者の差は拡大軸に近づくほど大きくなる。この一見奇妙な不一致は、拡大軸付近における熱の放出が、熱伝導によるものだけではなく、対流（すなわち熱水の循環）によっても行なわれていると考えれば説明することができる。

海底の堆積物にも、熱水活動の痕跡が記録されていた。Boström et al.[7]は、それまでに蓄積された表層堆積物の化学組成データを整理し、東太平洋海嶺のプレート拡大軸に近づくほど、熱水によって供給されたと見られる鉄やマンガンが表層堆積物中に多く含まれていることを明らかにした。

さらに強力な証拠は、海水中に含まれるヘリウムの同位体比から得られた。太平洋南西部や北東部の深層海水中に、空気中のヘリウムに比べて明らかに同位体比 ($^3\text{He}/^4\text{He}$) の高い、マントル起源のヘリウムが見つかったのである[8-10]。このヘリウム同位体比異常は、水深2000 m付近、すなわち東太平洋海嶺の頂上より少し浅い深さで最も顕著に認められた。さらに中央海嶺で採取した玄武岩のうち、生成時に急冷されてガラス質となった部分に閉じ込められていたヘリウムを分析したところ、大気ヘリウムの約10倍という高い $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を持つことも明らかになった[11]。これらの観測事実は、マントルに含まれている同位体比の高い始原的ヘリウムが、海底熱水活動を通じてマグマから熱水に受け渡され、中央海嶺から海洋へ放出されていることを強く示唆していた。

このように多くの状況証拠に基づき、多くの研究者が中央海嶺の探査に向かった。海洋観測技術の進歩がこれに拍車をかけた。例えば、Weissら[12]は、東太平洋のガラパゴス海嶺上 (1°N, 86°W) において、最新の音響トランスポンダー航法のもと、採水器付き探査システム (ディープトウ) を曳航して海底付近を詳細に調査し、海嶺直上にスパイク状に存在する水温異常や、熱水由来と見られるヘリウム同位体比やマンガンなど化学成分の濃度異常の検出に成功した。そして1977年、ウッズホール海洋研究所の有人潜水船「アルビン号」が同海域に潜航し、人類史上初めて海底熱水活動の現場を直接観察した[2]。熱水試料 (温度7~17 °C) の化学組成も明らかにされた[13]。この発見を契機に、

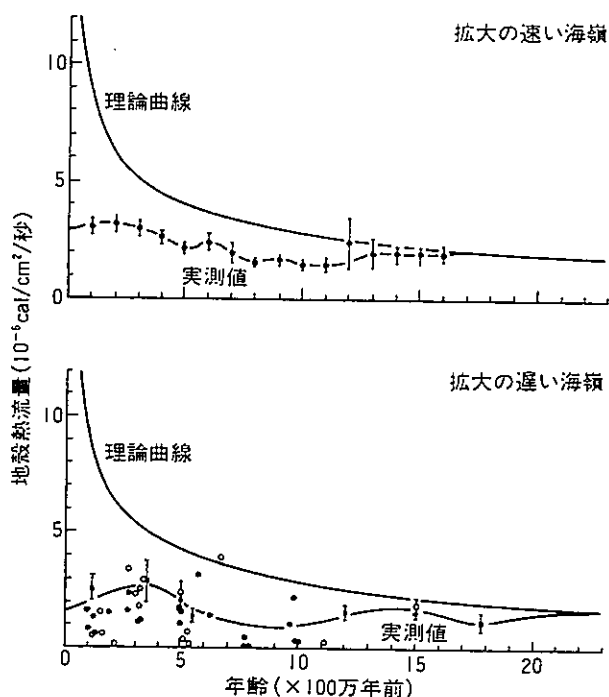


Figure 2. Differences between measured and theoretical heat flow values plotted against the crustal age for a fast spreading ridge and a slow spreading ridge [5].

潜水船による海底拡大軸上の探査が、図1に示したような世界各地の中央海嶺や背弧海盆などで活発に繰り返られることになった。

東太平洋では、米国からのアクセスが容易なことや、フランス、日本などの観測グループの活躍もあって、活発な海底熱水系の発見があいついでなされた。まず東太平洋海膨21°Nにおいて、硫化物の黒煙を吹き上げる350°Cの高温熱水（ブラックスモーカー）が初めて見つかった[14]。さらにその南側では、13°N [15]、11°N [16]、ワイマス海盆（カリフォルニア湾）[17]、9-10°N [18]、14-18°S [19]において、また北側では、ゴルダ海嶺（エスカナバトラフ、41°00'N）[20]、ファンデフカ海嶺（44°40'N-48°30'N）[21]、エクスプロアラ海嶺（49°46'N）[22]等において、海底熱水活動が次々と確認され熱水が採取された。

探査の手は、大西洋中央海嶺にも伸びた。大西洋中央海嶺は、東太平洋海膨に比べると海底の拡大速度が数分の一しかない。このため活発な熱水活動は起こりにくいのではないかという予測もあったが、TAG熱水活動域（26°08'N）の発見[23]を皮切りに、Snake Pit（23°22'N）[24]、Broken Spur（29°10'N）[25]、Lucky Strike（37°18'N）[26]、レイキャネス海嶺（63°N）[27]といった海域において、大規模な海底熱水活動が次々に発見された。さらに北極海でも探査が行われている。

一方、インド洋中央海嶺はまだ調査が遅れている。熱水プルームなど兆候はいくつか見つかっている[28]ものの、1999年現在、まだ海底熱水系が目視観測された例はない。これはインド洋中央海嶺が、地理的に欧米諸国や日本から遠く離れているため、これまで探査の行われる頻度が小さかったことが主な原因と言える。今後探査が本格的に実施されるようになれば、新しい熱水活動域が次々に発見される可能性は非常に大きい。

プレートの拡大は、中央海嶺以外にも、プレート沈み込み帯の後方（背弧海盆）の拡大軸で起こっている。日本に比較的近い西太平洋の背弧海盆、すなわち沖縄トラフ[29]、マリアナトラフ[30]、マヌス海盆[31]、北フィジー海盆[32]、およびラウ海盆[33]において、日本・アメリカ・フランス・ドイツなどの研究グループが、独自にあるいは共同で、海底熱水活動を発見している。

また、中央海嶺や背弧海盆の拡大軸以外にも、ホットスポット火山であるハワイのロイヒ海山[34]や、島弧系の海底火山（伊豆・小笠原の海形海山、水曜海山、明神海丘など）[35]においても、海底の温泉活動が潜水船によって直接確かめられ、サンプリングが実施されている。

以上述べたように、観測船による予備調査とそれに続く潜水船による直接観測というパターンが、海底熱水系の発見に大きく貢献してきた。海底の噴出口から採取された熱水試料は次々と分析され、それらの化学組成が海水とは大きく異なることが明らかにされていった。以下では、熱水循環における化学過程を詳しくみていくことにしよう。

3. 海底熱水活動の地球化学

3-1. 熱水の生成と熱水-マグマ間の相互作用

熱水循環の基本的な仕組みは共通している（図3参照）。大洋中央海嶺や背弧海盆の拡大軸では、地球深部から溶融したマントル物質（マグマ）が上昇し、新しい海洋地殻（玄武岩）が作られている。固結したばかりの地殻は、急激な冷却による収縮で細かい亀

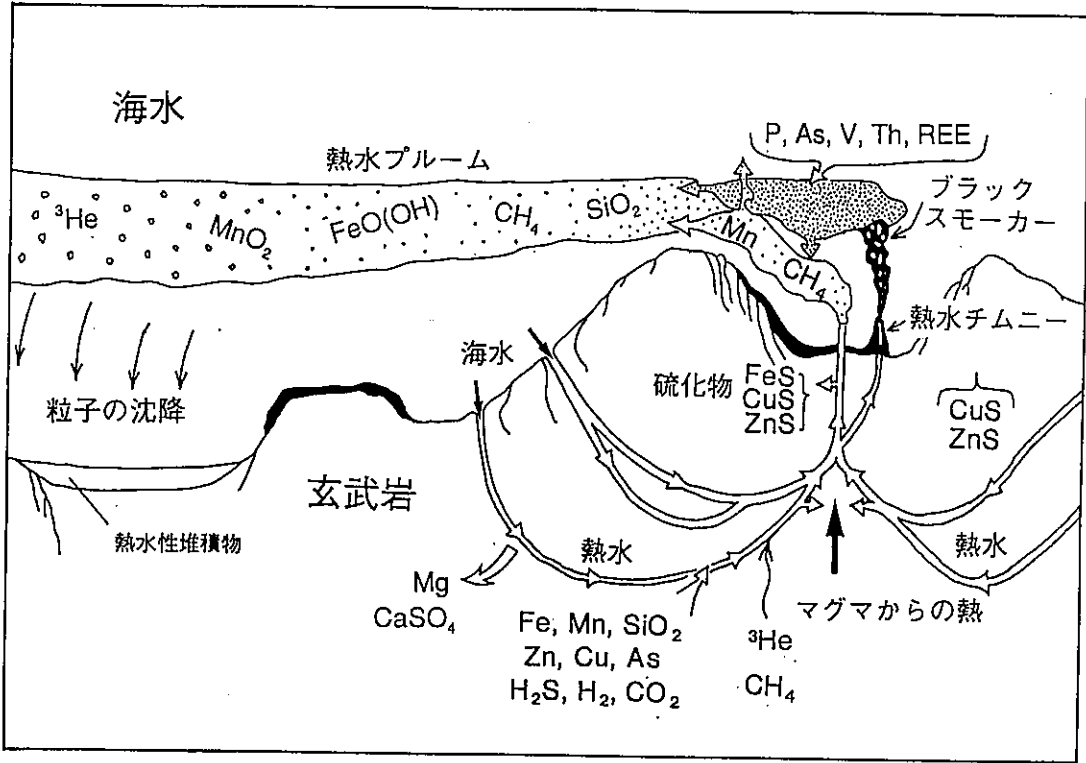


Figure 3. A schematic hydrothermal circulation system (drawn in imitation of an original illustration by G. Massoth)

裂が入りやすく、そこから海水が地中にしみ込んでいく。深部へしみ込むにつれ、海水は高温のマグマに加熱され熱水に変わる[36]。深海底の海水温度は通常1~2℃という低温であるが、熱水の温度は、最終的には350~400℃程度にまで達する。高温によって膨張し、軽くなった熱水は急速に上昇に転じ、海底面上に温泉となって噴出する。このように拡大軸周辺でおこる海水(熱水)の対流運動を一般に「熱水循環」と呼ぶ。拡大軸の下には、幅数十km程度のマグマだまりがあり、その一部が拡大軸のま下、海底から深さ数kmまで貫入していると考えられる。

図4は、熱水循環過程において、海水(熱水)の温度と圧力がどのように変化するか概略的に示したものである

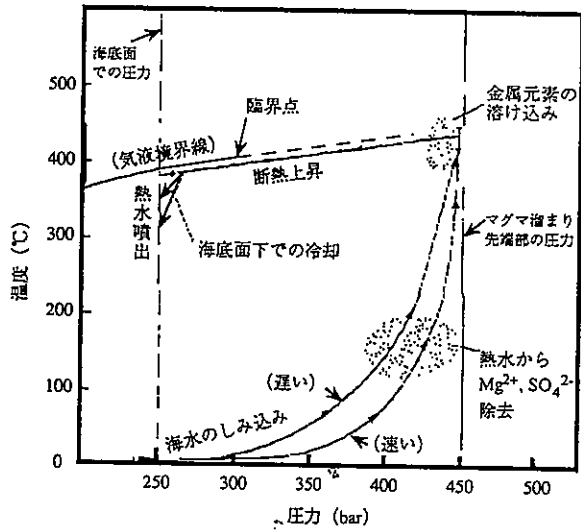


Figure 4. Relationship between pressure and temperature during hydrothermal circulation [37, 38].

[37, 38]. 海底下深部に海水がしみこんでいくにつれ、その温度と圧力は次第に増加する。その様子が図4では2本の曲線によって表示されているが、これは海水のしみこむ速さが遅いか速いかによって、その温度増加が、それぞれ穏やかである場合と急速である場合を表わしている。いずれのケースでも、最終的に気液境界線付近まで温度の増加した熱水は、急激に体積が膨張し、大きな浮力を得て上昇に転じる。図4では、この上昇がほとんど断熱的に起こり、最後に海底面から噴き出すまでを示している。

海水がただ単に熱湯になって噴き出すだけであれば、海底熱水活動は地球化学者の大きな関心を引き起こすことはなかったかもしれない。ところが、熱水は単に高温であるだけでなく、海底下で高温の岩石と接触することによって、活発な化学反応に関与している。つまり熱水循環は、地中の熱を効率よく海底面まで運ぶと同時に、マグマ中の多数の化学成分を高濃度で溶かし込み、それらを海水中に放出している。また、もともと海水中に含まれていた化学成分の一部は、熱水循環の過程で海水から除かれている。当然のことながら、熱水と反応した玄武岩の表面も著しい変質を受ける。

表1は、代表的な熱水の化学組成を、普通の深層海水の化学組成と比較したものである[39]。両者は著しく異なっている。熱水中には、海水中の主要陽イオンであるマグネシウムイオン (Mg^{2+}) と主要陰イオンである硫酸イオン (SO_4^{2-}) が全く存在しない。しかし

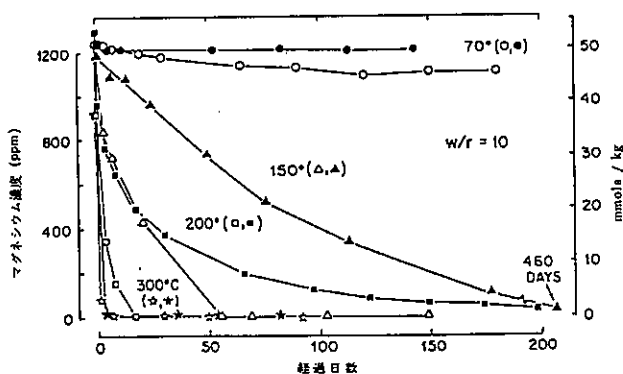


Figure 5. Change of Mg^{2+} concentration with time when seawater is reacted with basalt glass (open symbols) or diabase (closed symbols) at 70°C (1 atm) and 150-300°C (500 bars). Water/rock mass ratio is 10. Data sources: Bischoff and Dickson [40], Seyfried [41], and Seyfried and Bischoff [42, 43].

Table 1. Comparison of chemical components between hydrothermal fluid endmembers (at Galapagos Rift and EPR 21°N) and ambient seawater [39].

	東太平洋海嶺の熱水		通常海水
	ガラパゴス	北緯21度	
Li ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	690-1,140	820	28
K (mmol kg^{-1})	19	25	10
Rb ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	13-20	26	1.3
Mg (mmol kg^{-1})	0	0	53
Ca (mmol kg^{-1})	25-40	22	10
Sr ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	87	90	87
Ba ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	17-43	35-95	0.15
Mn ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)	360-1140	610	<0.001
Fe ($\mu\text{mol kg}^{-1}$)		1800	<0.001
Si (mmol kg^{-1})	22	22	0.16
SO_4^{2-} (mmol kg^{-1})	0	0	29
H_2S (mmol kg^{-1})		6.5	0

その他の多くの化学成分については、熱水の方が海水に比べて濃度が高い。特に、鉄やマンガンのような重金属は、熱水の方が圧倒的に高濃度である。後述するように、海底熱水活動は、海洋と地殻との間の化学成分の収支において重要な役割を果たしている。

海底下の熱水循環の現場を直接観察することはほとんど不可能であるが、現場の温度・圧力条件を実験室内で再現し、その中で海水と岩石を人工的に反応させることができる。たとえば図5は、500バールの圧力下で玄武岩と海水を共

存させたときの海水中のマグネシウムの挙動を調べたものである[1]。温度が150℃以上になると、海水中のマグネシウムが減少し始め、十分時間が経つと海水から完全に除去されてしまうことがわかる。

上記のような室内実験や潜水船による観測データをもとに、熱水循環に伴う化学過程は図3のように推測されている。海底下にしみこんだ低温の海水が、高温の玄武岩と接触して水温が150℃以上になると、まず海水中に溶存していた Mg^{2+} が OH^- や SO_4^{2-} と急速に反応し、玄武岩中の二次鉱物中の固相となって除かれていく。 Mg^{2+} の減少とともに熱水から OH^- が奪われるために、熱水のpHは3~4に低下する（もともとの海水のpHは約7.5）。酸性となった熱水は、活発な熱水-岩石相互作用を通じて、玄武岩の結晶格子中のCaやKを熱水中に溶かしだし、これらのイオンは Mg^{2+} の除去によるプラス電荷の減少をバランスする。玄武岩中の SiO_2 や各種重金属元素（Fe, Mn, Zn, Cuなど）も熱水中に溶出する。また、 HCO_3^- および SO_4^{2-} は還元され、それぞれ CO_2 （あるいは CH_4 ）および H_2S になる。これらの化学反応は、現場の温度・圧力条件のほか、反応に参与する熱水/岩石比に依存して起こることが実験的に確かめられている。

海底に噴出する直前の熱水は、Ca, K, SiO_2 や各種の重金属元素を濃縮した、極めて還元的な酸性溶液である。いったん噴出した熱水は、低温（1~2℃）で酸化的という全く正反対の性質を持った海水と急激に混合する。すると海水中の硫酸イオンと熱水中のカルシウムイオンが反応して硬石膏（ $CaSO_4$ ）が析出し、熱水の噴出方向にチムニー（煙突状の構築物）を形成する。また、熱水中に溶解していた各種金属の硫化物が一斉に細かい粒子として析出し、チムニーの内側に付着したり、チムニー上に黒煙（ブラックスモーカー）となってあらわれる。ここで生成するマンガンの酸化物や鉄の酸水酸化物の粒子は、熱水ブルーム（後述する）と呼ばれる希釈された熱水塊とともに水平方向に運ばれ、やがて沈降して海底面に堆積し、金属に富む堆積物層を形成する。

3-2. 二次的な熱水の変質過程

海底に噴き出す熱水は、上で述べたような純粋なもの（熱水-岩石相互作用のみで性質の決まる熱水）ばかりとは限らない。熱水の多くは、多かれ少なかれ、二次的な変質を受けている[44]。変質をひき起す要因として、以下のものが考えられる。

- (1) 海底面から噴出する以前に、上部からしみ込んできた通常海水との混合が起こる場合。海底岩石の透水性が高い場合、特に顕著に起こる。
- (2) 熱水が加熱されすぎて沸騰する場合。
- (3) 海底面が厚い堆積層で覆われている場合。熱水-堆積物相互作用が起こる。

(1) 海底温泉は、すべてがブラックスモーカーというわけではなく、透明なお湯が噴き出す場合もある。これは熱水がまだ海底下にあるとき、上からしみ込んできた冷たい海水が混ざり込むことによって、熱水の温度やpHが変化し、海底下で硫化物が沈殿してしまうためと考えられる。透明な熱水は、その噴き出し方もブラックスモーカーに比べて穏やかであり、かつ熱水の温度も200~300℃とブラックスモーカー（一般に350℃以上）

に比べて低くなる傾向がある。

(2) 熱水は沸点まで加熱されれば当然沸騰する（例えば250気圧での海水の沸点は約390℃）。熱水が沸騰すると気相と液相に分離する。沸騰が少しでも起こると、もともと均一だった熱水は、気相（ガス成分）に富む熱水と液相に富む熱水とに分離する。前者は塩濃度が小さく、後者は大きい。最近では、熱水の沸騰とそれに伴う二相分離は、程度の差はあれ、熱水循環の過程でごく普通に起こる現象と見なす研究者が多い[45]。

熱水が沸騰するかしないかは、海底下深部からの熱の供給量やマグマ活動の盛衰と密接に関連していると思われ、熱水の化学組成の時間変動をもたらし主要因と考えられる。例えば、海底までマグマが到達するような場合（海底噴火）、熱の供給が急増して沸騰することがある。この点については、第6章で詳しく述べる。

(3) ワイマス海盆、ゴルダ海嶺南部のエスカナバトラフ、ファンデフカ海嶺のミドルヴァレー、あるいは沖縄トラフでは、熱水循環域そのものが、厚さ数百mといった厚い堆積層で覆われている。このような場所は、一般に「埋積海嶺」と呼ばれる。埋積海嶺では、マグマによって加熱され上昇する熱水は、海底面に噴出する前に堆積物の層の中を突き抜けなければならない。このため、最終的に噴出するときの熱水の化学組成は、熱水-堆積物間の化学反応によってさらに変化したものになる。

例えばワイマス海盆においては、熱水が堆積物中を通過する際に堆積物中にあったCaCO₃が熱水中に溶解したり、あるいは堆積物中の有機物質が熱分解してアンモニアが発

Table 2. Comparison of hydrothermal fluid chemistry between sediment-hosted ridges and sediment-starved ridges. With regard to the data sources, see Gamo [44].

Name of site	Sediment-hosted type				Sediment-starved type		Normal seawater
	Okinawa Trough (JADE)	Escanaba Trough	Middle Valley	Guaymas Basin	East Pacific Rise 21°N	Mid-Atlantic Ridge (TAG)	
Temp. (°C)	320	220	265-276	270-315	273-355	270-366	2-4
Mg (mM)	0	0	0	0	0	0	52.7
SO ₄ (mM)	0		0.4	0	0-0.6	-3-0	28
Li (mM)	2.5	1.29	0.37-0.55	0.63-1.08	0.89-1.48	0.41	0.026
K (mM)	72	40.4	14-19	33-49	23-26	17-19	9.8
Rb (μM)	360	110	23-31	60-86	23-28	9-10	1.3
Mn (μM)	110	10-21	63-78	110-236	700-1020	670-1000	<0.001
Fe (μM)	2.8	0-10	10-20	8-180	650-2430	1640-5590	<0.001
SiO ₂ (mM)	12.9	6.9		9.3-13.8	15.6-19.5	19-22	0.18
Cl (mM)	550	668-680	412-578	580-637	489-592	636-680	540
Br (μM)	1045	1050-1180	770-1070	1050-1120	800-950	1000-1100	860
I (μM)	104	81-107		58-77			0.5
pH	4.7	5.4	5.1-5.5	5.9	3.3-4.0	2.6-3.4	7.8
Alkalinity (mM)	1.9	3.1	1.4-2.0	2.8-10.6	-0.2- -0.5	-3- -0.5	2.3
NH ₄ (mM)	5.0	5.6	2.8	11-16	<0.01		0.002
CH ₄ (mM)	7.6			6.8	0.05-0.09		<0.000001
CO ₂ (mM)	209	>9	4-12	16-24	5.7-8.0		2.3
³ He/ ⁴ He (R/Ra)	6.1-6.9	5.3		7.0-8.0	7.8	7.5±0.9	1-1.2
δ ¹³ C(CH ₄) (‰)	-36- -41			-43--51	-18- -15		
¹⁰ Be/ ⁹ Be ×10 ¹⁰		8.4-8.7		3.8-23.0	0.3-3.8	0.9	670-1000
δ ¹¹ B (‰)	-1.0	10.1-11.5		16.5-23.2	29-33	29-35	39.5
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.7089	0.7099	0.7042-0.7044	0.7052-0.7059	0.7030-0.7036	0.7029-0.7046	0.7092

生ずることによって、熱水のpHやアルカリ度が増加することが明らかにされている[46]. その結果、熱水中の金属硫化物の溶解度が減少し、硫化物の多くが海底面に到達する以前に、深部の堆積層中に析出してしまうことになる。

表2は、熱水の化学組成を、上で述べた4つの埋積海嶺、堆積物を欠いた熱水域（東太平洋海膨21°Nおよび大西洋中央海嶺TAG海域）、および通常海水の間で比較したものである（表中のデータの引用元は、Gamo [44]を参照されたい）。上で述べたような特徴が、埋積海嶺の熱水に共通して観測されることがわかる。

表層堆積物と反応した熱水は、いくつかの元素の同位体比からも特徴づけられる。例えば、ベリリウム-10 (^{10}Be) という天然放射性核種がある。 ^{10}Be （半減期は約 160 万年）は、大気中の酸素や窒素が宇宙線の照射を受けて生成し、地球上に降下して堆積物中に取り込まれる。熱水や熱水沈殿物の中にも ^{10}Be が検出されれば、年令が数百万年より若い堆積物と接触したことの証となる。表2に示したように、埋積海嶺の熱水の $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比は、堆積物の影響を受けない熱水の値に比べて明らかに高い[47]。また、ワイマス海盆やエスカナバトラフの硫化物と、東太平洋海膨の硫化物とを比べてみると、後者がほとんど ^{10}Be を含まないのに対し、前者は明らかに堆積物起源とみられる高い濃度の ^{10}Be を含むことも確認されている[48]。

ホウ素とストロンチウムも埋積海嶺の熱水活動の指標となる。堆積物は海底玄武岩に比べて二ケタ濃度の高いホウ素（B）を含んでいる。しかも堆積物中に含まれるホウ素と、玄武岩中のホウ素では、ホウ素同位体比 ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$) が大きく異なる。したがって埋積海嶺の熱水は、ホウ素濃度およびその同位体比によって、堆積物を欠く熱水と区別することができる[49]。ストロンチウム（Sr）も、堆積物のほうが玄武岩に比べて濃度は数倍高く、しかも同位体比 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) が堆積物 (0.707~0.711) と玄武岩 (0.703) との間で大きな違いがある。このため、堆積物層を通過した熱水のストロンチウム同位体比 (0.706~0.710) は、堆積物の関与しない熱水 (0.703~0.705) に比べ、明らかに値が大きくなっている。

4. 熱水活動による化学成分のフラックス評価

海底熱水活動が発見されるまでは、海洋に存在する化学元素は主として河川や大気を通じて海洋にもたらされ、それらの海水中の濃度は、海底堆積物など固相と海水との間の相互作用によって決められると一般に考えられていた。ところが拡大軸における熱水循環の発見とその地球化学的研究が進むにつれ、海底熱水活動によって海水中に供給されたり、あるいは海水中から除かれる化学成分のフラックスが、グローバルな観点からみて非常に重要な存在であることが認識されるようになった。

このような化学フラックスは、どのように見積ることができるだろうか。Jenkins ら[50]によって提唱された方法を以下に紹介する。彼らは、ガラパゴス海嶺の熱水中のヘリウム-3 (^3He) を測定し、熱水の温度と ^3He 濃度とがよい直線関係にあることから、 $^3\text{He}/\text{heat}$ 比として、 $0.5 \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ STP cal}^{-1}$ を得た。海洋内の ^3He は、その大部分がマントル起源であるので、地球全体で ^3He の収支バランスが成り立つためには、大気外に逃散している ^3He の量 ($3 \text{ atoms cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) に見合うだけの ^3He が、海底熱水活動を通じてマントルから海洋に供給

Table 3. Comparison between hydrothermal flux estimated by the $^3\text{He}/\text{heat}$ method and river flux [51].

	東太平洋海膨 21°N	ガラバゴスリフト	河川
Li	1.2-1.9×10 ¹⁴	9.5-16×10 ¹⁴	1.4×10 ¹⁴
Na	-8.6-1.9×10 ¹⁴		6.9×10 ¹⁴
K	1.9-2.3×10 ¹⁴	1.3×10 ¹⁴	1.9×10 ¹⁴
Rb	3.7-4.6×10 ¹⁴	1.7-2.8×10 ¹⁴	5×10 ¹⁴
Be	1.4-5.3×10 ¹⁴	1.6-5.3×10 ¹⁴	3.3×10 ¹⁴
Mg	-7.5×10 ¹⁴	-7.7×10 ¹⁴	5.3×10 ¹⁴
Ca	2.4-15×10 ¹⁴	2.1-4.3×10 ¹⁴	1.2×10 ¹⁴
Sr	-3.1-1.4×10 ¹⁴	0	2.2×10 ¹⁴
Ba	1.1-2.3×10 ¹⁴	2.5-6.1×10 ¹⁴	1.0×10 ¹⁴
F	-1.0×10 ¹⁴		
Cl	0--1.2×10 ¹⁴	-31-7.8×10 ¹⁴	6.9×10 ¹⁴
SiO ₂	2.2-2.8×10 ¹⁴	3.1×10 ¹⁴	6.4×10 ¹⁴
Al	5.7-7.4×10 ¹⁴		6.0×10 ¹⁴
SO ₄	-4.0×10 ¹⁴	-3.8×10 ¹⁴	3.7×10 ¹⁴
H ₂ S	9.4-12×10 ¹⁴		
ΣS	-2.8--3.1×10 ¹⁴		
Mn	1.0-1.4×10 ¹⁴	5.1-16×10 ¹⁴	4.9×10 ¹⁴
Fe	1.1-3.5×10 ¹⁴		2.3×10 ¹⁴
Co	3.1-32×10 ¹⁴		1.1×10 ¹⁴
Cu	0-6.3×10 ¹⁴		5.0×10 ¹⁴
Zn	5.7-15×10 ¹⁴		1.4×10 ¹⁴
Ag	0-5.4×10 ¹⁴		8.8×10 ¹⁴
Cd	2.3-26×10 ¹⁴		
Pb	2.6-5.1×10 ¹⁴		1.5×10 ¹⁴
As	0-6.5×10 ¹⁴		7.2×10 ¹⁴
Se	0-1.0×10 ¹⁴		7.9×10 ¹⁴

(単位は moles/year)

表3の持つ意義は変わらない。しかし、その後の研究によって、表3の個々の数字はかなり見直す必要が生じてきた。海底熱水活動の時空間変動が予想外に大きいことが明らかになったためである。すなわち、熱水の化学組成データが世界各地から集積されるにつれ、熱水の化学組成 (X/heat比) が噴出域によって大きく異なることが明らかにされ、東太平洋海膨のデータを全世界の海底熱水活動にそのままあてはめることは不適切であることがわかってきた[52]。

しかも、上記のような空間的変動に加えて、熱水の化学組成には著しい時間変動 (第6章参照) もあることが明らかになってきた。このため、熱水活動による化学フラックスの見積り作業は、大きな壁に阻まれた状態である。海底熱水活動による化学フラックスが、グローバルな観点から見て無視できない大きさであることは疑う余地がない。しかしその定量化には、観測とモデリングの両面から、まだ時間がかかりそうである。

熱水活動に由来する海洋-海底間の化学フラックスを不確実なものにしているもう一つの要因として、海嶺側面域で起こる低温の熱水循環に伴う物質循環[53]がまだ十分に解明されていないという事情もある。この点については、別の機会に紹介したい。

されていない。先に示した $^3\text{He}/\text{heat}$ 比が地球全体に当てはまる値だとすると、海底熱水活動による熱のフラックスは、 $4.9 \times 10^{19} \text{ cal y}^{-1}$ と計算できる。そこで、 ^3He 以外の化学成分 X についても、熱水中の X/heat比がわかれば、上記の熱フラックスの値を掛けることによって、熱水によるフラックスが計算できることになる。

このようにして計算された各化学成分のフラックスを、河川からの供給量と比較して表3に示す[51]。先に熱水中の濃度が零になると述べた Mg^{2+} と SO_4^{2-} については、フラックスがマイナスの値、すなわち海水から除かれていることを示している。しかもこれらの絶対値は河川からの供給量と同じオーダーである。すなわち、おおまかに言えば河川から海洋に供給されるのとはほぼ同じ量の Mg^{2+} と SO_4^{2-} が、海底熱水活動を通じて海洋から除かれていることになる。またその他の化学成分については、河川からの供給量に匹敵するほどの量が、海底熱水活動からも海水中にもたらされていることがわかる。

表3は、海洋の物質循環論に大きな革新を迫るものとして大きな反響を呼んだ。今でも

5. 熱水プルーム：噴出後の熱水の挙動

いったん海水中に噴出した熱水は、急速に周囲の海水と混合しながら上昇する（図3）。やがて熱水は十分に希釈され、その密度がまわりの海水と等しくなると、もはや上昇する浮力を失い、水平方向にたなびくようになる。このような噴出後の希釈された熱水は一般に熱水プルームと呼ばれ、陸上の噴火口から吹き上がる噴煙の動きを連想させる。

熱水プルームは、以下の3点において重要な役割をはたしている。

(1) 上昇する熱水プルームは、周囲の海水や海底堆積物を激しく巻き込みながら数百メートルもの高さまで運びあげる。

(2) 上昇後水平にたなびく熱水プルームによって、もともと熱水中に含まれていた化学成分や上昇中に巻き込まれた化学物質が遙か遠方まで輸送される。

(3) 熱水プルーム中に含まれる粒子物質（マンガン酸化物や鉄の酸水酸化物）によるスキャベンジ作用が起こり、海水中に溶存していた化学成分の一部（リン、ヒ素、希土類元素トリウムなど）が吸着除去される。

熱水プルームは、海水による希釈が進むに連れて急速に熱水の性質を失って行くが、もともとの熱水中の濃度が十分に高い化学成分に注目すれば、プルームの動きを追跡することができる。したがって、観測船による採水と化学分析によって熱水プルームのマッピングは、熱水活動の中心を絞り込む有効な方法であり、潜水船による直接観測を行なう前の予備調査として欠かすことができない。このようなマッピングに用いられる化学成分として、メタン、マンガン、鉄、ヘリウム同位体

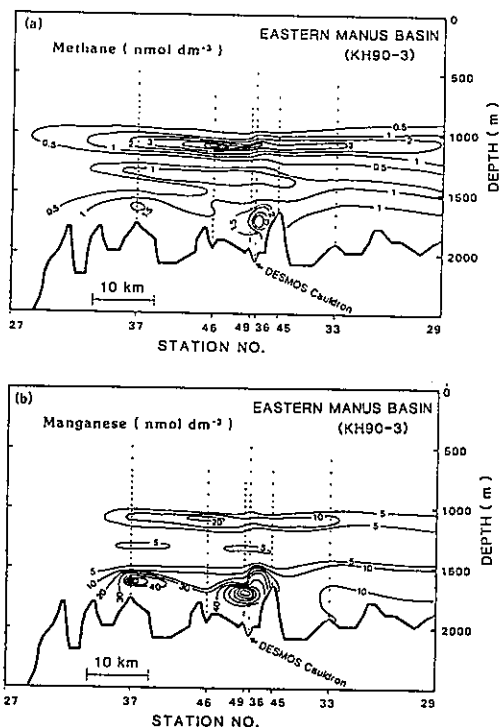


Figure 6. Hydrothermal plumes revealed by transects of CH_4 and Mn in the eastern Manus Basin [54].

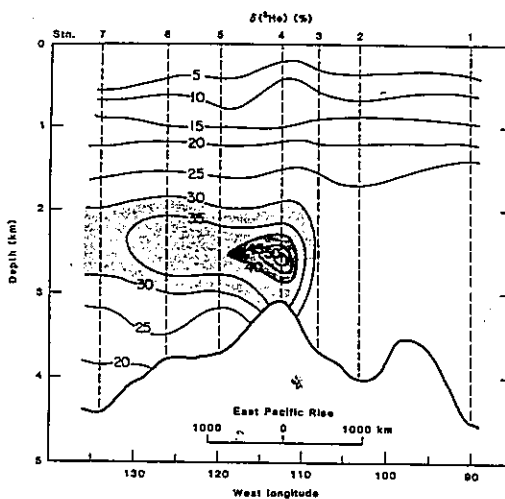


Figure 7. A hydrothermal ^3He plume on the East Pacific Rise 15°S [55].

比などがある。

例えば図6は、マヌス海盆（パプアニューギニア）の熱水活動域付近で観測されたマンガンおよび溶存メタンの濃度断面図である[54]。海底面から200~300 m、および約1,000 mの高さに、熱水プルームの漂っている様子がわかる。また図7は、東太平洋海膨15°Sにおける、ヘリウム同位体比異常の断面図である[55]。海膨の中心から立ち昇ったプルームが、海膨の西側に向かってたなびいていく様子があざやかに捉えられている。ヘリウムは希ガスで保存成分であるため、熱水プルームが太平洋を西へ西へと広がり、日本近海の西太平洋までその影響を与えていることが明らかにされている[56]。

6. 熱水活動の時間変動：メガプルームと海底噴火

6-1. メガプルーム：一時的な大規模熱水活動

前章で述べた熱水プルームは、定常的におこる熱水循環を反映して、海底面から数百m上に常時存在するものである。ところが1980年代の半ば頃に、定常的な熱水活動では説明のつかない、奇妙な熱水プルームが観測された。

図8は、1986年8月20日頃に観測された、ファンデフカ海嶺直上の水温異常（バックグラウンド値からのずれ）の鉛直断面図である[57]。海底から200~300mの高さには、0.04℃の等温線で囲まれたごく通常の熱水プルームが認められる。ところがこの熱水プルームのさらに上側、深度1,600m付近を中心として、温度異常が一桁大きく0.2℃以上にも達する巨大な熱水塊が漂っている。この熱水塊の中には、熱水と海水との反応で生じたとみられる、粒径の大きい硬石膏や金属硫化物の粒子が浮遊していた。このような粒子は通常数日以内に海底面に沈積するものなので、この熱水塊は誕生後まだほとんど時間が経っていないことを示している。興味深いことに、2ヶ月後に再び同じ海域で観測を行ったところ、海底直上200-300 mの通常プルームは相変わらず存在していたが、巨大な熱水塊は忽然と消失していた。

この大規模熱水プルームはメガプルーム（またはイベントプルーム）と名付けられ、一時的に大規模な熱水噴出が起こったために生成したと考えられた。先に示したマヌス海盆の熱水プルーム（図6）も、海底から1,000 m上層にある方のプルームはメガプルームである可能性がある。また北フィジー海盆の熱水活動域においても、メガプルームの報告例がある[58]。

メガプルームの発見は、熱水活動による化学フラックスの計算に大きな波紋を投げかけた。第4章で述べたように、熱水活動に伴うグローバルな化学フラックスは、東太平洋海膨（21°N）での $^3\text{He}/\text{heat}$ 比を用いてうまく計算できたと思われていた（表3）。

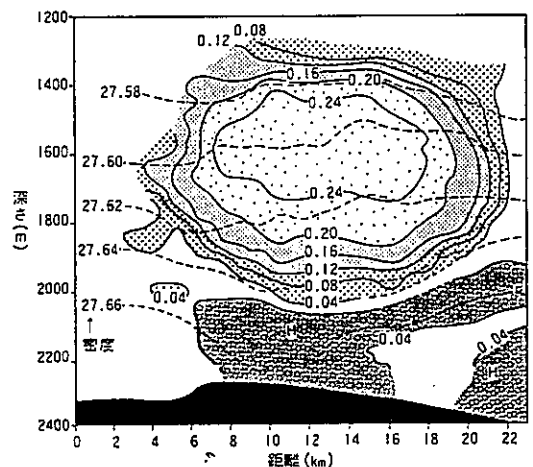


Figure 8. Megaplume (event plume) observed at a depth of ~1,600 m along the Juan de Fuca Ridge [53].

ところが、ファンデフカ海嶺上で観測された二つの熱水ブルーム（海底直上の通常ブルームとメガブルーム）の ^3He -heat 関係を調べてみたところ、二つのブルームはひと桁以上も値の違う $^3\text{He}/\text{heat}$ 比をもつことが明らかになった[59]。これは熱水循環の起こり方によって $^3\text{He}/\text{heat}$ 比はたやすく変動するものであり、全世界の熱水活動の平均的な $^3\text{He}/\text{heat}$ 比がわからないかぎり、グローバルな化学フラックスを正確には見積もれないことを示している。

一時的なメガブルームはどのような状況下で発生するのか？ この謎は1990年代に入り、海底の長期モニタリングと、臨機応変な観測の積み重ねによって、次第に解明されてきた。謎の答えは、以下に述べるような海底での大規模なマグマ活動（海底噴火）にあった。

6-2. 海底噴火と熱水活動

3, 4章で述べたように、熱水の化学組成は、これまでに観測の行なわれた熱水活動域だけをとってみても、きわめて大きな空間的変動を示している。しかし海底熱水活動の特徴としてもうひとつ見落とすことのできないのが、同一の活動域における時間的変動である。平たく言えば、同一の熱水噴出口と言えども、去年の観測データは今年は通用しないかもしれないということである。そこで長期にわたる連続観測が必要になる。陸上の火山でも活動期と休止期があるように、海底火山にも盛衰があっても不思議ではない。普段は海底下でおとなしくしているマグマ溜まりは、時として海底に噴きだすかもしれない。このようなマグマ活動の時間変動は、熱水活動の起こり方やその化学組成に大きな影響を与えている。

シアトルにあるワシントン大学およびアメリカ大気海洋局（NOAA）の一部門である太平洋海洋環境研究所（PMEL）は、地理的に近距離にある北東太平洋のファンデフカ海嶺やゴルダ海嶺を直接のターゲットとして、長期にわたる熱水活動のモニタリングを実施した。これらの海嶺直上の深層海中には、精密な水温計や流速計が多数係留され、一年毎に繰り返される回収と設置によって、熱水ブルームの時間的あるいは空間的変動が詳細に記録された。またアメリカ海軍による高性能水中聴音システムSOSUS（SOUND SURveillance System）が、1993年以来海洋研究にも活用されるようになった。SOSUSのハイドロフォンは、海底マグマ活動による火山性微動音を確実にキャッチし、この情報はテレメトリーで陸上の研究室に直ちに伝えられる。

1993年6月、ファンデフカ海嶺コアクシャル・セグメント（46°15'-32'N, 129°35'-51'W, 水深約2,400 m）において、海底噴火と思われる音がSOSUSによって捉えられた。直ちに（同年7-8月）、カナダの無人探査機ROPOSが付近の海域を精査したところ、3つのメガブルームの浮遊していることが明らかになった。それぞれのメガブルームの移動方向と発生時期から見て、これらは同一の噴火口から発したものと推定された[60-62]。さらに1996年2月には、今度はゴルダ海嶺（42.7°N, 126.8°W）で海底噴火がキャッチされた[63]。その直後に行われた観測によって、ここでもメガブルームが検出された[64]。こうして、メガブルームは海底噴火と直接リンクした現象であることが確実となった。

さらに南方の東太平洋海膨（9°45'-52'N, 104°17'W）においては、1991年4月に、海底噴

火直後と思われる熱水活動がアルビン号によって発見された[65]。その後同一点で再度実施された潜航調査によって、高温熱水の化学組成が著しい時間変動を示すことが明らかになった[66, 67]。すなわち噴火直後に観測された若い熱水は、塩化物イオン濃度（塩分）が極めて小さく、かつ硫化水素のような気体成分に富んでいたが、3年後に噴出していた熱水は、塩化物イオン濃度が海水よりも大きく、気体成分に乏しかったのである。同様のデータは、東太平洋海膨南部（18°25'S付近）において[68, 69]、また先に述べたコアクシャル・セグメント（ファンデフカ海嶺）においても観測されている[45]。

図9は、上で述べた東太平洋海膨の2箇所において、海底噴火後のわずか数年の間に観測された熱水の組成の著しい変化を図示したものである[69]。突発的な海底噴火による一時的な熱の供給と、それに引き続いて起こる熱水の沸騰（気液分離）に伴う熱水の組成の時間変動を模式的に示すと、図10のようになる。

しかし一方では、東太平洋海膨21°Nやワイマス海盆[70]、あるいは大西洋中央海嶺のTAG熱水活動域[71]においては、約10年にわたって熱水の組成がほぼ定常的に保たれていたことが観測されている。全世界の海底熱水活動域において、定常的な熱水活動と非定常的な熱水活動が、どのような割合で起こっているのか、今後明らかにしていく必要がある。

7. 熱水活動域での生物活動と化学合成

深海底の温泉水には、多量の硫化水素ガス（ H_2S ）が含まれている（表1, 2）。 H_2S は血液中のヘモグロビンと強く結合するため、人類をはじめ多くの生物を窒息させる有毒気体である。ところが H_2S 濃度の高い熱水噴出口の周囲には、陸上のオアシスのように、大規模な生物群集の観察される場合が多い。それは巨大な二枚貝（シロウリガイ）、ハオリ

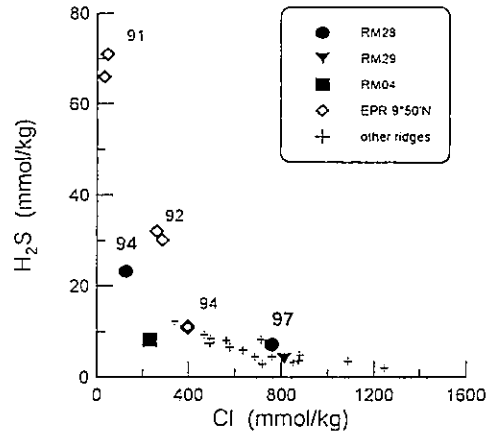


Figure 9. Evolution of hydrothermal fluids from vapor to brine, observed at EPR 9°50'N (from 1991 to 1994)[67] and at RM28 of S-EPR 18°25'S (from 1994 to 1997) [68, 69].

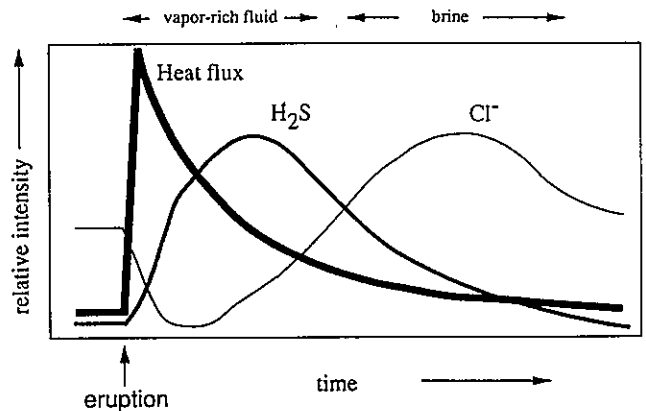


Figure 10. A simplified concept of an evolution of hydrothermal activity from a vapor-rich fluid stage to a brine-dominated fluid stage caused by a volcanic eruption [41].



Photo 1. Hydrothermal vent communities (clams, tube worms, crabs etc.) at East Pacific Rise 21°N (courtesy of F.N. Spiess).

ムシ (チューブワーム) とよばれる口も消化管も持たない不思議な環状生物、イガイの仲間、真っ白いエビやカニなどである (写真1)。

ふつう深海に棲む生物が餌とするのは、海洋の表層からマリンスノーとして降下してくる有機物質である。これは、植物プランクトンが光合成によって生産した有機物質をもとにして、海洋表層付近で形成される食物連鎖系から排出される、いわば残りかすである。深さ数 kmの深海底まで分解を免れて落ちてくる有機物の餌の量はたいへん

わずかである。したがって、深海底に生息する生物量は、ふつう 1 g m^{-2} かそれ以下と非常に少ない。ところが、熱水活動域のオアシスに棲息する生物量を見積もってみると、この1万倍というきわめて大きな数字になる。とても海面から細々と降ってくる餌だけで賄える生物量ではない。

深海生物学者たちは、深海のオアシスに密生する生物群集を採取して、それらの代謝過程や体内の構造を詳しく調べた。その結果、これらの熱水性生物群が、化学合成という光合成とは全く別のエネルギー発生機構に依存していることが明らかになった[72]。ここでの一次生産者は、化学合成細菌と呼ばれる特殊なバクテリアである。このバクテリアは、 H_2S (あるいはメタン) を酸化するときに得られるエネルギーを用いて、海水中に存在する無機炭素 (溶存二酸化炭素) から有機物 (自らの体) を合成することができる。すなわち化学合成細菌にとって、熱水に含まれている H_2S は、陸上植物にとっての太陽に相当するエネルギー源である。熱水域におけるシロウリガイやハオリムシの適応戦略は、体内に上記の化学合成細菌を共生させていることである。彼らは、化学合成細菌の必要とする H_2S と、自らの生存に必要な酸素の両方を同時に運ぶことのできる特殊な血液循環系を発達させ、化学合成細菌を養うと同時に、自らが生存するのに必要なエネルギーを効果的に獲得している。

熱水性生物群集は、当然のことながら、熱水活動の起こり方に全面的に依存している。したがって、海嶺の拡大速度、マグマ活動の規模、熱水の化学的性質などが、生物群集の規模や多様性などと密接に関連し、熱水域ごとに特徴的な生物群集を進化させている可能性もある[73]。例えば、先に述べた海底噴火と熱水活動の著しい時間変動は、生物群集の存続に関わる大事件であろう。海底噴火によっていったん壊滅的な打撃を受けた生物群集が、噴火の鎮静後、再び増殖を再開する様子が、東太平洋海嶺やハワイ・ロイヒ海山などで観察されている。また、完全に活動を停止した熱水活動域では、死滅した生物群集の跡を見ることがある。地理的に遠く離れた複数の熱水活動域の間を、生物がどう移動して進化してきたのかという点も、過去のプレートテクトニクスとの関連において、今後の面白い研究テーマである。

8. おわりに

海底熱水活動やそれに伴う熱水ブルームは、多かれ少なかれ、時間変動と無縁の存在ではあり得ない。観測船や潜水船で一度だけ行って観測した状態が、その熱水活動を代表したものとは考えないほうがよい。熱水循環の真の姿を捉えるには、長期にわたる連続モニタリング観測が必要である。そこで、海底に長期間設置することができ、自動的に測定データを蓄積・伝送することのできる連続観測システム（現場化学分析装置）や、自律型水中ロボットによる連続観測が、今後は潜水船による観測と並ぶ重要な観測手段となることが予想される[74]。

地球上に誕生した最初の生命は、地球に海が形成されて間もないころ、海底の熱水環境で生みだされた化学合成細菌の一種ではないかという説が最近有力視されており、一般向けの成書にも詳しく解説されている[75-77]。深海底の熱水循環は、海洋における物質循環という地球化学的観点からも、また生命の起源を探るという生物学的観点からも、今後ますます「熱い」視線を集めることとなろう。

文献

- [1] Mottl, M.J. (1983): Metabasalts, axial hot springs, and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 161-180.
- [2] Corliss, J.B. et al. (1979): Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science*, 203, 1073-1083.
- [3] Lister, C.R.B. (1972): On the thermal balance of a mid ocean ridge. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 26, 515-535.
- [4] Sleep, N.H. (1974): Segregation of magma from a mostly crystalline mush. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 4037-4042.
- [5] Wolery, T.J. and N.H. Sleep (1976): Hydrothermal circulation and geochemical flux at mid-ocean ridges. *J. Geol.*, 84, 249-275.
- [6] Sleep, N.H. and T.J. Wolery (1978): Egress of hot water from midocean ridge hydrothermal systems: some thermal constraints. *J. Geophys. Res.*, 83, 5913-5922.
- [7] Boström, K. et al. (1969): Aluminum-poor ferromanganous sediments on active oceanic ridges. *J. Geophys. Res.*, 74, 3261-3270.
- [8] Clarke, W.B. et al. (1969): Excess ^3He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6, 213-220.
- [9] Clarke, W.B. and M.A. Beg (1970): Excess Helium 3 at the North Pacific geosecs station. *J. Geophys. Res.*, 75, 7676-7678.
- [10] Craig, H. et al. (1975): Excess He-3 in deep water on the East Pacific Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 125-132.
- [11] Lupton, J.E. and H. Craig (1975): Excess He-3 in oceanic basalts: evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 133-139.
- [12] Weiss, R.F. et al. (1977): Hydrothermal plumes in the Galapagos rift. *Nature*, 267, 600-603.
- [13] Lupton, J.E. et al. (1977): Mantle helium in hydrothermal plumes in the Galapagos Rift. *Nature*, 267, 603-604.
- [14] Klinkhammer, G. et al. (1977): Hydrothermal manganese in the Galapagos rift. *Nature*, 269, 319-320.
- [15] Edmond, J.M. et al. (1979): Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 1-18.
- [16] Rise Project Group (1980): East Pacific Rise: hot springs and geophysical experiments. *Science*, 207, 1421-1433.
- [17] Michard, G. et al. (1984): Chemistry of solutions from the 13°N East Pacific Rise hydrothermal site. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 84, 100-108.

- [16] Kim, K-R. et al. (1984): The hydrothermal vent fields in 13°N and 11°N on the East Pacific Rise: Alvin 1984 results. EOS, 65, 973 (abstract).
- [17] Von Damm, K.L. et al. (1985): Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. Geochim. Cosmochim. Acta, 49, 2221-2237.
- [18] Haymon, R.M. et al. (1991): Hydrothermal vent distribution along the East Pacific Rise crest (9°09'-54'N) and its relationship to magmatic and tectonic processes on fast-spreading mid-ocean ridges. Earth Planet. Sci. Lett., 104, 513-534.
- [19] Urabe, T. et al. (1996): The effect of magmatic activity on hydrothermal venting along the superfast-spreading East Pacific Rise. Science, 269, 1092-1095.
- [20] Zierenberg, R.A. et al. (1993): Genesis of Massive Sulfide Deposits on a Sediment-Covered Spreading Center, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge. Econ. Geol., 88, 2069-2098.
- [21] Canadian American Seamount Expedition (1985): Hydrothermal vents on an axis seamount of the Juan de Fuca Ridge. Nature, 313, 212-214. Von Damm, K.L. and J.L. Bischoff (1987): Chemistry of hydrothermal solutions from the southern Juan de Fuca Ridge. J. Geophys. Res., 92, 11334-11346. Butterfield, D.A. et al. (1990): Geochemistry of hydrothermal fluids from Axial Seamount Hydrothermal Emissions Study vent field, Juan de Fuca Ridge: seafloor boiling and subsequent fluid-rock interaction. J. Geophys. Res., 95, 12895-12921.
- [22] Tunnichliffe, V. et al. (1986): Hydrothermal vents of Explorer Ridge, northern Pacific. Deep-Sea Res., 33, 401-412.
- [23] Rona, P.A. et al. (1986): Black smokers, massive sulfides and vent biota at the Mid-Atlantic Ridge. Nature, 321, 33-37.
- [24] Fouquet, Y. et al. (1993): Tectonic Setting and Mineralogical and Geochemical Zonation in the Snake Pit Sulfide Deposit (Mid-Atlantic Ridge at 23°N). Econ. Geol., 88, 2018-2036.
- [25] Murton et al. (1994): Direct evidence for the distribution and occurrence of hydrothermal activity between 27N-30N on the Mid-Atlantic Ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 125, 119-128.
- [26] Langmuir, C. et al. (1997): Hydrothermal vents near a mantle hot spot: the Lucky Strike vent field at 37N on the Mid-Atlantic Ridge. Earth Planet. Sci. Lett., 148, 69-91.
- [27] German et al. (1994): Hydrothermal activity on the Reykjanes Ridge: the Steinaholl vent-field at 63.06°N. Earth Planet. Sci. Lett., 121, 647-654.
- [28] Gamo, T. et al. (1996): Hydrothermal plumes at the Rodriguez Triple Junction, Indian Ridge. Earth and Planetary Science Letters, 142, 261-270. Plüger, W.L. et al. (1990): Discovery of hydrothermal fields at the Central Indian Ridge. Mar. Mining, 9, 73-86. Jean-Baptiste, P. et al. (1992): Hydrothermal 3He and manganese plumes at 19°29'S on the Central Indian Ridge. Geophys. Res. Lett., 19, 1787-1790. Scheirer, D.S. et al. (1998): Detection of Hydrothermal Plumes along the Southeast Indian Ridge near the Amsterdam-St. Paul Plateau. Geophys. Res. Lett., 25, 97-100. German, C.R. et al. (1998): Hydrothermal activity along the southwest Indian ridge. Nature, 395, 490-493.
- [29] Kimura, M. et al. (1988): Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough backarc basin, Japan. Tectonophysics, 145, 319-324.
- [30] Craig, H. et al. (1987): Hydrothermal vents in the Mariana Trough: results of the first Alvin dives. EOS, 68, 1531 (abstract).
- [31] Both, R. et al. (1986): Hydrothermal Chimneys and Associated Fauna in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea. EOS, 67, 489-490.
- [32] Grimaud, D. et al. (1991): Chemistry of hydrothermal fluids from the 47°S active site on the North Fiji Basin Ridge (SW Pacific). Chem. Geol., 93, 209-218.
- [33] Fouquet, Y. et al., Hydrothermal activity and metallogenesis in the Lau back-arc basin. Nature, 349, 778-781.
- [34] Sedwick, P.N. et al. (1992): Chemistry of hydrothermal solutions from Pele's Vents, Loihi Seamount, Hawaii. Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 3643-3667.
- [35] Tsunogai, U. et al. (1994): Peculiar features of Suiyo seamount hydrothermal fluids, Izu-Bonin

- Arc: differences from subaerial volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126, 289-301.
- [36] Seyfried, W.E. Jr. and M.J. Mottl (1995): Geologic setting and chemistry of deep-sea hydrothermal vents. In *The microbiology of deep-sea hydrothermal vents* (ed by D.M. Karl), pp.1-13, Boca Raton, FL: Chemical Rubber Company.
- [37] Bischoff, J.L. (1980): Geothermal system at 21°N, East Pacific Rise: physical limits on geothermal fluid and role of adiabatic expansion. *Science*, 207, 1465-1469.
- [38] Bischoff, J.L. and R.J. Rosenbauer (1984): The critical point and two-phase boundary of seawater, 200-500°C. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 172-180.
- [39] Edmond, J.M. et al. (1982): Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, 297, 187-191.
- [40] Bischoff, J.L. and F.W. Dickson (1975): Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implication for origin of sea-floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, 385-397.
- [41] Seyfried, W.E., Jr. (1977): Seawater-basalt interaction from 25°C-300°C and 1,500 bars: implications for the origin of submarine metal-bearing hydrothermal solutions and regulation of ocean chemistry. Ph. D. thesis, Univ. Southern California, 242 pp.
- [42] Seyfried, W.E. and J.L. Bischoff (1979): Low temperature basalt alteration by seawater: an experimental study at 70°C and 150°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1937-1947.
- [43] Seyfried, W.E. and J.L. Bischoff (1981): Experimental seawater-basalt interaction at 300°C and 500 bars: chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45, 135-147.
- [44] Gamo, T. (1995): Wide variation of chemical characteristics of submarine hydrothermal fluids due to secondary modification processes after high temperature water-rock interaction: a review. In *Biogeochemical processes and ocean flux in the western Pacific* (ed by H. Sakai and Y. Nozaki), TERRAPUB, Tokyo, pp. 425-451.
- [45] Butterfield, D.A. et al. (1999): Seafloor eruptions and evolution of hydrothermal fluid chemistry. In *Mid-Ocean Ridges: Dynamics of processes associated with creation of new ocean crust* (ed by J.R. Cann et al.), 153-170.
- [46] Von Damm, K.L. et al. (1985): Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2221-2237.
- [47] Bourles, D.L. et al. (1991): Beryllium isotope systematics of submarine hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 105, 534-542.
- [48] Valette-silver, J.N. et al. (1987): Beryllium 10 in Hydrothermal Vent Deposits From the East Pacific Ridges: Role of Sediments in the Hydrothermal Processes. *J. Geophys. Res.*, 92, 11364-11372.
- [49] You, C-F. et al. (1994): Boron and halide systematics in submarine hydrothermal systems: effects of phase separation and sedimentary contributions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 123, 227-238.
- [50] Jenkins, W.J. et al. (1978): Excess He-3 and He-4 in Galapagos submarine hydrothermal waters. *Nature*, 272, 156-158.
- [51] Von Damm, K.L. et al. (1985): Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21° N, East Pacific Rise. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 2197-2220.
- [52] Von Damm, K.L. (1995): Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. In *Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions* (ed by S.E. Humphris et al.), 222-247, Washington DC, AGU.
- [53] Wheat, C.G. et al. (1997): Chemical plumes from low-temperature hydrothermal venting on the eastern flank of the Juan de Fuca Ridge. *J. Geophys. Res.*, 102, 15433-15446.
- [54] Gamo, T. et al. (1993): Hydrothermal plumes in the eastern Manus Basin, Bismarck Sea: CH₄, Mn, Al and pH anomalies. *Deep-Sea Res.*, 40, 2335-2349.
- [55] Lupton, J.E. and H. Craig (1981): A major helium-3 source at 15° S on the East Pacific Rise. *Science*, 214, 13-18.

- [56] Lupton, J.E. (1995): Hydrothermal plumes: near and far field. In Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions (ed by S.E. Humphris et al.), 317-346, Washington DC, AGU.
- [57] Baker, E.T. et al. (1987): Cataclysmic hydrothermal venting on the Juan de Fuca Ridge. *Nature*, 329, 149-151.
- [58] Nojiri, Y. et al. (1989): Hydrothermal plumes along the North Fiji Basin spreading axis. *Nature*, 342, 667-670.
- [59] Lupton, J.E. et al. (1989): Variable He-3/heat ratios in submarine hydrothermal systems: evidence from two plumes over the Juan de Fuca ridge. *Nature*, 337, 161-164.
- [60] Baker, E.T. et al. (1995): Hydrothermal event plumes from the CoAxial seafloor eruption site, Juan de Fuca Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 147-150.
- [61] Massoth, G.J. et al. (1995): Observations of manganese and iron at the CoAxial seafloor eruption site, Juan de Fuca Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 151-154.
- [62] Cannon, G.A. et al. (1995): Fate of event hydrothermal plumes on the Juan de Fuca Ridge. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 163-166.
- [63] Cowen, J.P. and E.T. Baker (1998): The 1996 Gorda Ridge event detection and response activities: historical perspective and future implications. *Deep-Sea Res. II*, 45, 2503-2511.
- [64] Baker, E.T. (1998): Patterns of event and chronic hydrothermal venting following a magmatic intrusion: new perspectives from the 1996 Gorda Ridge eruption. *Deep-Sea Res. II*, 45, 2599-2618.
- [65] Haymon, R.M. et al. (1993): Volcanic eruption of the mid-ocean ridge along the East Pacific Rise crest at 9° 45-52'N, direct submersible observations of seafloor phenomena associated with an eruption event in April 1991. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 119, 85-101.
- [66] Butterfield, D.A. and G.J. Massoth (1994): Geochemistry of north Cleft segment vent fluids: temporal changes in chlorinity and their possible relation to recent volcanism. *J. Geophys. Res.*, 99, 4951-4968.
- [67] Von Damm, K.L. et al. (1995): Evolution of East Pacific Rise hydrothermal vent fluids following a volcanic eruption. *Nature*, 375, 47-50.
- [68] Butterfield, D. A. et al. (1997): Time series chemistry of hydrothermal fluids from the Southern East Pacific Rise, 14-18°S. *EOS Trans. AGU*, 78(46) F706 (abstract).
- [69] Ishibashi, J. et al. (1999): Geochemical studies of hydrothermal activities along the S-EPR by Shinkai6500 (2) (in Japanese, with English abst.). *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, 14, 53-59.
- [70] Campbell, A.C. et al. (1988): A time series of vent fluid compositions from 21°N, East Pacific Rise (1979, 1981, 1985) and the Guaymas Basin, Gulf of California (1982, 1985). *J. Geophys. Res.*, 93, 4537-4549.
- [71] Gamo, T. et al. (1996): Chemical characteristics of hydrothermal fluids from the TAG mound of the mid-Atlantic Ridge in August 1994 : implications for spatial and temporal variability of hydrothermal activity. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3483-3486.
- [72] Childress, J.J. et al. (1987): Symbiosis in the Deep Sea. *Sci. Amer.*, 256, 107-112.
- [73] Juniper, S.K. and V. Tunnicliffe (1999): Crustal accretion and the hot vent ecosystem. In *Mid-Ocean Ridges* (ed by J. Cann et al.), Cambridge Univ. Press, 265-280.
- [74] 蒲生俊敬 (1996) 「海洋の科学：深海底から探る」, NHKブックス787, 210 pp.
- [75] 柳川弘志 (1989) 「生命の起源を探る」, 岩波新書 (赤68), 223 pp.
- [76] 大島泰郎 (1995) 「生命は熱水から始まった」, 東京化学同人, 144 pp.
- [77] 酒井均 (1999) 「地球と生命の起源」, 講談社ブルーバックス (B1248), 305 pp.

Incorporation of Rare Earth Elements into Molecular Fractions of HeLa Cells Treated with ^{141}Ce , ^{160}Tb and ^{170}Tm

Yoshiko TANAKA, Yukihiro NAKANO, Kenichi KAWAI, Noriko FUJII
and Mitsuhiko AKABOSHI

Research Reactor Institute, Kyoto University
Kumatori, Sennan, Osaka 590-0494, Japan

(Received July 2, 1999; Accepted August 26, 1999)

HeLa S-3 cells were treated with the mixture of ^{141}Ce , ^{160}Tb and ^{170}Tm for 30 – 180 min at 0 or 37°C, and the radioactivities of these RE incorporated into the cellular fractions were measured using a Ge-detector coupled to a multichannel analyzer. The experiments revealed that all rare earth elements (REEs) tested bound to proteins in preference to DNA and RNA. The rate of binding of REEs to proteins was so rapid that 30 or 60 min under these conditions was enough to complete the process. More than 90 % of Tb and Tm and more than 80 % of Ce added bound to the protein fraction after a 60 min-incubation. It should be noted that REEs seem to recognize their counterparts in their combinations. Namely, Tb- and Tm-distribution in the protein fraction was higher than in the nucleic acid fractions, while Ce tended to distribute in the DNA and RNA fractions.

Key words : HeLa cell, Rare earth element, ^{141}Ce , ^{160}Tb , ^{170}Tm , protein fraction



培養 HeLa 細胞への希土類元素の取り込み

田中愛子、中野幸広、河合建一、藤井紀子、赤星光彦

京都大学原子炉実験所

大阪府泉南郡熊取町野田(〒590-0494)

はじめに

Laに始まりLuに終わる15種類の元素はランタノイドまたは希土類元素(Rare Earth Element)と呼ばれる。その名は、この族の元素が互いに性質を同じくし、純粋に取り出すことが難しかったために、存在量が少ないと信じられてきたことに由来する。実際には、Ce、La等存在量の多い希土類元素は火成岩中にもCoやZnと同程度に含まれているし、存在量の少ない方に属する希土類元素でもAuやAgよりも含量が高い。これら元素のもつ多彩な物理的、化学的特徴は近年、電気工業、ガラス工業、自動車産業、陶磁器産業等々の領域で広く利用され、従って環境へ排出される可能性も高まってきた。しかし、前述したCeとLaは、海洋中にも江上不二夫博士¹⁾が提唱した「生物学的臨界濃度」以上に溶存しており、かつ多様な特色のある作用をもつにもかかわらず、これらの希土類元素が何らかの生物にとって必須元素であるとする根拠はこれまでのところ報告されていない。

そこで、本研究グループでは“希土類元素と生物との関わり”を明らかにすることを目的とする総合的な実験研究に取り組むことにした。この実験研究は、具体的研究課題として大きく二分される以下の課題の下に進められてきた。

一つは、シダ類を始めとする各種動植物体内の希土類元素濃度を放射化分析やICP-MSを手段として調べ、これらの生物が希土類元素を集積するかどうか、また集積される希土類元素間に特異性があるかどうかを追求することであった。その結果、シダ植物がその葉組織中に希土類元素を特異的に集積すること²⁾、また二種類の希土類元素間の対数散布図を調べると、EuおよびTbの二元素と他の元素含量との間に特異な相関があることが判った^{3,4)}。

さて、我々が詳細に行ってきたシダ植物を実験材料として用いた研究では、個体当たりの各元素の測定値に3~4桁に上るばらつきがあるために、異なる二元素間の散布図をとって、元素間の相関を調べることを手法として利用せざるを得ない経過

があった。そこで、我々は実験条件を一定にすることが容易と考えられる哺乳動物培養細胞を実験材料とし、ICP-MS を分析手段として用い、希土類元素の細胞への集積をより精確に評価することを試みた⁵⁾。その結果、培養細胞が希土類元素を培地中に存在する濃度よりも元素によっては 14.7 倍～31.8 倍もの高い濃度で細胞中に濃縮することを見た。本論文では、この集積の動態を詳しく調べることを目的として希土類元素の放射性同位元素(RI)を作り、これを細胞に投与することによって得られた実験結果について報告する。

材料と方法

HeLa 細胞：HeLa S-3 細胞は 10 % の子牛血清と 1 mM L-glutamine を補充した MEM (Minimum Essential Medium) を培養液に、95 % air プラス 5 % CO₂ の雰囲気中、37 °C の条件下において、当研究室で継代培養されているものを用いた。クリーンベンチ内で培地を抜き、トリプシン処理することによって得られた HeLa 細胞浮遊液を MEM 液で洗浄した。

RI の調製：便宜上、軽希土、中希土、重希土というように分類される希土類元素の中から、原子炉の(n, γ)反応を利用して調製し易い ¹⁴¹Ce (半減期 : 32.5 d)、¹⁶⁰Tb (72.4 d)、¹⁷⁰Tm (129 d) を選んだ。すなわち、¹⁴⁰Ce、¹⁵⁹Tb、¹⁶⁹Tm の酸化物(5 mg、0.5 mg、0.5 mg) を京都大学原子炉(KUR)の水圧輸送管(熱中性子束密度: 8.15 × 10¹³ n/cm²/sec) で 75 時間照射、30 日間の冷却期間を置いて、Tb と Tm にはキャリアーとしてそれぞれ親化合物を 4.5 mg 加えた後、HNO₃ 溶解—蒸発乾固—HCl 溶解—蒸発乾固操作を 3 回繰り返し、各 1 ml の蒸留水に溶解した。実験には各溶液から 50～200 μl をとり混合して用いた。

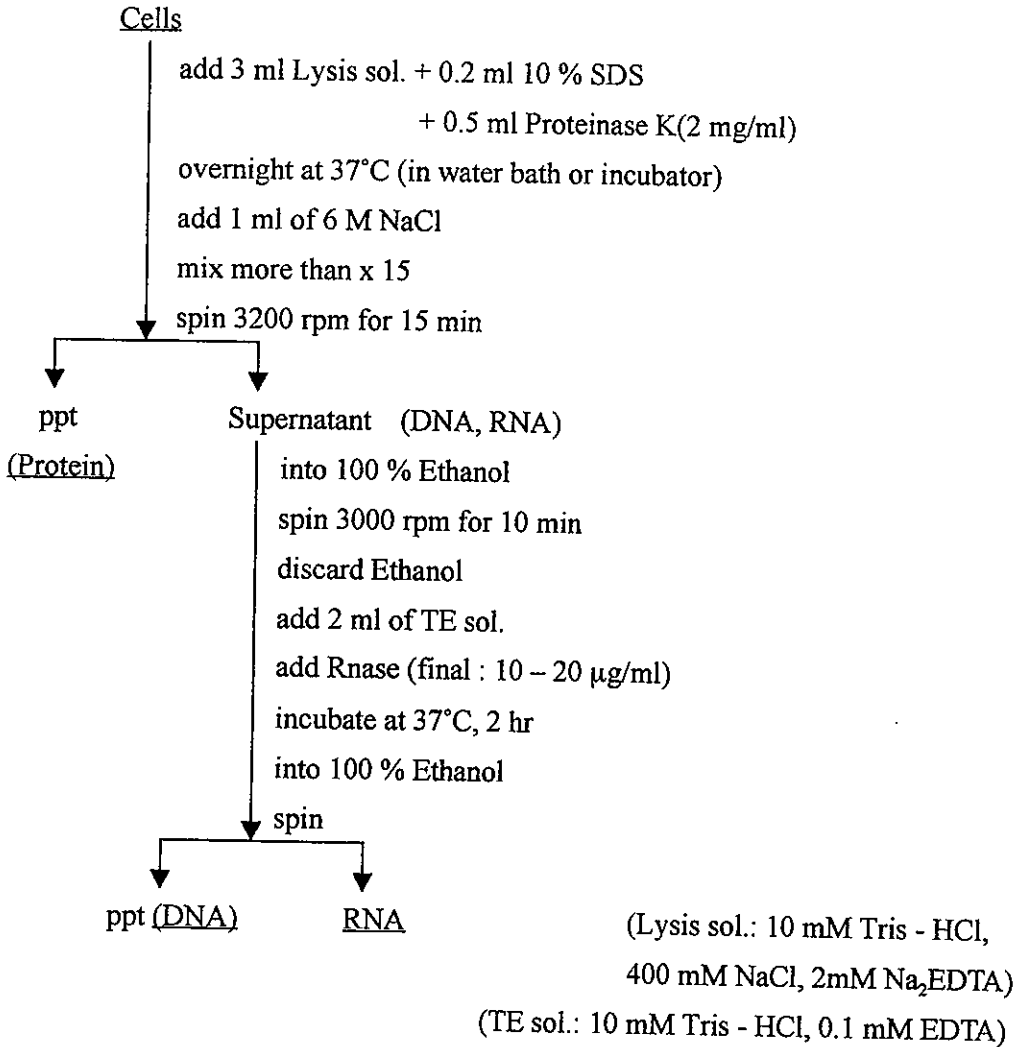
細胞と細胞分画：HeLa 細胞は培養液を除き、蛋白質(血清)を含まない MEM 培地に 10⁷ cell/ml となるよう浮遊させたものを用いた。通常の細胞(生細胞)と煮沸水に容器のまま 5 分間浸して殺した細胞(殺細胞)とに大きく 2 分し、それぞれ 1 ml に対して上記 RI 混合液を 10 μl 加えて、0 または 37°C において 30～180 分間培養した。処理後直ちに冷生理的食塩水 1 ml で洗浄し、遠心分離によって上澄み分画と細胞分画とに分離した。この操作を 2 回行った後、それぞれの分画中の放射能を測定した。次に細胞分画を Miller 法⁶⁾に従ってさらに分画し、DNA、RNA および蛋白質分画に分離して、それぞれの放射能を測定した。

放射能測定：Ge(Li)半導体検出器を備えるマルチチャンネル波高分析器で測定し、¹⁴¹Ce(145 keV)、¹⁶⁰Tb(86.8 keV)、¹⁷⁰Tm(84 keV)のγ線ピーク面積から各分画中の ¹⁴¹Ce、

培養 HeLa 細胞への希土類元素の取り込み

^{160}Tb 、 ^{170}Tm の放射能を分離・測定した。

Schematic illustration showing the extraction process



結果および討論

一例として Fig. 1 に、 γ 線スペクトラムを示す。

Fig.1(a)は 37°Cにおいて 1 時間培養した生細胞から得た細胞分画側の γ 線スペクトラム、(b)は標準 RI 混合液のスペクトラムであるが、大きな違いは認められない。

細胞内に取り込まれた REE には、種類による違いは無いかのように思われる。事実、培養の時間経過を調べた Fig. 2 を見ても、そのことは明瞭である。

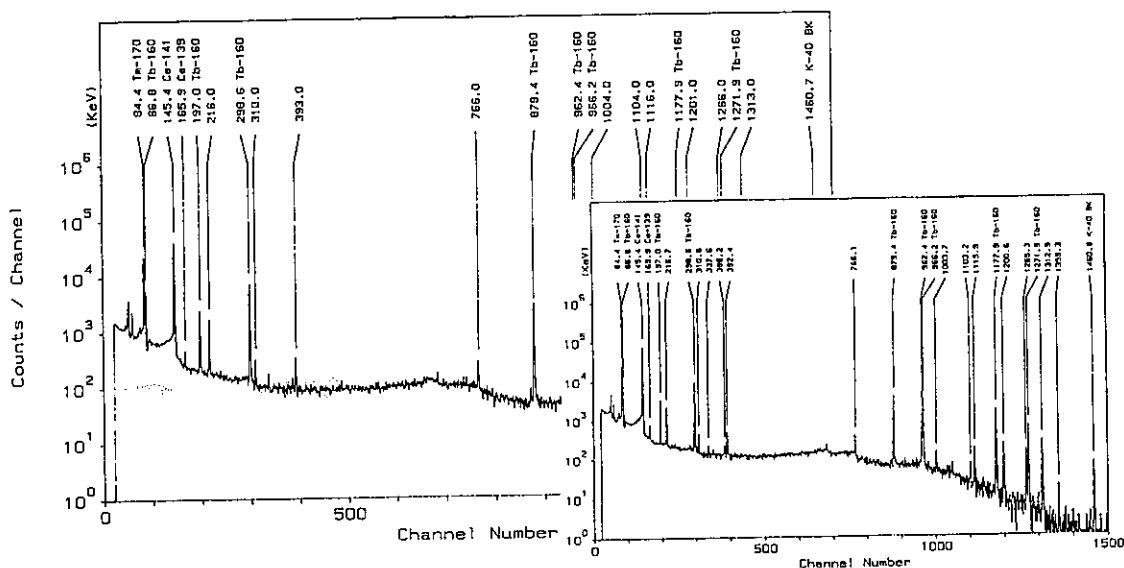


Fig. 1-a, γ ray spectrum of RI-treated cells.

1-b, γ ray spectrum of RI-mixture for standard use.

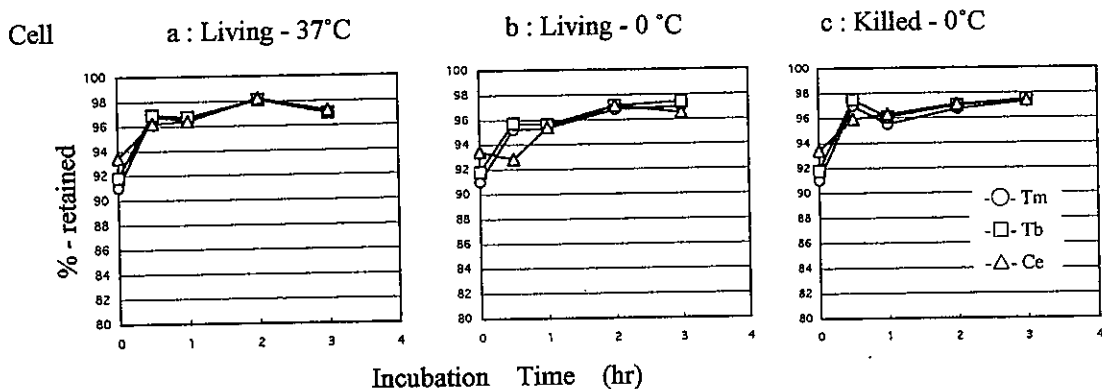


Fig. 2 RI-distribution in the cellular fraction of treated cells

すなわち、Fig. 2 の (-a) は 37°C で、また (-b) は 0°C で培養した生細胞の、さらに (-c) はコントロールとして調べた 0°C 培養の殺細胞への希土類元素の取り込みに対する時間経過を表しているが、処理の違いによる希土類元素の集積の経過や希土類元素の種類による違いは観察されない。すべての希土類元素が時間とともに素早く飽和に達し、あとは増減もほとんど見られない。細胞の生死と培養温度の違いも、集積パターンに影響を与えてはいない。いずれのケースにおいても投与した RI の 90% 以上が細胞側に分布することは注目し得る。しかし、この細胞をさらに DNA、RNA、蛋白質というように細胞内高分子分画毎に分けて測定した場合には (Fig. 3)、

それぞれの分子種の違いによる希土類元素の取り込みパターンの違いが観察され、極めて興味深い。

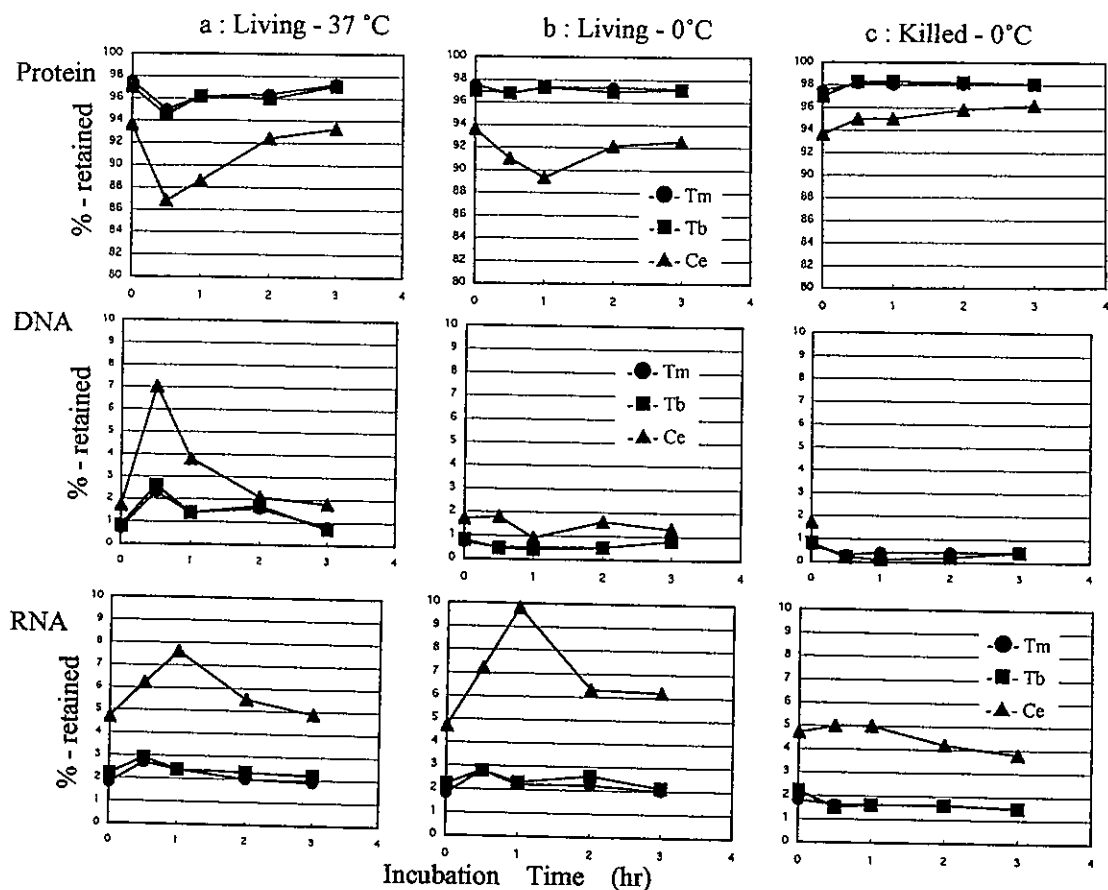


Fig. 3 RI-distribution in the DNA, RNA and protein fractions of treated cells

すなわち、図から明かなように、Tb と Tm とはいずれの分子種に対しても類似した結合パターンを示すのに対して、Ce だけは先の二者とは異なった挙動を示す。特に目立つのは、Tb と Tm が蛋白分画との結合において Ce より高い傾向が見られるのに対し、Ce は DNA および RNA 分画との結合において他の二者を凌駕する。要するに、希土類元素は結合する相手の分子種の違いを認識するかのようである。

References

1. F. Egami, Minor elements and evolution. *J.Mol. Evol.* 4, 113-120 (1974)
2. J. Takada, K. Nishimura, M. Akaboshi, T. Matsubara and M. Koyama, Element content in a number of plant leaves and accumulation of some elements in typical plant species. *J. Radioanal. Nucl. Chem.* 217, 65-70 (1997).

3. J. Takada, T. Sumino, K. Nishimura, Y. Tanaka and M. Akaboshi, Determination of rare earth elements in fern leaves using instrumental neutron activation analysis. *J Radioanal. Nucl. Chem. Letters.* 214, 103-116 (1996).
4. J. Takada, K. Nishimura, T. Sumino, Y. Tanaka and M. Akaboshi, Correlation between lanthanide contents in fern leaves. *Toxicol. Environ. Chem.* 58, 131-141 (1997).
5. Y. Tanaka, K. Kawamoto, K. Kawai, J. Takada, N. Fujii and M. Akaboshi, Bioaccumulation of Rare Earth Elements in Cultured HeLa Cells. *Biological Trace Element Research.* 71, (1999)
6. S. A. Miller, D. D. Dykes and H. F. Polesky. A simple salting out procedure for extracting DNA from human nucleated cells. *Nucleic Acids Res.*, 16, 1215 (1988).

ISSOL '99 報告

小林 憲正

横浜国立大学工学部 (〒240-8501 横浜市保土ヶ谷区常盤台 79-5)

第 12 回国際生命の起源学会および第 9 回 ISSOL 会合(12th International Conference on the Origin of Life and 9th ISSOL Meeting; ISSOL '99) が 1999 年 7 月 11 日(日)～16 日(金)に、米国カリフォルニア州 La Jolla にあるカリフォルニア大学サンディエゴ校でスクリップス海洋学研究所の J. Bada を大会委員長として開催された。この国際会議は概ね 3 年に一度開催され、前回は 1996 年にフランス、オルレアンで開催されている。今回は、22 ヶ国からの 200 人余りが参加し、内、日本からは学生 6 名を含む 27 名が参加した(これは 100 余名の米国に次ぐ)。

セッションはすべて、ラホヤのダウンタウンから離れたキャンパス内で開かれた。オーラルセッションは、前生物合成(月曜日)、光学活性の起源・地球外有機物・古地球化学(火曜日)、複製/触媒(水曜日)、最小のゲノム(木曜日)、圏外生物学(金曜日)の順で行われ、月・火・木の夕方、ポスターセッションが開催された。今回の目新しい点は、一部、2 会場でのパラレルセッションが導入されたことである。ただ、例えば前生物合成のセッションを 2 会場で同時に行うなど、似たセッションを同時進行させたため、興味ある分野の講演が一部聞けない、などの問題点が起きた。また、Miller, Oro, Orgel らの世代が幾分おとなしくなり、主力が次の世代に移ったように感じられた。

通常のセッションの他、火曜日の夜には Freeman Dyson による公開講演も行われた。Dyson は生命の起源分野でも Dyson 球や「おもちゃのモデル」などで有名な物理学者であるが、今回はスライドなどを一切使わず、ことばだけの 1 時間余の講演で、Gabbage Bag World の提唱などを含むものであった(近々、「生命の起源」の改定版を出すとのことである)。

事務的な面では、火曜日・木曜日に役員会(Executive Council Meeting)が開かれ、金曜日には総会が開かれた。大会前に行われた選挙の結果、1999-2002 年の ISSOL の会長は W. Schopf (UCLA)、副会長は A. Lazcano (メキシコ大) と F. Raulin (パリ大)、書記は G. Homeck (DLR)、会計は D. W. Deamer (UCSC) に決まった。主要な議題のひとつが、次回以降の開催地で、2002 年 7 月の開催地は、メキシコのオアハカに決定した。2005 年はまだ未定であるが、会長・副会長らはアジアでの開催を強く希望し、すでに立候補しているインド以外に中国、日本にも立

候補するよう、要望している。なお、ISSOLの学会誌である *Origins of Life and Evolution of Biosphere (OLEB)* は J. P. Ferris が長らく編集長を勤めていたが、来年からオランダの A. W. Schwartz にバトンタッチされることとなった。

金曜日の夜、恒例の学会晩餐会が La Jolla Hilton Hotel で開催された。この中で、ISSOL Fellow (特別会員) の発表と Urey Medal の授与が行われた。Fellow には A. Brack, S. Chang, A. G. Cairns-Smith, V. I. Goldanskii が、選ばれ、学会賞に相当する第2回の Urey Medal (Oprarin Medal と交互に授与) は、A. W. Schwartz に与えられた。なお、数名の学生による学会のトピックス、印象記などが本号に別途掲載される予定である。

ISSOL は、現在、37ヶ国の470名の会員を有する、生命の起源に関する唯一の国際学会である。米国からの会員が230名と、全体の約半数を占め、次はぐっと少なくなり、日本(41名)、フランス(26名)、ロシア(22名)と続く。年会費は現在、正会員(投票権あり)が25ドル、準会員(学生など)は15ドルであり、会員には ISSOL Newsletter が配布される。若い会員は学会参加時の旅費補助を得ることもできる(本学会時、日本からの3名の学生会員が旅費補助を受けた)。

現在、ISSOL は会員の拡充計画を行っています。入会希望者は小林までご連絡下さい。

連絡先： 〒240-8501 横浜市保土ヶ谷区常盤台 79-5

横浜国立大学工学部

電話・ファックス 045-339-3938

E-mail kkensei@cms.ynu.ac.jp (8/16 より変更になりました)

第12回「生命の起源」国際会議に参加して

藪田ひかる（筑波大・大学院）

今回のISSOLは、私にとって初の国際学会参加というだけでなく、家族を頼らずに海外に滞在する初めての機会でもあったので、この1週間に起きたこと全てが新鮮な体験ばかりでした。語学力の不足は感じましたがとにかく、1人でも多くの研究者と交流することを第一の目的として臨んだつもりです。

特に、同じ女性の研究者がどんなことを研究しているのかに注目していたのですが、Parallel sessionでそれぞれ発表を行ったLuann BeckerとBernard Foingは、偶然にも私が興味を抱いている分野に携わっていました。しかもその発表スタイルは、まだ若いと思われるのに自信に満ちあふれ、もし多くの日本人研究者が見ていたら多少生意気にも映るだろう程に堂々としていました。ただ外見だけがそうではないというのもスピーチを聴いていて十分伝わってきました。やはり、パフォーマンスがそこまでできるということは、彼女達の真面目な研究活動と細部まで知識が行き届いていることの表れだと感じ、大きな刺激を受けました。また、二人とも”少しのことでは動じない強い女”というイメージがあり、男性研究者の圧倒的に多いこの世界では、それくらいでないとやっていけないのかもしれないとも思いました。現在私が所属している研究室では、学年としては私も上の立場にありますが、当然ながらその上にはとてつもなくまだまだ高いレベルの世界が存在していることを今回の国際学会で実感しました。そして現状に甘んじず、よい意味で常に戦っていく野心が芽生えてきています。

また、学会という形を超え、世界各地から集まった多くの人々と言葉を交わし知り合えたことで、人間的にも世界が広がった気がします。将来、海外で研究してみたい気持ちが強まりました。あと、その時は変に思わなかったのですが、大学寮でルームメイトが皆男の人達ばかりという中、女の私が洗面所でひとり髪を乾かしていても不審な顔ひとつせず『Hi.』と声をかけてくれたみなさんをありがたく感じています（バス・トイレ共有で、しかもシャワー室のさえぎりがカーテンしかなかったというのは、あとで考えてみれば部屋割りは手ちが良かったのだろうかと…）。そして、1週間自分がこんなにもものびのび過ごすことができたのも、やはり同じ研究室の仲間、日本から来た学生の方達の存在が心の中で支えとなってくれたからこそだと思います。あらためて感謝します。

次回こそは、私も研究発表を行い、研究者としての自分をアピールすることができるよう努力したいと思います。

最高の経験でした。国際学会、やみつきになりそうです。

ISSOL での発表を終えて

潮 賢太郎・鶴田 友博 (横浜国立大学 工学部)

7月11日から16日までアメリカ・カリフォルニア大学・サンディエゴ校 (UCSD) において第12回国際生命の起源学会および第9回 ISSOL 会合に学生 (準会員) として前生物合成の分野で、模擬原始大気実験における、放電実験・陽子線照射でのアミノ酸の生成機構 (潮)・陽子線照射での原始エステラーゼの検索 (鶴田) についてのポスターセッションに参加いたしました。

私達にとっては、はじめての海外での学会でした。研究結果を英語で発表することは、大変ではありましたが、質問してくださった方々は、熱心に説明を聞いてくださり、また様々なアドバイスを頂きました。また大阪府立大学や「生命の起源および進化学会」若手の会における夏の学校 (今年は、8月9日から11日まで長岡で開催されました。参加者は随時募集中です。来年は筑波大学で行われる予定 :yamachan@first.tsukuba.ac.jp) で毎年情報交換している筑波大学の日本人学生達や、海外のわりあい年齢の近い方々とも十分にディスカッションする機会もあり、多くの情報を交換することが出来ました。例えば学会では前生物合成以外に様々な分野のセッションも行われていました。分野外のことでしたが、アラバマ大学の研究生と話すことができたことにより、違う方面から生命の起源を見なおしました。

アメリカ・カリフォルニア大学・サンディエゴ校は、広大な敷地を持っており、空いていた時間での散策はかなりの時間を要しました。大学内の生協で自転車を借り、学内を走り回りましたが全部を回りきることは出来ませんでした。学会開催中も私達が学内にある情報処理センターで電子メールの送受信などが出来るように配慮されていました。また、滞在は UCSD の学生が通常使用している寮施設でした。私達は相部屋でしたが、学生が泊まるには十分であり、朝食・昼食のカフェテリアでの食事もおいしく頂きました。キャンパス内には、私達の研究の根本にあるミラーの実験室があり、それを拝見できたことで、新たな研究意欲を掻き立てられました。セッション以外にも、大学付属の水族館での夕食、広大な敷地をもつ動物園見学、最後のヒルトンホテルでの晩餐会など様々なイベントが催されました。このように、非常に貴重な時間を過ごすことが出来ました。これを読んでいる若い学生はぜひ研究を進めて参加されることを勧めます。

最後に旅費の補助をして下さった ISSOL に感謝します。

新刊書のお知らせ

"Advances in BioChirality"

Elsevier Science, 1999, ハードカバー, 416ページ

G.Pályi C.Zucchi, L.Caglioti 編

定価 US\$ 175.00/NLG 345.00

生命の起原及び進化学会会員特別価格：30%割引 US\$ 122.5/NLG 241.5

自然界におけるchiralityの問題は生物学や生命活動にとって重要な問題であるがその起源や成り立ちについては未だにわかっていない。本書は化学、物理学、トポロジー、古生物学、生物学、宇宙科学、薬学など様々な分野の第一線の研究者によって書かれたhomochiralityに関する学際的な興味深い本である。

編者のModena大学G.Pályi教授自身も生命の起原及び進化学会会員であり、今回の本出版に当たり生命の起原及び進化学会会員の皆様には30%割引の特別価格で販売されることになっております。

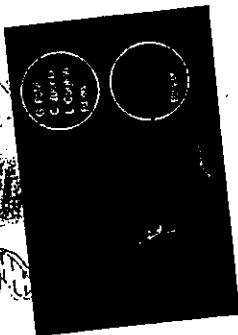
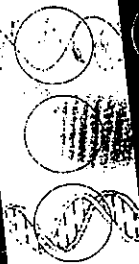
詳細はwww.elsevier.nl/locate/isbn/0080434045まで。

ご注文は184ページの注文用紙に所定事項をご記入の上、直接Elsevier Scienceへお申し込みください。

Elsevier Science
Direct Marketing Department
PO Box 880
1000 AW Amsterdam
The Netherlands
TEL : +31-20-485-3757
FAX : +31-20-485-3432
E-mail: nlinfo-f@elsevier.nl

(文責 藤井紀子)

Advances in BioChirality



SAVE 30%

Advances in BioChirality

Edited by
G. Pályi, University of Modena, Italy
C. Zucchi, University of Moedena, Italy
L. Caglioti, "La Sapienza", Italy



An imprint of
 Elsevier Science

ORDER FORM

Advances in BioChirality

YES! Please send me ___ copy(ies) of *Advances in BioChirality* (ISBN: 0-08-043404-5) at 30% discount US\$122.50/NLG241.50 (full price US\$175.00/NLG345.00) plus VAT or the equivalent.

YES! I am a participant of the Conference of the Society of the Origins of Life. This special rate only applies to participants of ISSOL '99. Please complete this order form and send it to your nearest Elsevier Science office.

Name (please print) _____ Department _____
 Position _____
 Organisation _____
 Address _____
 Region/State _____ Post/Zip Code _____
 Country _____ Tel _____
 Fax _____ E-mail _____

NLG (Dutch Guilder) prices apply to customers in Europe and Japan. US\$ prices apply to customers in all other countries. Prices and proposed publication dates are subject to change without prior notice.

PAYMENT DETAILS

- Please send a pro forma invoice.
- Cheque/money order/UNESCO coupon enclosed made payable to Elsevier Science.
- I wish to pay by credit card (accepted from individuals only).
 Your credit card will be debited including VAT when applicable.

Visa American Express MasterCard

Card No. _____ Expiry Date _____
 Signature _____ Date _____

Order value subtotal NLG/US\$ _____ Non-UK EU (European Union) residents must either state VAT number here _____ or add VAT (or your country's equivalent @ _____ % Total NLG/US\$ _____

SEND YOUR ORDER TO:

For customer in the Americas:

Elsevier Science
 PO Box 882
 New York, NY 10159-0882, USA
 Tel: (+1) 212-633-3730 - Fax: (+1) 212-633-3680
 Toll-free for customer in the USA and Canada:
 1-888-437-436
 E-mail: usinfo@elsevier.com

For customers in other localions:

Elsevier Science
 Direct Marketing Department
 PO Box 880
 1000 AW Amsterdam
 The Netherlands
 Tel: (+31) 20-485-3757 - Fax: (+31) 20-485-3432
 E-mail: nlinfo@elsevier.nl

☆ 学会誌 Viva Origino 投稿規定

I. 論文の種類

投稿は、以下の区分1～3のいずれかに分類する（Ⅲ-4参照）。

1. Review：解説または総説。
2. Article：オリジナルな研究結果の報告。
3. News and Views：
 - a) 研究報告，解説，総説に対するコメント。
 - b) 研究に対するプリンシプル，アイデア，意見。
 - c) 国内外の関係学会報告。
 - d) 教育・研究体制に関する意見。
 - e) その他。

II. 論文の体裁

1. 使用言語は日本語または英語とする。
2. Review および Article については、本文が英文の場合は和文要旨を、また本文が和文の場合は英文の要旨を添える。
3. 著者名の下に所属機関の名称・所在地・郵便番号を付記する。
4. 引用文献は、引用順に肩つきの通し番号で表示し、本文末尾に引用文献表を付してまとめる。雑誌の省略表示は、Chemical Abstract 等に採用されている標準表示の様式に従う。
5. 図表および写真は下記の基準によって準備する。
 - a) 図および写真には Fig. 1, Fig. 2 等、また表には Table 1, Table 2 等の通し番号をつける。
 - b) 原図は黒インクで明確に墨入れし、そのまま写真製版できる仕上がりとする。写真はプリントした陽画とする。
6. 単位と記号は、国際的に慣用されているものを用いる。単位は CGS (MKS) 系または SI 系を原則とし、両者を混用しない。
7. 術語および略語は、IUPAC-IUB の勧告を基準とする。化合物名等で英語表記がよいと判断されるものは、英語表示とする。その他は一般に関係学会誌等で使用されているものにならう。
8. 和・英文とも原稿作成にあたっては、それぞれの手引きを参照のこと。

III. 論文の提出と受理

1. 原稿原本のほかにコピー1部を添えて Viva Origino 編集委員会事務局（以下、事務局という）に提出する。
2. 投稿受理日は、原稿が事務局に到着した日とする。ただしレフェリーの指摘による訂正などで、再提出

がいちじるしく遅れる場合には、再提出日を受理日とすることがある。

3. 採否は、事務局が依頼したレフェリーの審査を経て決定する。
4. 投稿区分はレフェリーの意見を参照の上、事務局が承諾を得て決定する。

IV. 投稿の資格

1. 著者は、生命の起原および進化学会の会員であるか、あるいは会員の紹介を経ることが望ましい。
2. 会員以外の著者に原稿を依頼することができる。

V. 校正

校正は、事務局が形式の統一等に関して校正した後、著者の責任において行う。校正段階での新たな変更等は、技術的な理由から原則として認めない。

VI. 掲載経費の負担

製版・トレース等、別途の費用が必要な場合の実費は、著者が負担する。

VII. 別刷

著者は、校正に同封した申込用紙により別刷を有料で申込むことができる。

☆ 写真製版英文原稿作成の手引き

英文原稿は原寸大の写真製版（和文要旨を除く）とするので、以下の規定による。

1. タイプの文字は elite 12ピッチ、シングル・スペースとし、鮮明に印字する。
2. 厚手のタイプ用紙を用い、横14cm×縦21cmの枠内に収める。
3. 第1ページに表題、著者名、所属機関等を、この順序に記す。
 - ア) 表題は大文字とし、9行目から始める。
 - イ) 表題のあと、4行あけて著者名を記す。
 - ウ) 著者名のあと、1行あけて著者の所属と所在地（郵便番号付記）を英文で記す。
 - エ) 所在地のあと、4行あけて ABSTRACT を記す。
 - オ) 1行あけて KEY WORDS (10語以内) を記す。
4. 原寸大の図表は所定の位置に貼る。縮尺を要する図表は別紙に記し、本文には相当する空白を設け、空白中央に図表番号を鉛筆で指示する。
5. 見出しは、区切りの大きいものから順に下記ア)～ウ)の通りとする。各見出しのゴチ指定、改行等については、既刊の実例にならう。
 - ア) ORIGIN OF LIFE . . . のごとく、全部大文字

とし、左端から記す。見出しの上を2行あけ、下を1行あける。

イ) Origin of life . . .のごとく、最初の1文字のみ大文字とする。見出しの上を1行あけ、下を1行あける。

ウ) 文節の最初に記し、文頭を下げない(インデントなし)。Origin of life.のごとくアンダーラインを引き、ピリオドを打ち、行を変えずに文章を続ける。

6. 各ページとも、タイプ枠外の右上隅に第一著者名とページを鉛筆で記す。この記入は整理のためであり、印刷されない。

7. 別に和文要旨を添える。要旨冒頭に和文表題、著者名、所属機関、その所在地(郵便番号を付記)を、この順序に記す。要旨本文の長さはなるべく400字以内とする。

☆ 写真製版和文原稿作成の手引き

和文原稿も英文原稿同様直接写真製版が可能な原稿をワープロを用いて作成することが望ましい。

1. 文字は24ドット以上の明朝体とする。

2. 厚手の用紙を用い、横17cm×縦25cmの枠内に1行40文字、40行を印字する。すべての文字および図、表、写真は80%に縮小されて印刷される。

3. 第1ページに、表題、著者名、所属機関とその所在地(郵便番号付記)をこの順に記す。

ア) 表題は4倍角文字とし、4行目から始める。文字の大きさが変えられない場合はそのまま(全角)の文字を使う。

イ) 表題のあと、4行あけて、著者名を記す。

ウ) 著者名のあと1行あけて、著者名、所属とその所在地(郵便番号付記)を記す。

エ) 所在地のあと、4行あけて、本文を記す。

4. 見出しは、区切りの大きいものから順に下記ア)～ウ)の通りとする。

ア) 1, 2, 3, . . .

イ) 1-1, 1-2, . . ., 2-1, 2-2, . . .

ウ) a), b), c), . . .

各見出しのゴチ指定、改行等は既刊の実例にならう。

5. 図、表、写真は所定の位置に貼る。図、表、写真の番号、表題、説明は和文原稿の場合にも英文で記すことが望ましく、そのまま写真製版出来るよう図、写真の下、表の上および下に記す。

6. 和文原稿の場合には英文要旨をつける。

英文要旨冒頭には、表題、著者名、所属機関、その所在地(郵便番号付記)をこの順で記す。続いて、4行あけた後、ABSTRACT, KEY WORDS (10語以内)を記す。

7. 英文要旨は英文原稿作成の手引きを参考にして記す。

8. 英文要旨は表題からKEY WORDSまで含めて1頁以内に納める。

☆ 和文原稿作成の手引き

1. 原稿は400字詰め原稿用紙に横書きで記す。ワープロを使用の場合は、25字×16行とする。

2. 第1ページに和文表題、著者名、所属機関、その所在地(郵便番号を付記)を、この順序に記す。第2ページには英文要旨を記す。第3ページ以下に本文を記す。

3. 見出しは、区切りの大きいものから順に下記ア)～ウ)の通りとする。各見出しのゴチ指定、改行等は、既刊の実例にならう。

ア) 1, 2, 3, . . .

イ) 1-1, 1-2, . . ., 2-1, 2-1, . . .

ウ) a), b), c), . . .

4. 図、写真および表は別紙とし、原稿中にはそれぞれの挿入箇所を指定する。

5. 和文原稿の場合にも、図、写真および表の表題および説明文は英文で記すことが望ましい。

6. 英文要旨冒頭には、表題、著者名、所属機関、その所在地(郵便番号を付記)を、この順序で記す。

7. 英文要旨の後にKEY WORDS (10語以内)を記す。(日本語でのキーワードは不必要。)

生命の起原および進化学会

<1998、1999年度役員>

名誉会長 野田 春彦
会長 原田 馨
副会長 長野 敬、中村 運、大島 泰郎

[運営委員会]

委員長 長：柳川 弘志 会計責任者：松野孝一郎 編集責任者：赤星 光彦
委員：石神正浩、大西耕二、小林憲正、佐藤七郎、沢井宏明、島田秋彦、
長谷川政美、伏見 譲、藤井紀子、胸組虎胤、山中健正、湯浅精二

会計監査 佐藤 七郎、山中 健生

学会本部事務局 〒194-8511 町田市南大谷11号
三菱化学生命化学研究所内
Tel：0427-24-6293, Fax：0427-24-6317
E-mail：hyana@libra.l.s.m-kagaku.co.jp

責任者 柳川 弘志

経理部事務局 〒940-2137 長岡市上富岡町
長岡技術科学大学生物系
Tel：0258-46-6000 (Ex.4518), Fax：0258-47-9420
E-mail：kmatsuno@vos.nagaokaut.ac.jp

責任者 松野孝一郎

編集事務局 〒590-0494 大阪府泉南郡熊取町野田1010
京都大学原子炉実験所
Tel：0724-51-2491, Fax：0724-51-2630
E-mail：akaboshi@HL.rri.kyoto-u.ac.jp

責任者 赤星 光彦

編集顧問 秋山 雅彦 石神 正浩 大島 泰郎 下山 晃
長野 敬 柳川 弘志 山中 健生 湯浅 精二
編集委員 大西 耕二 川村 邦男 川本 圭造 後藤 公彦
小林 憲正 島田 秋彦 長田 洋子 長谷川典巳
原田 和雄 藤井 紀子 本多 元 三田 肇
胸組 虎胤

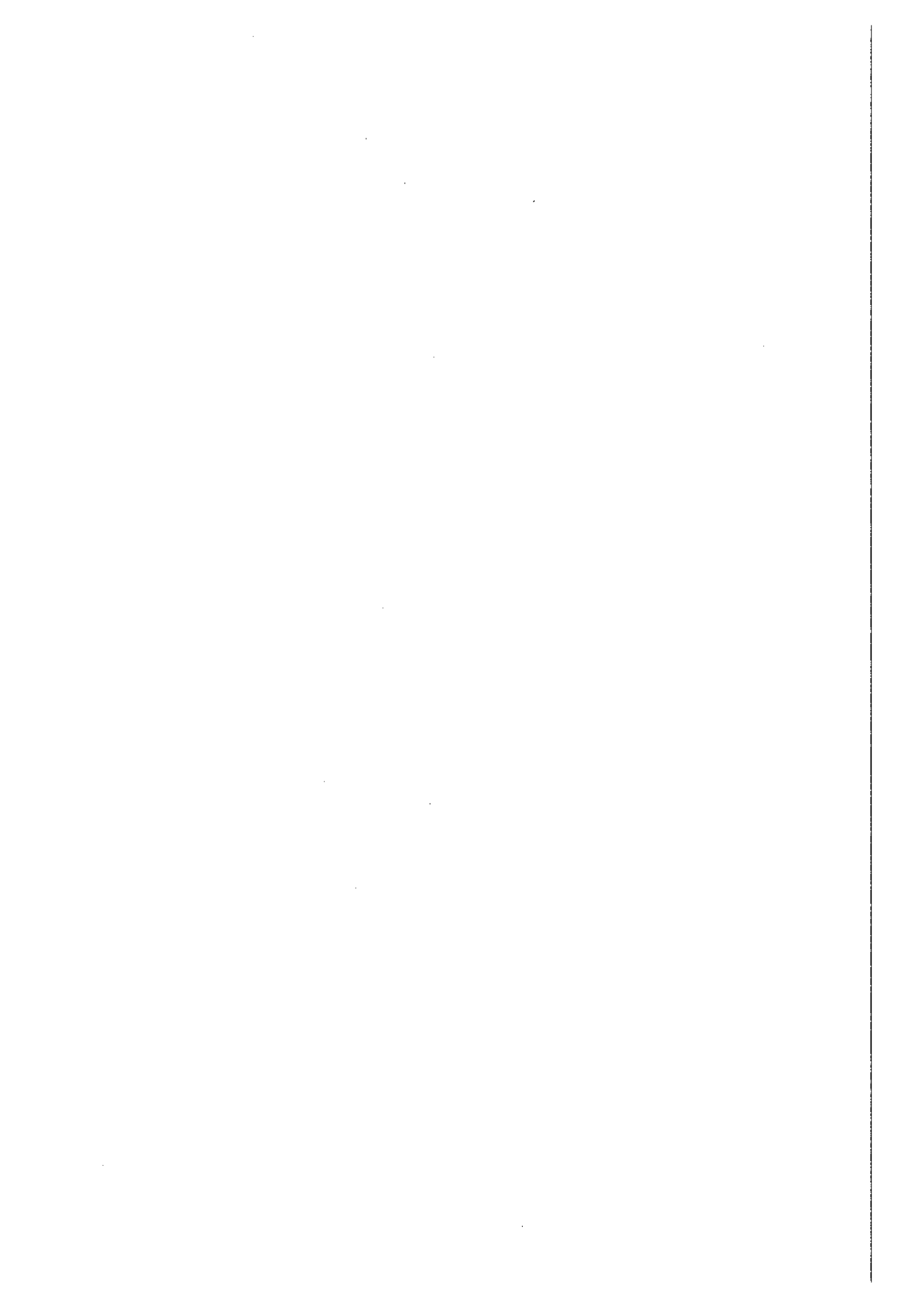
Special Reporter Rafael Navarro-Gonzalez (National University of Mexico)

学会ホームページ：<http://www2.prf.or.jp/ssoel/>

Viva Origino 27巻3号

1999年8月31日 印刷
1999年9月10日 発行

編集者	〒590-0494	大阪府泉南郡熊取町野田1010	京都大学原子炉実験所内
		生命の起原および進化学会編集部	
発行者 及び 出版者	〒194-8511	町田市南大谷11号	三菱化学生命科学研究所内
		生命の起原および進化学会事務局	
		責任者 柳川 弘志	
印刷所	〒594-0083	大阪府和泉市池上町460-33	
		和泉出版印刷(株)	TEL0725-45-2360 FAX0725-45-6398



Contents

REVIEW

- ◎ Earth's magnetic field, cosmic rays and evolution
Morinaga H. (139)
- ◎ Deep seafloor hydrothermal systems : An overview
Gamo T. (149)

ARTICLES

- ◎ Incorporation of rare earth elements into molecular fractions of HeLa cells treated with
 ^{141}Ce , ^{160}Tb and ^{170}Tm (171)

NEWS and VIEWS

- ◎ Joining in the 12th International Conference on the Origin of Life
○Kobayashi K. ○Yabuta H. ○Ushio K. & Tsuruta T. (179)
- ◎ Guide to purchasing the book "Advances in Biochirality"
Fujii N. (183)