ISSN 0022-9202

化石

35

昭和59年6月

日本古生物学会

日本古生物学会会則　　(1983，1，22改訂)

第 1 条　本会は日本古生物学会という．
第 2 条　本会は古生物学およびこれに関係ある諸学科の進歩および普及を計るのを目的とする．
第 3 条　1．会誌そのほかの出版物の発行．2．学術講演会の開催．3．普及のための採集会・講演会そのほかの開催．4．研究の援助・奨励および研究業績ならびに会務に対する功労の表彰その他第2条の目的達成に資すること．
第 4 条　本会の目的を達するため総会の議を経て本会に各種の研究委員会を置くことができる．
第 5 条　本会は古生物学およびこれに関係ある諸学科に興味を持つ会員で組織する．
第 6 条　会員を分けて普通会員・特別会員・賛助会員および名誉会員とする．
第 7 条　普通会員は所定の入会申込書を提出した者につき評議員会の議によって定める．
第 8 条　特別会員は本会に10年以上会員であり古生物学について業績のあるもので，特別会員5名の推薦のあったものにつき評議員会の議によって定める．
第 9 条　賛助会員は第2条の目的を賛助する法人で評議員会の推薦による．
第 10 条　名誉会員は古生物学について顕著な功績のある者につき評議員会が推薦し，総会の決議によって定める．
第 11 条　会員は第12条に定められた会費を納めなければならない．会員は会誌の配布を受け第3条に規定した事業に参加することができる．
第 12 条　会費の金額は総会に計って定める．会費は普通会員年7,000円，特別会員年8,500円，賛助会員年1口15,000円以上とする．名誉会員は会費納入の義務がない．在外の会員は年8,500円(または等価のU.S.ドル）とする．
第 13 条　本会の経費は会費・寄付金・補助金などによる．
第 14 条　会費を1ヶ年以上滞納した者および本会の名誉を汚す行為のあった者は，評議員会の議を経て除名することができる．
第 15 条　本会の役員は会長1名，評議員15名，および常務委員若干名とする．任期は総て2年とし再選を妨げない．評議員は特別会員の中から会員の通信選挙によって選出される．
会長の委嘱により本会に幹事および書記若干名を置くことができる．
常務委員会は評議員会において互選された者で構成される．但し会務上必要とする場合は，特別会員の中から常務委員若干名を評議員会の議を経て加えることができる．
第 16 条　会長は特別会員の中から評議員会において選出され，本会を代表し会務を管理する．
会長に事故ある場合は会長が臨時代理を委嘱する．
第 17 条　本会には名誉会長を置くことができる．名誉会長は評議員会が推薦し総会の決議によって定める．名誉会長は評議員会に参加することができる．
第 18 条　本会は毎年1回定例総会を開く．その議長には会長が当たり本会運営の基本方針を決定する．
総会の議案は評議員が決定する．
会長は必要があると認める時は臨時総会を召集する．総会は会員の十分の一以上の出席をもって成立する．会長は会員の三分の一以上の者から会議の目的たる事項および召集の理由を記載した書面をもって総会召集の請求を受けた場合は臨時総会を召集する．
第 19 条　総会に出席しない会員は他の出席会員にその議決権の行使を委任することができる．但し，欠席会員の議決権の代行は1人1名に限る．
第 20 条　総会の議決は多数決により，可否同数の時は議長がこれを決める．
第 21 条　会長および評議員は評議員会を組織し，総会の決議による基本方針に従い運営要項を審議決定する．
第 22 条　常務委員は常務委員会を組織し評議員会の決議に基づいて会務を執行する．
第 23 条　会計監査1名をおく．監査は評議員会において評議員および幹事をのぞく特別会員の中から選出される．任期は2年とし再選を妨げない．
第 24 条　本会の会計年度は毎年1月1日に始まり12月31日に終る．
第 25 条　本会会則を変更するには総会に付議し，その出席会員の三分の二以上の同意を得なければならない．
付　則　1）評議員会の議決は無記名投票による．

表紙の写真：*Baryphylia lobata* Étallon
100年前に発行されたF. Kobyの論文「スイスジュラ系のサンゴ類のモノグラフ」より

日本古生物学会創立50周年記念事業

実　行　委　員　会

すでにお知らせ申し上げました（化石第33号）ように，日本古生物学会は，1985（昭和60）年，創立50周年を迎えることになります．学会では，これを記念する行事について，1昨年以来いろいろと検討してまいりましたが，このたび下記のような行事大綱がきまり，その実施に向けて活動を開始いたしました．

日本古生物学会が，この50周年を契機として，斯学の発展と普及のため，さらに一段と飛躍できますよう，記念行事について会員の皆さまのご理解とご協力をおねがい申し上げます．

1．記念式典および祝賀会

日時　1985（昭和60）年2月1日（金曜）午後

場所　国立科学博物館講堂（上野公園内）

式次第　1）開式の辞，2）式辞（会長），3）祝辞（関連官庁，内外の学協会），4）創立以来の会員の顕彰，5）特別講演，6）閉式の辞

祝賀会（於　国立科学博物館食堂）

祝賀会へのご案内は，11月末までにお手もとに届くようにいたしますが，準備の都合上，予約制といたします．1985年の年会・総会は，2月2日（土曜，国立科学博物館）および3日（東京大学理学部）で開催いたしますが，例年の懇親会は予定しておりません．なお，**1985年年会・総会の際のご講演などのお申込みは，この機会に限り，昭和59年10月30日**といたしますので，とくにご注意下さい．

2．記念出版など

1）学会編集による，**「化石の科学」**（普及書）及び**「化石」50周年記念特別号**を刊行する．

2）「化石絵はがきセット」を刊行する．

3）会員の皆さまの間で，50周年を記念するのに適当な出版企画があり，これらについて，著者からのお申し出により，本実行委員会が認めたものについては，**「日本古生物学会創立50周年記念出版」**とすることができます．よってこの種の出版企画を公募いたしますので，ご希望のかたは，昭和59年6月末までに，実行委員会までお申し出で下さい．ただし，「記念出版」と認められた商業出版物については，出版社より，印税相当額の20%を学会に納入していただきます．

4）展示・展覧会などの指導と後援

公共の機関が経営する博物館などが，1985（昭和60）年以降，しばらくの間，古生物に関する特別展示，展覧を行うときは，その企画・展示の詳細について，学会はそのための指導・協議に応じ，また学会が適当と認めたものについては，学会の後援名儀を使用することができることとした．（がい当する博物館などについては，すでに通知・連絡ずみ）

3．学会基金充実のための特別会費の募集

現在の学会の運営は，会費，文部省からの刊行費補助金および，選挙によって選出された評議員，常務委員のかたがたの奉仕活動によって支えられていますが，その運営は経済的にきわめて困難な状況にあります．

今後の学会の経済的運営は，会費の改訂だけに頼ることなく，独自の事業を推進することによって会員の皆さまの経済的負担を可能な限り軽減していくことが必要です．このためには，学会に運用基金が必要ですが，現在高は，計260万円にすぎません．

よって，この50周年を機会に，学会基金充実のため，特別会費を募集いたします．このことについては，6月中に別途，趣意書を添えて全会員の皆さまおよび，関係業界に対しておねがい申し上げますので，よろしくご協力下さるようおねがいいたします．

4．その他

1）学会のシンボルマークの公募（既報）

2）「絵はがきセット」および「化石の科学」掲載用の化石カラー写真の公募（既報）

3）日本の古生物学発展のために必要と考えられる，特別出版物の刊行についての準備

5．実行委員会の構成

1984（昭和59）年総会において，日本古生物学会創立50周年記念事業の大綱が認められましたので，下記がその実行にあたります．

阿部勝巳，鎮西清高，浜田隆士，花井哲郎，長谷川善和，速水　格，平野弘道，猪郷久治，猪郷久義，川辺鉄哉，木村達明，小池敏夫，松丸国照，野田浩司，小畠郁生，大路樹生，坂上澄夫，首藤次男，高柳洋吉，谷村好洋，植村和彦，山口寿之．なお事業実施は，すべて常務委員会の議を経て行います．

“化石”臨時投稿規定

1．原稿の種類

和文で書かれた古生物学を中心とした原著論文，短報，評論，解説，新刊紹介，書評，抄録，ニュースその他の記事．

2．投　稿

原稿は所定の様式の投稿原稿整理カード（コピーして使用されたい）をそえて投稿する．**原著論文の投稿に際しては，正規の論文原稿の他に，図，表，図版等を含む完全なコピー1組を付すこと．**

編集部は，必要に応じて受付原稿のコピーを編集委員以外の適切な人に示し，その意見を徴することができる．

3．原稿の送付先

〒980　仙台市荒巻字青葉
東北大学理学部地質学古生物学教室内
日本古生物学会“化石”編集部

4．原稿の体裁

a. 原稿は400字詰横書き原稿用紙を用い，1論文の長さは原則として40枚以下とする．

b. 原稿には欧文の表題およびローマ字つづりの著者名をつける．

c. 原著論文には欧文の要旨をつける．

d. 原稿第1ページに脚注として，著者の所属機関を書く．

e. 図または表の呼称は，図1，図2または表1，表2とする．

5．文　章

a. 文章はひらがなと漢字による「である体」とし，現代かなづかい，当用漢字を用いる．ただし，固有名詞や学界で慣用の術語はこの限りでない．

b. 句読点は ，．を用いる．

c. 人名の姓には小キャピタル字体は用いない．

d. 生物の学名のイタリック字体の指定，図・表を入れる位置の指定は著者自身が行う．

6．引用文献

引用文献は**文献**として論文末に一括する．体裁は地質学雑誌に準じる．特に必要のない限り，ページまでを完記し，図・表・図版数は省略する．

7．著者負担

a. 2枚をこえる図版，および折込み図表は原則として著者の負担とする．

b. 別刷は有償とする．

化石 35号

1984年6月

目　　次

日本古生物学会

「化石」投稿原稿整理カード

投稿原稿の概要	編集記入	19　年, No.
発送：19　年　月　日		受理：19　年　月　日

著者名	漢字	
	ローマ字	
連絡責任者住所氏名	〒 TEL	
表題	和文	
	欧文	

種別(○でかこむ)　原著論文　短報　評論　解説　新刊紹介　書評　抄録　ニュース　その他(　　)

原稿の枚数	本文：　枚	図版 (Plates)：　枚
	図 (Figures)：　枚	Abstract：　枚
	表 (Tables)：　枚	その他：説明 (Caption)：　枚
別刷	希望部数：　部	表紙の有無：　有　無
	別刷代の請求先および方法：	

その他の希望

化　石 35 (1984), p. 1-15

後期三畳紀二枚貝 *Monotis* の古生物学的意義

その2 — 南部北上山地の材料を例として

安　藤　寿　男[1)]

Paleontological significance of late Triassic Bivalve *Monotis* Part II: In the case of materials from the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan

Hisao Ando[1)]

Abstract Following a review of previous works in part I, some results of my observations on the *Monotis* samples from the Saragai Group of the Southern Kitakami Mountains, Northeast Japan are presented here. It is concerned with the mode of occurrence, zonation, growth pattern, morphological changes and evolution.

The mode of fossil occurrence of *Monotis* observed in the Saragai Group is very different from that of ordinary bivalves. Though no positive evidence has been known in the field, *Monotis* seems to have had peculiar mode of life, probably epibenthic one attached to seaweeds on a considerably shallow sea floor. On the basis of the population samples from the typical Shirayama-zawa section of the Saragazaka Formation, the upper unit of the group, three species and a subspecies are recognized, indicating four *Monotis* zones. They are *M. scutiformis*, *M. ochotica densistriata*, *M. ochotica ochotica*, and *M. zabaikalica* in upward sequence. Nearly all specimens from one horizon belong to a single species. Individual relative growth in *M. zabaikalica* and average growth in all the species show that no abrupt change in shell form occurs throughout growth after younger stage than 5 mm in length. The number of radial ribs of the genus *Monotis* decreases in upward sequence. Even within a single species, it decreases gradually in *M. ochotica* and rapidly in *M. zabaikalica*. This chronological change suggests an evolutional lineage from *M. scutiformis* to *M. zabaikalica* through *M. ochotica*.

は　じ　め　に

その1では *Monotis* についていくつかの側面から，今までの研究例や研究史をまとめた．その2ではこの研究史を踏まえた上で著者が南部北上山地，特に歌津地域の材料で行なってきたこれまでの研究結果を要約する．後期三畳紀皿貝階の模式地であり，市川（1954）が *Monotis* の分帯を論じた歌津地域は地質構造が単純で化石の変形が少なく保存も比較的良好なことから，その1で述べた問題点を検討するのにふさわしいフィールドと考える．そこで本地域の地質調査結果・標本の解析から，*Monotis* の産状，産出種と化石帯，成長様式，形態変化と進化等を予察的に考察する．

[1)] 東京大学理学部地質学教室

地　質　概　説

南部北上山地の上部三畳紀皿貝層群が分布する5つの地域のうち，*Monotis* を多産する歌津地域では本層群は向斜の東翼にのみ帯状に分布する（図1）．皿貝層群は中・下部三畳系稲井層群に傾斜不整合でのり，下部ジュラ系志津川層群に軽微な平行不整合で覆われる．小貫・坂東（1958）は本地域の皿貝層群の下部と上部をそれぞれ新館層，長ノ森層と呼んだが，著者は歌津地域を模式地として，それぞれ平松層，皿貝坂層と呼ぶ（安藤，1982）．

下部の平松層は宮城県本吉郡歌津町平松を模式地とし，塊状の中～粗粒長石質砂岩を主体とする．上部に炭質泥岩や白色凝灰岩を頻繁にはさむが連続性は悪い．炭質泥岩の層厚は数cmのものから最大は10mに及ぶ．凝灰岩は少なくとも10数枚認められ，層厚は30cm未満が殆どであるが数mに達するものもあ

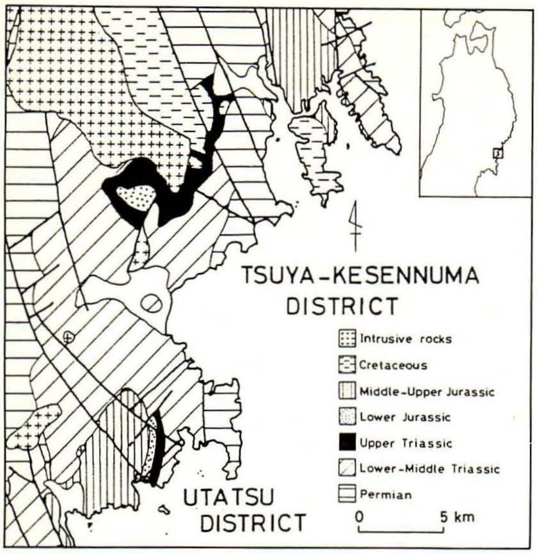


図1　南部北上山地歌津地域及び津谷－気仙沼地域の上部三畳系皿貝層群の分布．小貫他(1981)を改作

Fig. 1 Distribution of the Upper Triassic Saragai Group in the Utatsu district and the Tsuya-Kesennuma district of the Southern Kitakami Mountains

る．本層からは植物片以外の化石はなく，恐らく陸成～半海成と思われる．

上部層の皿貝坂層は歌津町皿貝坂（国道45号線沿い）付近を模式とする．塊状～層状の石質～長石質，中～粗粒砂岩及び砂質泥岩を主とする地層である（図2）．最下部は *Oxytoma, Tosapecten* を含む層厚3ｍの暗灰色泥岩に始まるが，一般に粗粒砂岩が卓越する．*Monotis* は，黒色～灰色泥岩の円礫を礫として含む砂質礫岩の上位から本層の最上部に至るまで多くの層準に多産する．最下部の砂岩の上位には20～40ｍの暗灰色砂質泥岩，20～150㎝の中粒砂岩と数㎝以内の砂質泥岩薄層との互層(30ｍ)，数ｍの暗灰色泥岩，約30ｍの塊状粗粒～中粒砂岩が続く．そして最上部は1～2ｍの海緑石を含む暗灰色～帯緑暗灰色砂質泥岩で終わり，下部ジュラ系志津川層群韮ノ浜層の基底レキ岩が軽微な侵食面をもってのる．本層の砂岩は平松層のそれと異なり，一般に酸性～中性の火山岩岩片，泥岩片，雲母を多く含む石質～長石質で，淘汰も比較的悪い．本層は浅海成の堆積物であろう．

産　　状

従来 *Monotis* の層序分布や分帯には多くの注意が払われてきたが，地層中の殻の産状については必ずしも十分な観察がされていない．*Monotis* の殻がどのように地層中に含まれているかは，直接堆積環境や死後移動の推定の手がかりになるばかりでなく，*Monotis* の古生態を解明する一つの鍵となろう．そこで上記の点に注目した観察の結果，歌津地域及び津谷・気仙沼地域では以下のような産状の特徴が認められた．

1）極端に排他的な産状をし，monospecific なファウナを形成する．通常は単一の地層中の化石個体数の99％以上が *Monotis* から成る．ごくまれに *Halobia, Oxytoma* 等の濾過食性のエピファウナや *Palaeoneilo* のような泥食性(?)のインファウナの二枚貝の他に *Arcestes, Rhacophyllites* 等のアンモナイト，腕足類，ウミユリの茎板が見出される．

2）泥岩中では層準により幾分密集度の違いがあるが，どの層準にも比較的多く産する．一方砂岩中では化石を殆ど含まない部分に，しばしば散在する部分がはさまれ，時折り層厚50㎝内外の顕著な密集層を伴う．

3）様々な粒度の砕屑岩に産出し，粗～中粒砂岩にも完全な個体が破片と共に密集する．

4）殆どの個体は離弁しており，ごく稀に合弁の個体がある．

5）特に中粒砂岩層では殻が重なり合う程密集した顕著な化石層がある．このような密集層で，左殻と右殻の個数や凸側を上にするものと下にするものの個数を統計的に調べると，左殻で凸側を下にしたものが優勢の傾向がある(表1)．しかし殻が散在する程度の中～細粒砂岩や泥岩では，逆に凸側を上にしたものが優勢で，左右殻の殻比は1：1に近い．

6）砂質泥岩や細粒砂岩上ではしばしば離弁した数10個の殻が層理面上に密集したパッチを成し，こうしたパッチが散在した化石層をつくることがある．

7）殻の腹縁が欠けた殻が多い．

8）圧密による二次変形は砂岩中より泥岩の方が顕著である．

以上のように皿貝層群の *Monotis* は自生の産状を示すことがなく，ある程度は死後移動を受けて堆積したことは間違いない．*Monotis* の殻は0.5㎜以下と極めて薄質であるために，二次変形を受け易く，現生の *Palliolum* のように殻の腹縁が欠け易いことは当然であろう．また *Monotis* の背縁に歯がなく靱帯窩も小さいことから，もともと離弁し易かったと思われる．だから泥岩層の密集層でも合弁個体が殆ど産出しないのであろう．しかし堆積物の粒度によって左殻・右殻比や殻の凸側の上下比が特定する傾向があり，殻の厚さを考慮すると，堆積物の粒度によって殻の堆積様式に違いがあった可能性がある．

また *Halobia, Daonella, Bositra* のような二枚貝では合弁の殻が開いた状態 (valves-open position)

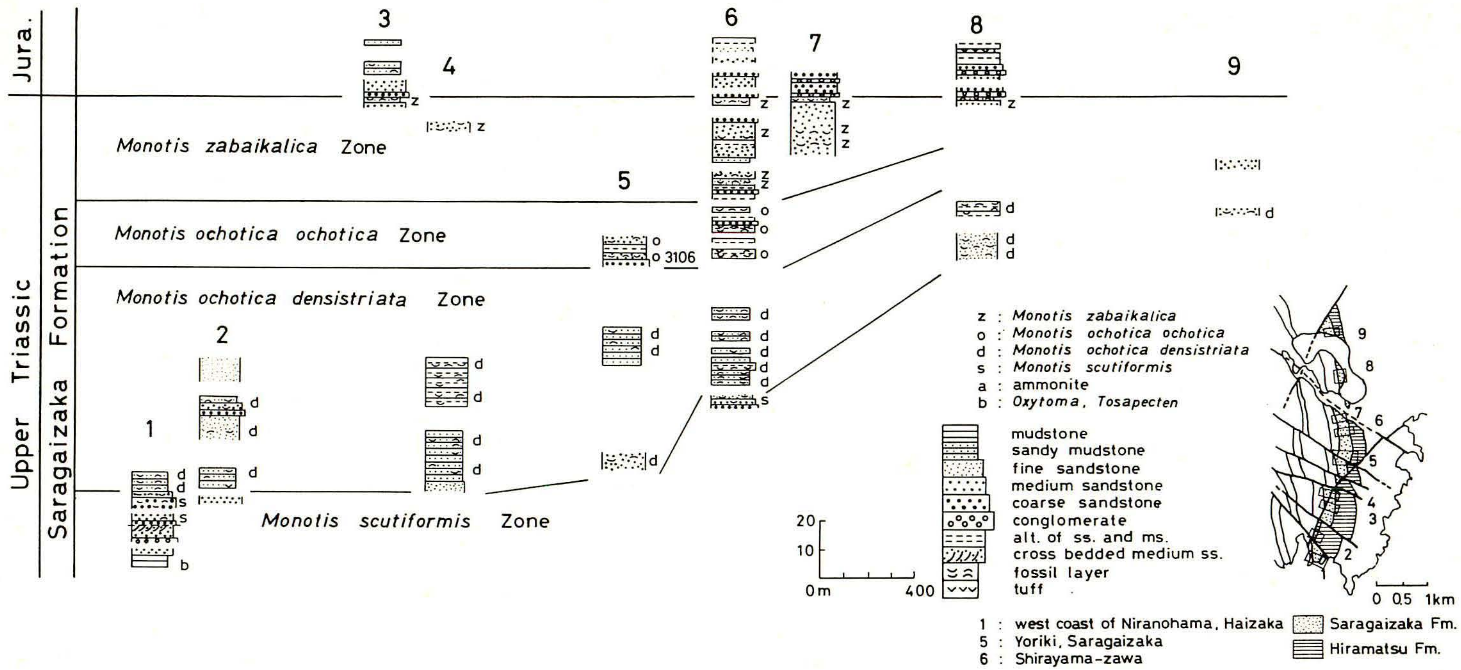


図2 歌津地域の皿貝層群皿貝坂層の *Monotis* 帯とその分布

Fig. 2 Stratigraphic occurrences of *Monotis* and *Monotis* zones of the Saragai Group in the Utatsu district

表1 寄木（産地：Sr3106, 図2参照）の皿貝坂層中～細粒砂岩中の *Monotis ochotica ochotica* の右殻―左殻比及び concavo-convex 比

Table 1 Right-left ratios and concavo-convex ratios of *Monotis ochotica ochotica* shells in fine- to medium-grained sandstone of the Saragaizaka Formation at Yoriki (Loc. Sr3106, see fig. 2)

A. In cross section of medium-grained sandstone

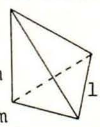
$$30\text{cm} \times 15\text{cm} = 450\text{cm}^2$$

(length) (thickness)

valve convex side	down	up	total
Left valve	36	4	40
Right valve	7	5	12
total	43	9	52

B. In triangular pyramid of medium-grained sandstone

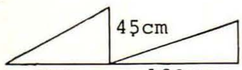
$$\frac{1}{3} \times 9 \times 10 \times 12 = 360\text{cm}^3$$



valve convex side	down	up	total
Left valve	33	21	54
Right valve	8	4	12
total	41	25	66

C. On lower side of bedding plane of fine-grained sandstone

$$\frac{1}{2}(120 \times 45 + 180 \times 30) = 5400\text{cm}^2 = 0.54\text{m}^2$$



valve convex side	down	up	total
Left valve	8	10	18
Right valve	2	16	18
L.V or R.V.	0	42	42
total	10	68	78

で凸側を上にした産状がよく認められる．Jeffries and Minton (1965) はこれを遊泳能力の存在を暗示するものと考えた．しかし *Monotis* ではごくまれに合弁個体が産するが，valves-open position ではなく二枚の殻が閉じた状態 (valves-closed position) に限られる．従ってこの産状の違いは *Monotis* の生態が *Halobia*, *Daonella*, *Bositra* とはある程度異なっていたことを思わせる．

インファウナの二枚貝の場合には，生息時の生活形が残された自生の産状がしばしば見られ，古生態の直接的証拠を提示する．*Monotis* の場合には右殻の足糸溝から足糸を出して固形物に付着したエピファウナと考えられ，このような状態を保存した産状が期待されるが，本調査では見出されなかった．また世界的にも報告例がない．

次に歌津・津谷地域で観察される特徴的な化石密集層の産状に触れる（図版2）．歌津地域の韮の浜西岸では皿貝坂層下部の粗～細粒砂岩中に，大量の *M. scutiformis* の殻が密集した厚さ80cmの，細礫を含む砂質コキノイド石灰岩がある．一方津谷地域では愛宕山北斜面に，花崗岩の貫入による二次的な珪化を受けた黒色珪質泥岩中に，層理に平行に *M. ochotica ochotica* が密集する厚さ約3mの化石層が見られる．どちらも母岩の岩質が異なるが，Hallstadt 石灰岩の *M. salinaria* の産状 (Schwarzacher, 1948) や Kanmera (1969) が九州の三宝山帯神瀬層群の石灰岩中に見出した“フィラメント状”薄殻二枚貝の産状とよく類似する．恐らくかなり静穏な環境に堆積したものであろう．殻は離弁した成長中期以後の比較的大きな個体が多く，死後一旦堆積したあとに掃き寄せられてこのように密集したとするのが考え易い．

以上の観察から直接 *Monotis* の古生態を復元しうる証拠を見出せないが，産状の特異性はやはり通常のエピファウナの二枚貝とは異なった生態を思わせる．

産出種と化石帯

市川（1954）は *M. ochotica* の3亜種を含む複数の種の産出順序及び産出頻度から S_1～S_7 の7つの化石帯を設定した．そのうち S_5, S_6 帯は *ochotica* の3亜種とその近似種の *ambigua*, *pachypleura* によって構成される．それらの種・亜種の分類は主に放射肋の数・断面・幅や高次肋の挿入パターンなどの表面装飾に基づいている (Kobayashi and Ichikawa, 1949). 採集された個体を個別的に既存の種・亜種のタイプ標本と比較してタクサ名を決定すれば，このような結果になることは予測できる．しかし生物学的にはこのような同一場所に多数の亜種や近似種が生息することは，それらが互いにニッチを異にしない限り起こりにくい．本層群では顕著な死後移動を思わせる産状は認められない．異なる場所に生息したものが死後混じり合った可能性は少ないだろう．形態を見る限りでは，これらの種のニッチが異なっていたとは考え難い．

皿貝層群に産出するあらゆる型の *Monotis* を採集するために，歌津地域の中で最も露出の良好な白山沢（しらやまざわ）セクションを模式断面としてなるべく多くの層準から集団標本を採集した（図2，4）．計23層準のうち16層準において生物測定学的検討が可能な個体数を得た．

まず「同一化石層に産出する *Monotis* は殆ど単一

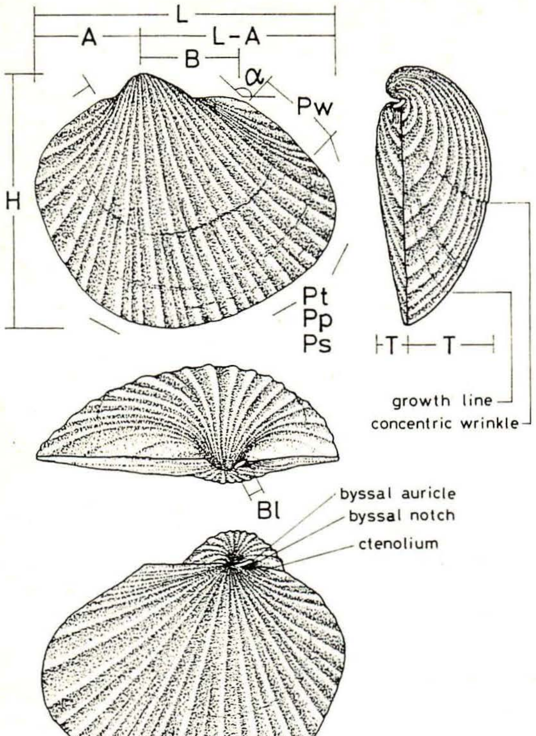


図3　合弁時を推定した *Monotis ochotica ochotica* のスケッチと分類に特に重要な形質及び生物測定のための計測部位

Fig. 3　Reconstructive sketch of *Monotis ochotica ochotica* showing some important morphological features, and definitions of statistical parameters of the *Monotis* valves. L: Length; H: Height; T: Thickness; A: Preumbonal length; B: Length of posterior auricles; α: Truncation angle of posterior wing; Pt: Number of total plicae; Pp: Number of primary plicae; Ps: Number of secondary plicae; Pw: Number of plicae in posterior wing; Bl: Length of byssal auricle

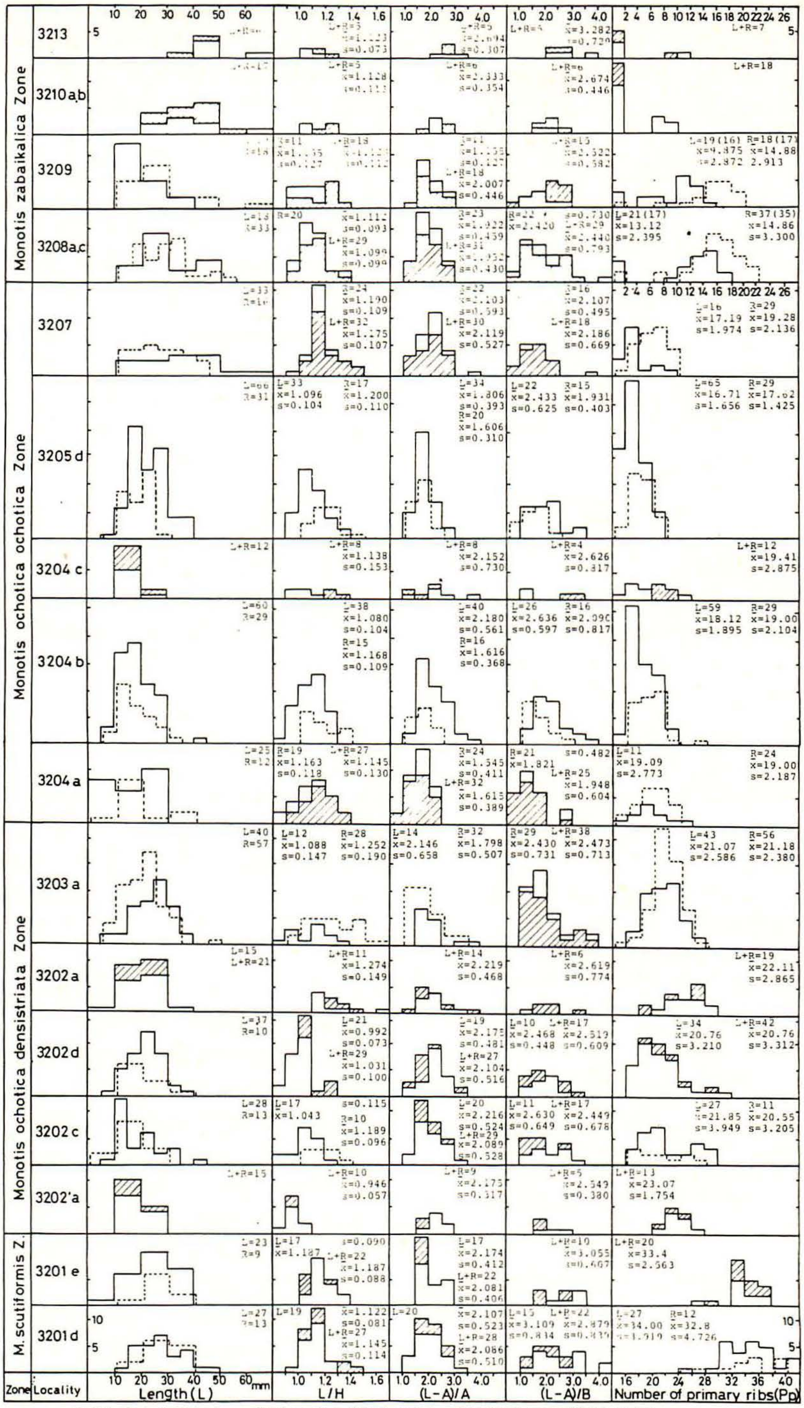
の種から成る」という仮説をたて，種内変異を考慮しながら *Monotis* の形態を検討した．分類に特に重要な形質は図3に示した．これは本層群より産出する *M. ochotica ochotica* の形態を合弁時を推定してスケッチしたものである．*Monotis* は殆どが離弁して産出することや，腹縁が欠け易いこと，殻の二次変形が顕著であることから，接合面の観察は十分でない．しかし右殻の足糸溝以外に間隙 (gape) の存在を示す標本は見出せない．もし gape があるならば後耳後縁に限られるであろう．靱帯域については Marwick (1935), Ichikawa (1958), Nakazawa (1963) の観察を改めるような知見は得られなかった．Marwick によれば靱帯域は背縁に平行な条線をもったくさび形で，浅い靱帯窩がある．筋痕は従来知られていなかったが，最近 Grant-Mackie (1978b) は中程度の大きさの卵型の筋痕が殻の中央後ろよりにある *M. richmondiana* Zittel の個体を発見した．本研究では筋痕が認められる個体は得られなかった．

種内変異を吟味する上で生物測定学的手法を用いたので，その際に計測した部位を図3に示す．基本的には Westermann (1962), Grant-Mackie (1978b) が用いたものを採用し，若干の修正を加えた．以下本文では測定部位の名称は略号を用いる．ただし個体の保存状態が悪く全部位が測定できるものは少ない．従って個体数と測定値の標本サイズは一致しないことが多い．

以上の形態をふまえ，特に殻の表面装飾に注目して分類の再検討を行なった．その結果下位より *M. scutiformis**, *M. ochotica densistriata*, *M. ochotica ochotica*, *M. zabaikalica* の3種1亜種を認定した（図版1，2）．各集団標本では確かに変異は大きいが，肋数，肋の幅や高さ，高次肋の挿入パターンによって明瞭ないくつかの型に分けることは困難である．

前述の計測部位のうちL，L/H，L-A/A，L-A/B, Pp を選び，各層準の集団標本の計測値のヒストグラムを図4に示した．Loc. 3208～3213 の Pp を除くとどのヒストグラムも unimodal な頻度分布を示す．従ってそれぞれの集団標本は単一の個体群を代表し，一種のみから成ると考えて特に矛盾はない．*M. ochotica* は下位の層準では肋が細く高次放射肋の挿入が顕著であることから，上位の層準のものと区別し時間的亜種として *M. ochotica densistriata* と呼ぶ．*M. ochotica ochotica* は肋が太く肋数が少ない．両者は表面装飾から比較的明瞭に区別できるが，外形上は区別が困難である．*M. zabaikalica* は他の2種とは殻装飾がかなり異なり，肋が弱く成長後期に消失するものと初期から全くないものがある．そのためヒストグラムは見掛上 bimodal になる．本種の肋数，肋消失パターンは極めて多様であって，また上位の層準程肋が弱く肋数が減少する．従ってこれは2種の混在を示すものではなく，

*) 従来市川 (1954)，Nakazawa (1964) によって *M. typica* と呼ばれたものであるが，著者は Kiparisova (1932) の *scutiformis* var. *typica* が Teller (1886) の *scutiformis* からタクソンとして区別できるとは考えない．ちなみに Kiparisova et al. (1966) はこれを依然として *M. scutiformis* の variety として扱っている．



Solid line : Left valve Broken line : Right valve Hatched part : Right valve
L, R : Number of left or right valves $\bar{x}$: mean s : standard deviation
L & R with parenthesis, $\bar{x}$, s of sample 3208 & 3209 : values except non-ribbed specimens

図4 白山沢セクションの集団標本の測定値分布を示すヒストグラム

Fig. 4 Frequency distributions of several parameters in population samples from the Shirayama-zawa section

二型現象でもない（詳細は後述）．

これら3種1亜種の産出から4つの化石帯が設定され，歌津地域の他のセクションへも追跡される（図2，その1の表6）．4区分という点では小貫・坂東（1958）の C_1～C_4，あるいは Nakazawa (1964) のC，D，E帯と *M. zabaikalica* 帯と一致する．しかし従来の *Monotis* 帯の多くは各帯が“複数種”の組み合わせで特徴づけられており，この点については改めるべきと考える．

成 長 様 式

化石二枚貝の場合幼生・幼貝が保存されにくいことから，個体発生の調査には困難が伴う．しかし成貝の殻表に刻まれる同心円状の成長線や肋，あるいは殻断面中に保存される成長線を追跡することにより，幼期の形態を知ることはある程度可能である．また様々な成長段階の個体を含む集団標本の殻サイズ分布から，平均的な相対成長を求めることも成長様式推定には有効である（Waller, 1969；速水・松隈，1971）．例えば Jeffries and Minton (1965) はジュラ紀の *Bositra buchi* の成長線の外形を追跡し古生態推定の手がかりの一つとした．また Tanabe (1973), Noda (1975) は白亜紀後期の *Inoceramus* 類の殻サイズを集団標本によって生物測定学的に解析し，成長様式，生態，系統，進化を検討した．

皿貝層群の *Monotis* は殻質が失われていたり，砂岩から産出することが多く，殻表の成長線が保存されにくい．同一個体の内型と外型を比べると成長線が外型の方により明瞭に認められるのは当然であるが，採集・剖出に際して外型は破片になりやすく，外形で多数個体を計測することは困難である．

そこでまず不規則な成長段階に同心円肋の発達する *M. zabaikalica* の保存良好な5個体の内型について，外型の成長過程を観察した（図版2，Figs. 1～4，6）．殻長10㎜程度の成長初期ではほぼ卵型であるが，成長に伴い殻の後縁と腹縁が張り出す．右殻の前耳には成長線が保存されていないので，この部分の成長過程は不明である．次に外形のL，H，Aを測定し，個体の相対成長を解析した．HとL，AとLの関係のどちらもある程度の幅をもって両対数グラフ上で直線回帰する．5つのどの直線にも同一の段階で認められるような変異点は存在しない．

一般に二枚貝の成長に関係の深い2つの変数 x，y の間には $y=\beta x^{\alpha}$ という関数が近似的に認められる．この成長式の α（相対成長係数）の値によって2変数間の関係が等成長，優成長，劣成長のいずれであるかが判別できる（速水・松隈，1971）．個成長を扱った場合には α 値，個体数 N，α の標準偏差 S_{α} の3つの値によって判定できる（速水・松隈の38式）．

そうするとHはLに対し優成長，AとLでは3208 cR4を除くと劣成長となった．前者は成長に伴い腹縁がより張り出すことの影響によるものであろう．後者は成長と共に前部の長さの割合が小さくなることを意味するが，言い換えれば後部の張り出しを指示すると思われる．

図5は白山沢セクションの各標本の平均成長を示したものである．いずれもある幅をもって成長式上に回帰するが，極めてばらつきが大きく変異点を検出できる精度ではない．そのばらつきは次の3つの要因に由来するものと考える．

1）保存の悪さ．殻縁が化石化の過程，あるいは採集・クリーニングの過程でわずかに欠損する．

2）二次変形の影響．堆積後の圧密や地質構造変形による殻の変形．

3）種内変異が大きいこと．

今のところそれぞれがどの程度ばらつきに反映しているかを決定することはできない．しかし *Monotis* の平均成長を扱った従来の研究（Westermann, 1962；Grant-Mackie, 1978b, c, 1980b, c）でも同様にばらつきが顕著であり，3)の影響が小さくないことを思わせる．いずれにせよ *Monotis* の平均成長は集団の特質を記載するのには有効であろうが，相対成長式の解析にはかなり無理がある．

以上の *M. zabaikalica* の個成長及び3種1亜種の平均成長からは，殻長5㎜以上の成長段階のL，H，Aに限れば，急激な成長様式の変化は認められない．

M. ochotica densistriata には時々殻頂部に表面装飾のない平滑な部分をもつ右殻が見られる．これは Teller (1886) がベルホヤンスクで，Nakazawa (1963) が成羽地方の標本で *M. sublaevis* としたものに類似する．Teller, Nakazawa に示された *sublaevis* の場合には平滑部が殻高2㎝に及ぶものがあるが，皿貝層群のものでは平滑部は5㎜以下と小さい．どちらでも平滑部は右殻に限ってみられ左殻にはない．こうした右殻は平滑部より後の成長段階では平滑部をもたないものと形態的に区別できない．従ってこのような平滑部は成長初期の変異と考えると都合がよい．*Monotis* の前耳は一般に成長線が保存されにくく，殻主部の成長段階に対応する大きさがわからない場合が多い．しかし成長後期にはLに対するBlの大きさは小さくなる傾向がある．ほぼ円形の平滑部と小さな前耳を含めた形は *Claraia, Eumorphotis, Chlamys, Oxytoma* 等の右殻とよく似ており，類縁関係の深さを思わせる．*Chlamys* や *Amussium* のごく幼期の右殻外層は prismatic calcite から成り殆ど平滑である．この後突然 foliated calcite に変わる段階で放射装飾が一斉に出現する（Waller, 1972）．殻の微細構造と表面装飾との対応関係は機能，適応，

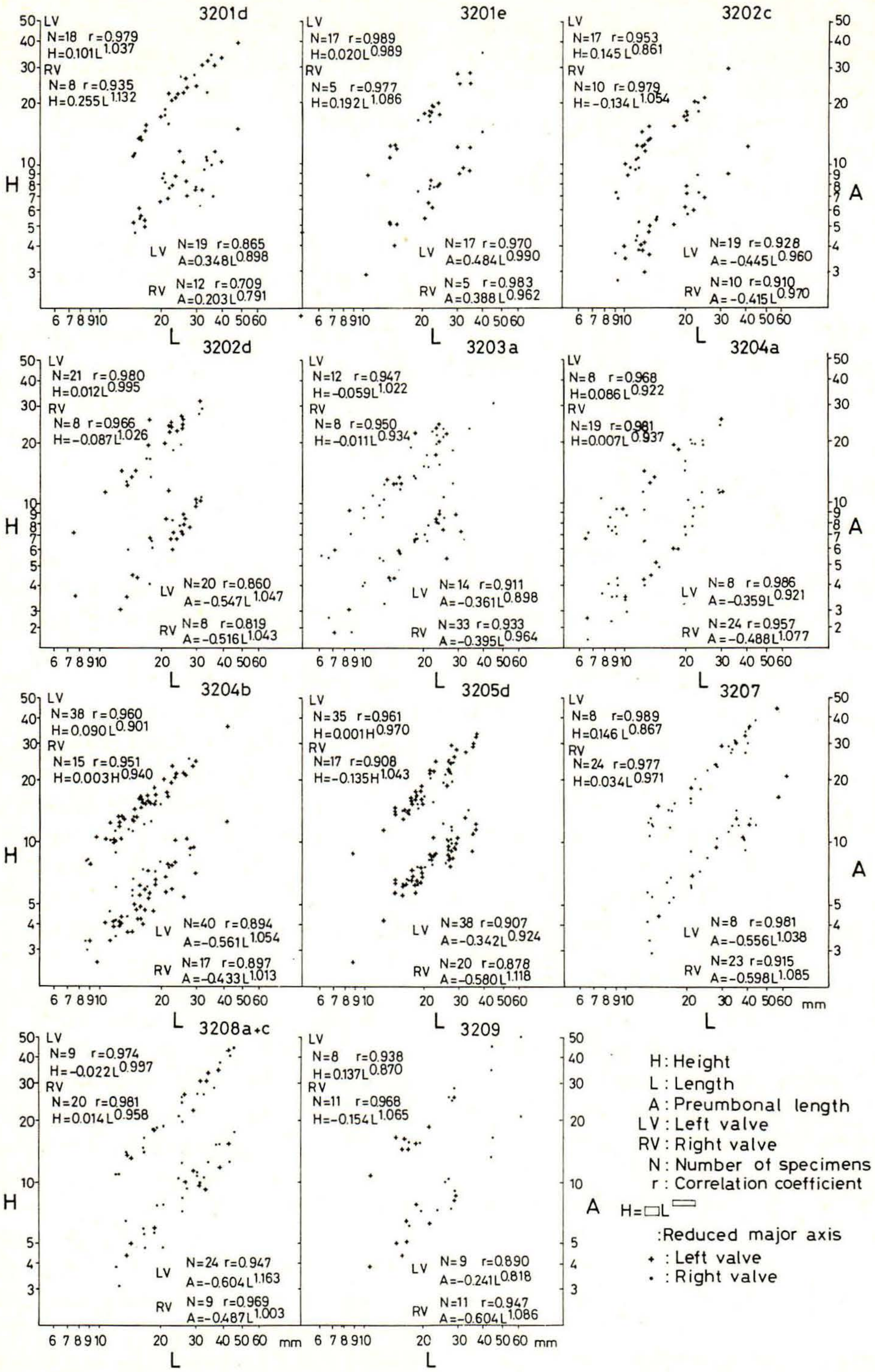


図5　白山沢セクションの各標本についてのHとL，AとLの平均成長を示す散布図と回帰式

Fig. 5 Bivariate relationships between H and L, A and L in population samples from the Shirayama-zawa section

系統といった問題へのアプローチに極めて重要である．*Monotis*の右殻の平滑部がprismatic calciteでできているかどうかは，今のところ皿貝層群の標本からは殻が保存されたものが少ないため不明である．いずれにせよ*Monotis*の殻構造は類縁二枚貝の系統，進化を探る上でも重要と考える．

形態変化と進化

時間的な形態変化と進化系列の復元の基礎として個体変異と地理的変異の把握が重要であることは言うまでもない．*Monotis*の場合地域内及び地域間で化石層の同時性をチェックするに足る他の示準化石や鍵層がないので，今のところ地理的変異を明らかにすることは非常に困難である．しかし，多くの地域のセクションでもし同様の方向性をもつ形態変化が認められるならば，*Monotis*の進化傾向についてかなり明確な結論を導けると思う．そのための標準的セクションの一つとして歌津地域の白山沢における*Monotis*の垂直的な形態変化を考察してみることにする．

市川 (1954) は皿貝層群の *Monotis*の時間的な形態変化について次の3点を指摘した．

1)　殻表の放射肋は次第に数を減じあらくなる．肋の次数は初めは増加するがS_4帯を境に上位では減少し，ついには肋は消失する．

2)　靱帯面が次第に高くなる．

3)　殻は次第に大型になる．

*Monotis*属の形態変化を考える場合，殻の変形の影響を受ける形質や成長によって変化する形質を扱うには，それが各集団の特質を十分に表現しうるかを注意する必要がある．例えば3)の殻の大型化の傾向は，標本サイズが十分に大きな各集団の最大個体について検討するのが望ましい．図7のヒストグラムでは個体数が十分でないグラフが多いが，種・属レベルともにこの傾向を認めるのは困難である．*M. zabaikalica*は大型の個体の割合が大きく最大60㎜を越える．しかし *M. scutiformis*でも最大50㎜近くに及ぶものがある．L-A/A, L-A/Bのような長さの比は等成長でない時には成長によって変化するため，集団を構成する個体の成長段階を吟味しなければならない．一方Tのような変数は変形の影響を強く受け易い．

変形の影響のない形質の中で最も明瞭な変化が認められるのは放射肋数である（図4，6）．Ppは成長によらず一定であるから，殻長の分布を考えなくてよい．属全体としては顕著な減少傾向が認められる．各化石帯の境界，つまり古い種から新しい種への入れ替わりの時期に変化がおこるだけでなく，*M. ochotica*の中でも減少傾向が認められる．*M. zabaikalica*ではこの傾向は更に顕著である(図7)が，単なる減少ではない．殻長40㎜を越えると放射肋が殆ど消え，相補的に同心円肋 (concentric wrinkle) が発達する．しかし成長初期では全く放射肋のない個体と起伏の弱い放射肋をもつ個体がある．前者の頻度は上位の層準程大きくなる．一方肋がある個体では徐々に肋数が減少するだけではなく，より初期に肋が消失するようになる．*Monotis*の殻は0.5㎜以下と極めて薄く他の二枚貝に比べかなり脆弱であろうが，放射肋は殻強化の機能を果すと思われる．肋数が少なくなる場合には肋が太く起伏が大きくなる．放射肋が消失すると同心円肋が発達する．従って放射肋が減少しても，肋の幅や起伏の増加，同心円肋の発達によって，殻強度が保持されたといえよう．

殻厚の変化や市川の2)の傾向は，皿貝層群の材料では殻質が殆ど残っていないので確認していない．成長段階を考慮した定量的解析を行なったわけではないが，右殻前耳は新しい種程大きくなる傾向が認められる．

以上のように皿貝層群の *Monotis*は放射肋数という数量的形質だけでみると方向性をもった減少傾向が認められる．しかしそれは一様単純な減少ではなく，殻強化機能を保持するために，放射肋の形態(幅や起伏)の変化や同心円肋の出現を伴うものであった．*M. zabaikalica*では種の生存期間のより初期に古い *ochotica*の形態をより多く（下位の層準のもの程，*ochotica*の形態をより成長後期まで残している）残しながら，種内変異の幅（特に放射肋数のレンジ）をむしろ小さくするように変っていった．

こうした形態変化を考慮すると市川 (1954) や Nakazawa (1964) が考えた *scutiformis*→ *ochotica* → *zabaikalica*に至る一連の系列は産出順序と矛盾しないように思われる．しかし歌津地域の標本のみから進化を論じるには早計であるし不十分であるので現時点での予察的見解を述べるにとどめる．

ま　と　め

南部北上山地歌津地域の皿貝層群より産出した標本を用いて行なった*Monotis*の検討結果は以下の4点にまとめられる．

1)　殆ど離弁しているが多くの完全な殻が密集した，極めて排他的な産状を示す．通常の二枚貝とはかなり異なる特異な生態を思わせるが，直接生態を裏付ける産状は見当たらない．

2)　白山沢セクションより得られた集団標本は，生物測定学的手法を用いて種内変異を考慮すると，下位より *M. scutiformis*, *M. ochotica densistriata*, *M. ochotica ochotica*, *M. zabaikalica*の3種1亜種に分けられる．各層準の産出個体は殆ど1種から成

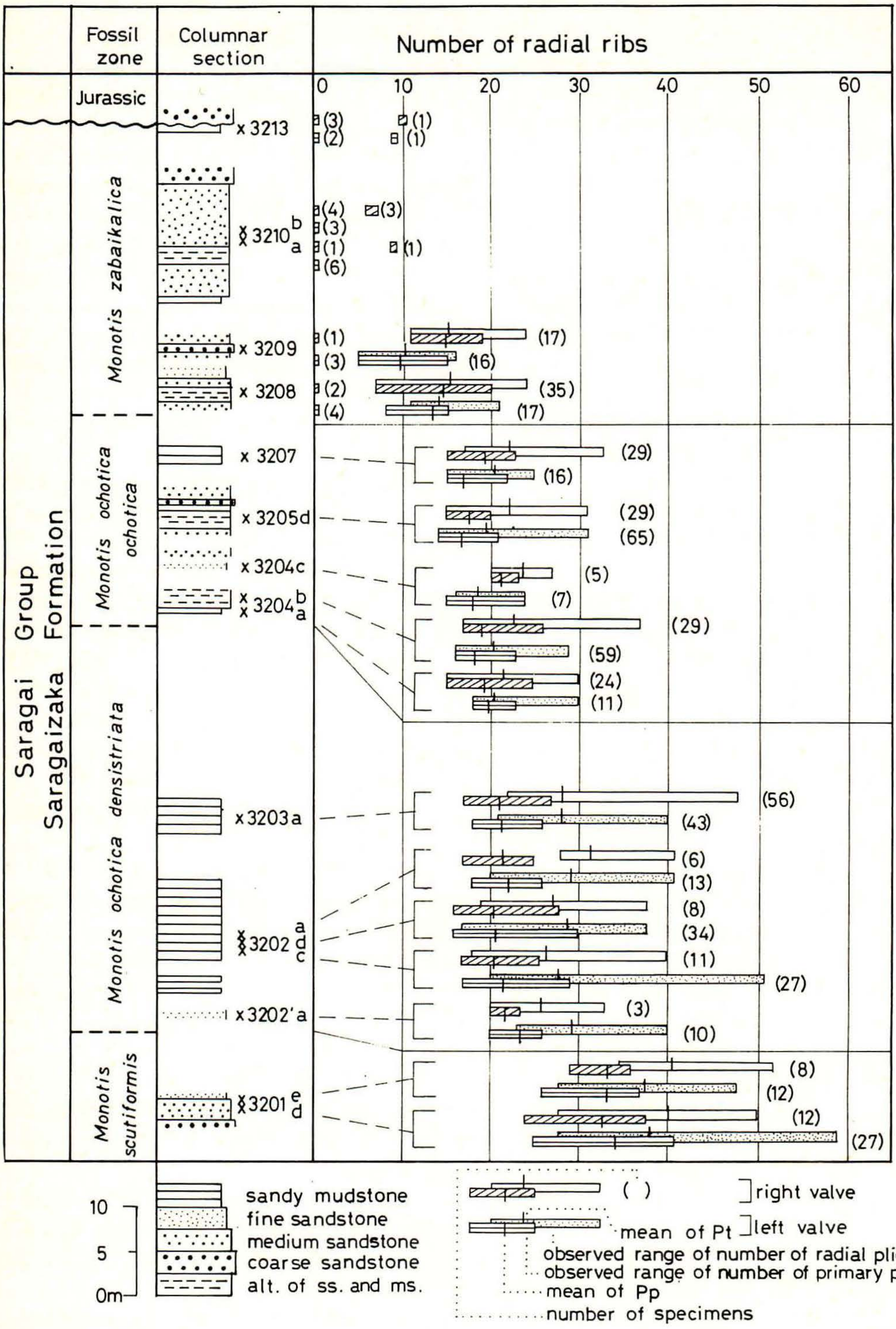


図6 白山沢セクションでの *Monotis* の放射肋数における時間的変化

Fig. 6 Chronological changes of number of radial plicae in population samples from the Shirayama-zawa section.

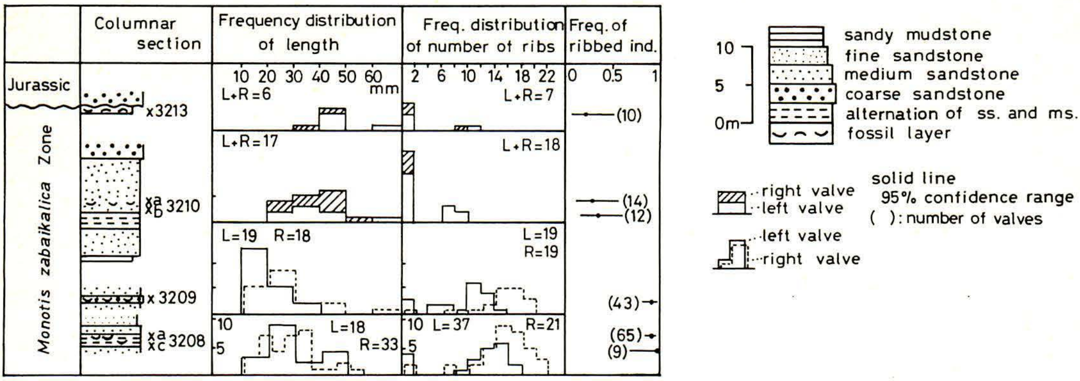


図7　*Monotis zabaikalica* の放射肋数及び放射肋をもつ個体の頻度についての時間的変化
Fig. 7　Chronological changes of number of radial plicae and frequency of ribbed individuals in *Monotis zabaikalica*

る．各種の産出から4つの化石帯が認められる．

3)　*M. zabaikalica* の個体成長，各種の平均成長を殻長，殻高，前部の長さについて検討したところ殻長5㎜以上の成長段階では変異点は認められない．急激な生態的変化を暗示する殻成長の急激な変化は殻長5㎜以上では存在しない．

4)　放射肋数は時間的に減少する傾向が顕著である．*M. ochotica* の中では徐々に1次肋数が減少する．*M. zabaikalica* では急速に放射肋が少なくかつ弱くなり，同心円肋が発達するようになる．この方向性をもった形態変化から，*M. scutiformis* から *ochotica*, *zabaikalica* に至る進化が予測される．しかしこれらが単純な一つの進化系列をなすかどうかについてはより広汎な地域の資料にもとづいて検討を重ねる必要がある．

文　　献

（その1であげたものは省略）

速水　格・松隈明彦，1971：化石の計測と統計―アロメトリーと個体変異の解析―．九大理研報（地質），**10**(3), 135-160.

Noda, M., 1975: Succession of *Inoceramus* in the Upper Cretaceous of Southwest Japan. *Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ.*, [D] *Geol.*, **23**(2), 211-261.

小貫義男・坂東祐司，1958：上部三畳系皿貝層群について．地質雑，**64**, 481-493.

小貫義男・北村　信・中川久夫，1981：北上川流域地質図（20万分の1）及び説明書．長谷地質調査事務所．仙台．

Tanabe, K., 1973: Evolution and mode of life of *Inoceramus* (*Sphenoceramus*) *naumanni* Yokoyama emend., an Upper Cretaceous bivalve. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, [N.S.], (92), 163-184.

Waller, T. R., 1969: The evolution of the *Argopecten gibbus* stock (mollusca: bivalvia), with emphasis on the Tertiary and Quaternary species of eastern North America. *Paleont. Soc. Mem.* 3 (*Jour. Paleont.* **43**(5) *suppl.*), 1-125.

——————, 1972: The functional significance of some shell microstructures in the Pectinacea (mollusca: bivalvia). *Proc. Intern. Geol. Congr. 24th*, **7**, 48-56.

追　記：その1の出版後に次の2つの文献を見落していたことに気付いたので少し触れる．

Zapfe, V. H., 1973: *Otapiria* (Monotidae, Bivalvia) aus der alpinen, Trias. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, **77**, 149-158.

Thenius, V. E., 1980: Zum Problem der "zirkumpazifischen" und der Tethys-Verbreitung mariner Evertebraten in der Trias. *Ditto*, **83**, 285-301.

この2編を参照すれば，その1の表1に示した *Otapiria* の記載種リストに次の2種が追加される．

Otapiria marshalli alpina Zapfe; Austria; Upper Triassic (Sevatian); Zapfe (1973).

O. (?) cf. *ussuriensis* (Voronetz); Central Chile; Rhaetian; Kochanova (1977) 引用は Thenius (1980) による

したがって後期三畳紀からジュラ紀初期と時期を広げて考えると，*Otapiria* においても *Monotis* 同様汎世界的分布が認められる．

Thenius (1980) は *Otapiria* を含めた三畳紀薄殻二枚貝やいくつかのアンモナイト等の海生無脊椎動物に関する環太平洋域とそれとは離れたテーチス域分布についてまとめ，その原因を論じている．それによればこのような分布はこれらの生物が浮遊性幼生期をもち，浮遊性・擬浮遊性生活をすることによるという．また当時の海水温海流系にも大きく支配されていたからだという．しかしこの総括論文には新しい積極的証拠は提示されていない．

Plate 1

Monotis scutiformis (Teller)

Fig. 1　下：右殻，中：左殻，上：右殻 (MM 15710)，層準：Sr 3201d

Fig. 2　左殻 (MM 15711)，層準：Sr 3201d

Fig. 3　左上・右上：左殻，H: *Halobia* sp. 左殻，O: *Oxytoma* sp. 左殻 (MM 15712)，層準：Sr 3201d

Fig. 4　右殻 (MM 15713)，層準：Sr 3201d

Fig. 5　右殻 (MM 15714)，層準：Sr 3201d

Monotis ochotica densistriata (Teller)

Fig. 6　いずれも右殻 (MM 15715)，層準：Sr 3203a

Fig. 7　2つとも右殻 (MM 15716)，層準：Sr 3203a

Fig. 8　合弁個体，手前が右殻 (MM15717)，層準：Sr 3202c

Fig. 9　左殻 (MM 15718)，層準：Sr 3202d

Fig. 10　右殻 (MM 15719)，層準：Sr 3202d

Monotis ochotica ochotica (Keyserling)

Fig. 11　左殻 (MM 15720)，本文中の図5のもとになった個体，層準：Sr 3204b

Fig. 12　左殻 (MM 15721)，層準：Sr 3205d

Fig. 13　左殻 (MM 15722)，層準：Sr 3205d

Fig. 14　左殻 (MM 15723)，層準：Sr 3205d

Fig. 15　右殻 (MM 15724)，層準：Sr 3205d

Fig. 16　右殻 (MM 15725)，層準：Sr 3205d

Fig. 17　右殻，外形からのキャスト (MM 15726)，層準：Sr 3207

Fig. 18　左殻 (MM 15727)，層準：Sr 3207

いずれも原寸（×1）．MMのついた番号は東京大学総合研究資料館に所蔵の登録番号．
産地：宮城県本吉郡歌津町白山沢．層準は本文の図6の柱状図を参照．図版2，figs. 1～11も同様．

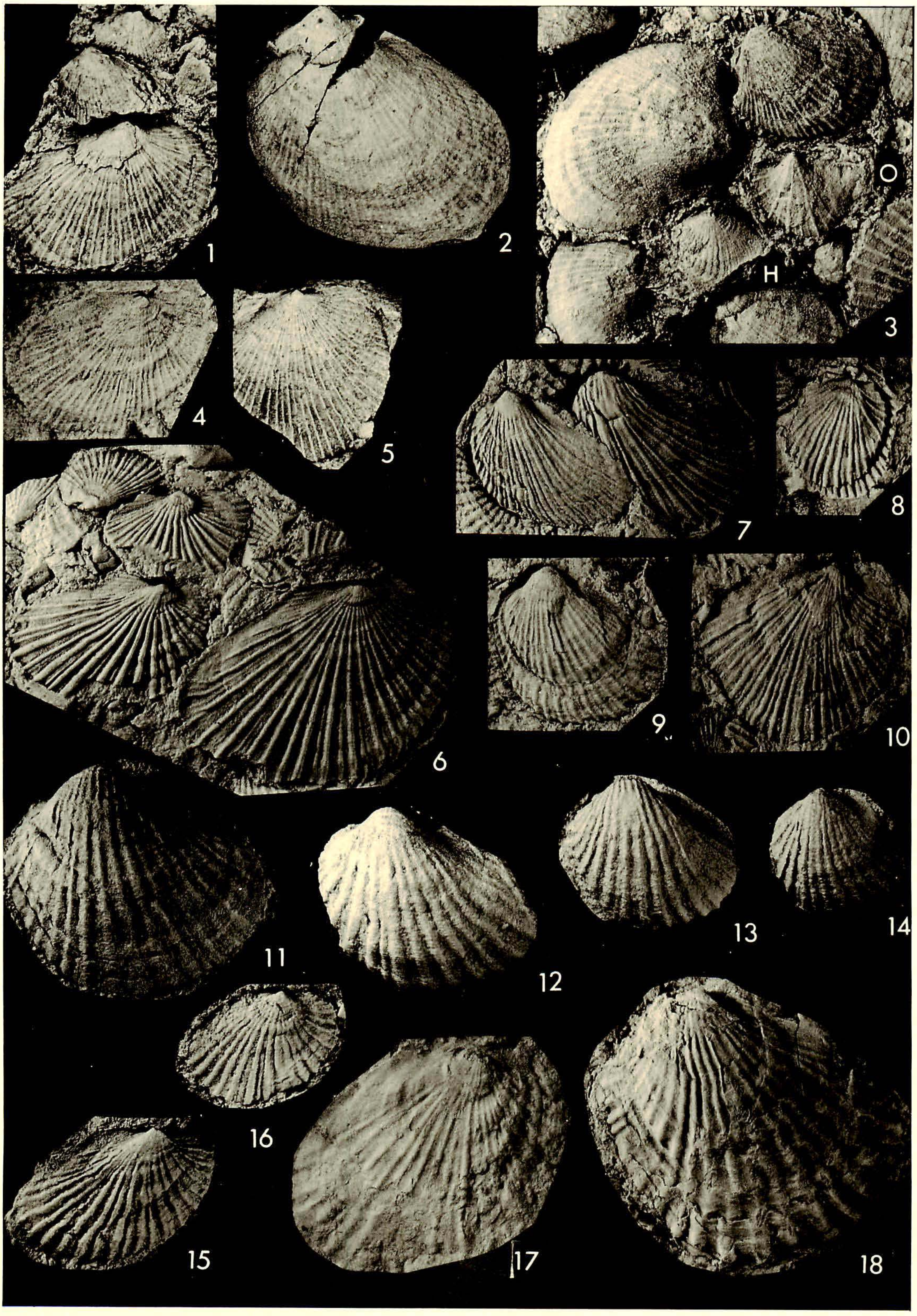

1
2
3
O
H
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

Plate 2

Monotis zabaikalica (Kiparisova)

Fig. 1 左殻 (MM 15728), 層準・標本番号：Sr 3208 L5. 標本番号は本文中の図 8 の個体に対応. 以下同様

Fig. 2 右殻 (MM 15729), 層準・標本番号：Sr 3208 R11

Fig. 3 右殻 (MM 15730), 層準・標本番号：Sr 3208 R4

Fig. 4 右殻 (MM 15731), 層準・標本番号：Sr 3209 R6

Fig. 5 左殻 (MM 15732), 層準：Sr 3209

Fig. 6 右殻 (MM 15733), 層準・標本番号：Sr 3209 R1

Fig. 7 左殻前景 (MM 15734), 層準：Sr3210

Fig. 8 左殻 (MM 15735), 層準：Sr 3210

Fig. 9 右殻 (MM 15736), 層準：Sr 3210

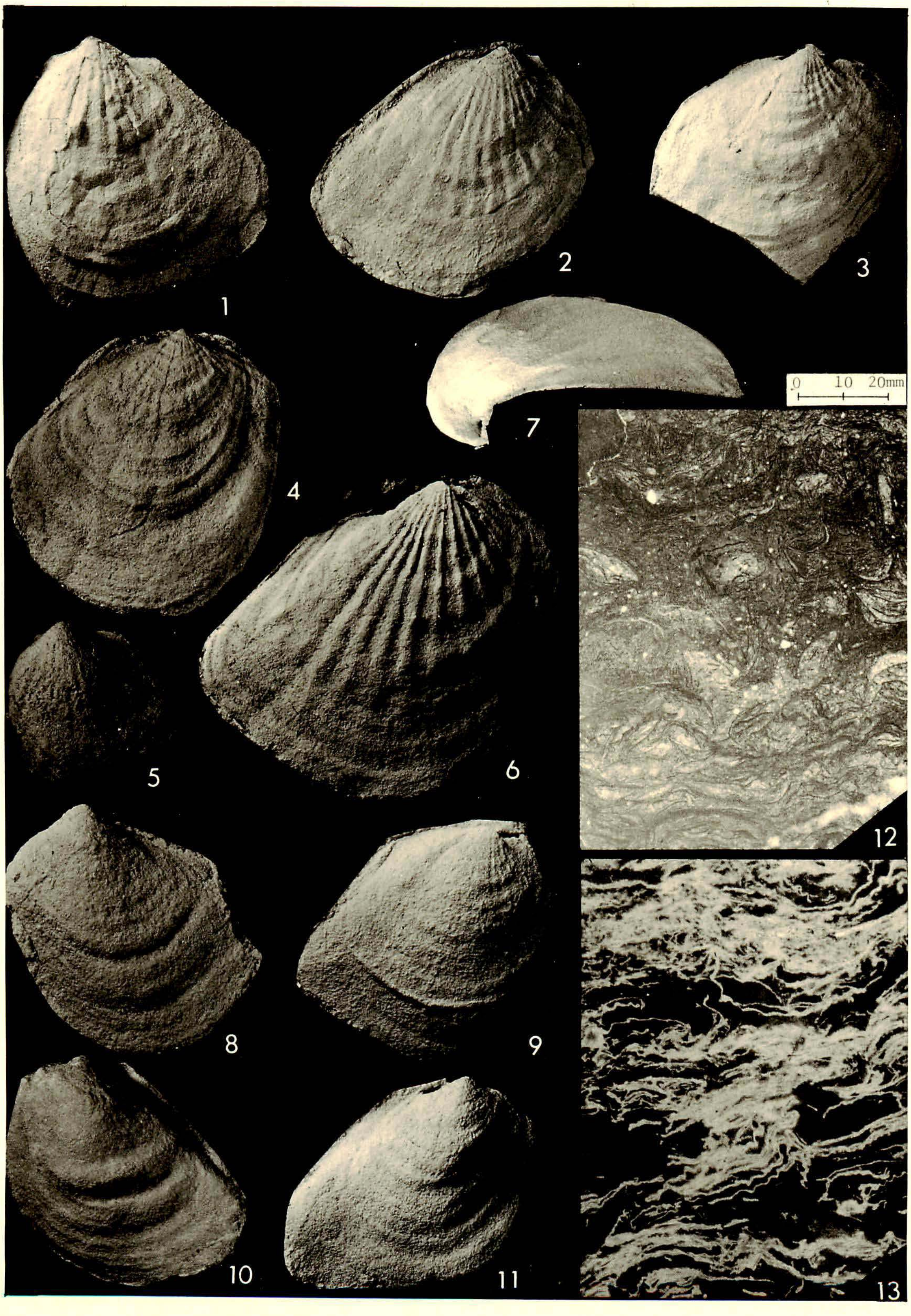
Fig. 10 左殻 (MM 15737), 層準：Sr 3213

Fig. 11 右殻 (MM 15738), 層準：Sr 3213

Fig. 12 含細礫砂質コキノイド石灰岩の垂直断面 (MM 15739). *Monotis scutiformis* が密集. 上が地層の上位. 産地：宮城県本吉郡歌津町韮の浜西岸, 皿貝層群皿貝坂層下部.

Fig. 13 黒色珪質泥岩の垂直断面 (MM 15740). *Monotis ochotica ochotica* が密集. 転石のため上下不明. 殻質は白色帯状部中央の少し黒っぽい部分のみ. 珪化によって殻質が実際より厚くみえる. 産地：宮城県気仙沼市愛宕山北斜面, 皿貝層群皿貝坂層（長ノ森層）中部

Figs. 12, 13 のスケールは Fig. 12 の上端に示す


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
0 10 20mm

化　石 35 (1984), p. 17-32

層状放散虫チャートの起源
I．堆積環境および成因

箕浦幸治*・中谷　周*

Origin of radiolarian bedded cherts: Part I

Koji Minoura and Shu Nakaya

Abstract Radiolarian bedded cherts occur extensively in pre-Tertiary orogenic belts in Japan. Their origin has been debated by many geologists. At present, two different interpretations, (1) offshore or marginal sea origin and (2) oceanic deep sea origin, are considered. The shallow sea origin (1) is demonstrated mainly by chemical geologists, and the deep sea origin (2) by some stratigraphers and sedimentologists.

We examined pre-Cretaceous radiolarian bedded cherts of North Kitakami (northeast Japan), Gifu (central Japan) and Amamioshima (southwest Japan), stratigraphically, mineralogically, chemically and sedimentologically. The relationship of SiO_2 with the total other major elements shows that silica in cherts is wholly derived from radiolarian shells and sponge spicules. The $^{18}O/^{16}O$ ratios in on-shore and DSDP cherts clearly indicate that they completely attained oxygen isotope fractionation with deep seawater after the accumulation of those siliceous remains. Sedimentary structures in cherts infer that the fractionation was progressed not in the burial stage but near the sediment-water interface. Stratigraphy of cherts shows that the sedimentary basin was situated below CCD. These data strongly suggest that radiolarian bedded cherts in the Japanese orogenic belts are of deep sea origin.

This paper is divided into two parts, and the origin of cherts is mainly discussed in primary part (Part I).

We tested hydrodynamic characters of different siliceous materials in a water tank. Threshold velocity of radiolarian shells was measured to be 6-7 cm/sec. It is inferred from this value that pure radiolarian ooze is very erosive and can accumulate under calm water condition. No quick movement of water mass near bottom surface at the time of chert deposition is also suggested by the sedimentary structures. We tried to synthesize chert from artificial siliceous gels in hydrothermal vessels, and after a long experimental run (about 1000 hours at 250°C, 60 bars) we get cherty materials. This reveals that oxygen isotope fractionation of siliceous organic remains with surrounding bottom seawater was attained by colloidization of them and gelatinous silica is the most probable origin of micro-crystalline quartz in cherts. In secondary part (Part II), the sedimentation and mineralization of siliceous shells are mainly discussed.

はじめに

地質現象として広く自然界において認められる珪質岩(siliceous rocks)では，陸源砕屑岩類の一部として産する珪質頁岩(siliceous shale)と，いわゆる地向斜性堆積物の中に緑色岩類や石灰岩を伴って出現する層状放散虫チャート(radiolarian bedded chert)がその主たるものである．前者の場合，日本列島では新第三系珪藻質堆積物（珪藻土，珪藻質泥岩）に密接に伴って産出し，その珪酸成分は珪藻殻あるいは一部に火山ガラスに由来するものと考えられている(たとえば，本田(1978))．後者の層状放散虫チャートについては，その成因に関し今のところ定まった解釈はない．近年微化石を用いた年代決定法の飛躍的発展により，多くの地域で放散虫チャートとこれを挟在する砕屑岩類との間に大幅な時間間隔の存在が予測されるようになってきた（たとえば，平(1981)，箕浦(1983)あるいはSashida (1983))．このことは，層状放散虫チャートが砕屑岩類に対し外来の物質である可能性を示唆している．すなわち放散虫チャートはこれを取り巻く砕屑岩類に対し異地

* 弘前大学理学部地球科学教室

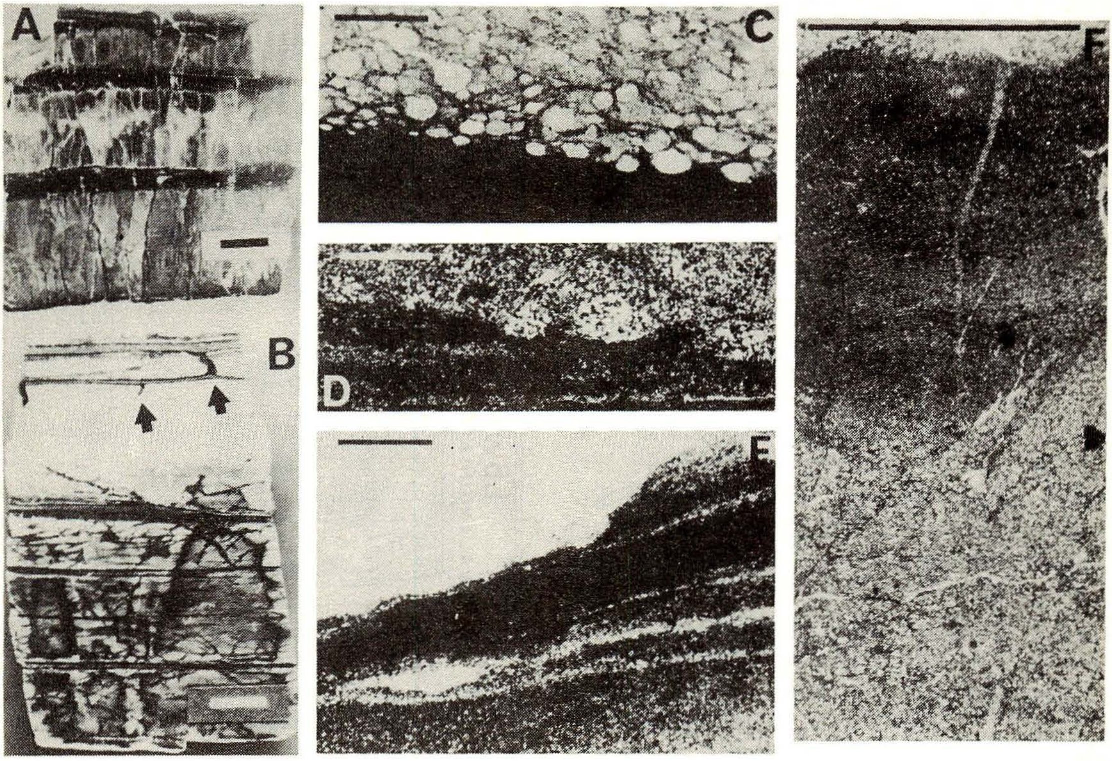
性の岩塊であり，陸源砕屑片の流入しない深海域に起源をもつとするものである．一方，Sugisaki et al. (1982)は，美濃帯層状放散虫チャートの成分分析の結果をもとにその堆積環境を推定し，沖合から縁辺海の海底にかけて沈積したものと結論している．層状放散虫チャートの発達は，活動的縁辺地域に特徴的な地質現象であるため，このような成因についての解釈の違いは島弧の構造発達史を考えるうえで多くの混乱のもととなっており，早急に解決せねばならない問題である．本論は，われわれがここ数年間に試みてきたさまざまな検討の結果に加えて，多くの公表資料を踏まえて試みた層状放散虫チャートの成因に関する新たな解釈である．放散虫チャートの成因に関する正しい理解は，単に島弧の発達史を考える上でかなめになるばかりでなく，それが形成された場の環境（具体的には深層海水の物理・化学的環境）の復元のための重要な示唆となろう．紙面の都合上，本論を2部に分けて，第1部では，層序や分析値などにもとづいた層状放散虫チャートの堆積場を論ずる．第2部では，第1部で提起した解釈についてさまざまな観点より検討を加え，さらに，現海洋との比較により，放散虫チャート堆積時の海洋環境について推論する．これら試論について多くのご批判をいただければ幸いである．

層状放散虫チャートの層序・構造・組織

筆者の1人箕浦は，北上北帯全域・美濃帯岐阜・犬山地域および奄美大島の地質について，これらの地域に広く分布する層状放散虫チャートの層位学的知識を得る目的で，野外調査を主とした詳しい検討を行なってきた．

i．北上北帯　箕浦(1983)が概略的に述べたように，本地域においては，ペルム～三畳系層状放散虫チャートはこれを包含する上部ジュラ系海溝堆積物中の異地性の岩塊であると考えられる．このことは，産出化石から判断して両者の間には相当な時間の隔たりがあることや，チャート中に陸源砕屑片をいっさい含有しないこと，あるいはチャート層は多くの場合，緩い角度で周辺の砕屑岩類の層理面を切っていることなどから推定された．岩手県下閉伊郡川井村川内では，緑色岩類（主として安山岩質凝灰岩および玄武岩熔岩）の上位に層状放散虫チャートが重なり，さらに最上位には放散虫岩あるいは珪質頁岩がのる一連の連続した地層が分布している．これらは圧砕された細粒重力流堆積物(fine turbidite)中に層位的非調和性を帯びて挟在する巨大岩体である．鏡下観察の結果では，放散虫岩と層状放散虫チャートは組織的に大きく異なっている．放散虫岩の場合，ほぼ同様な径を有する放散虫殻でチャート組織は充填されており，明らかに水の流れの影響を強く受けているようである．一方，層状放散虫チャートでは，放散虫殻は微晶質石英の基質に（浮かぶ形で）散在しており，殻径は多様である．これらの事実は，両者では堆積の場あるいは堆積後固結前の底層流の状況が異なっていたことを暗示する．岩手県下閉伊郡岩泉町から青森県八戸市にかけて南北に長く，石灰岩を主体とする三畳系（あるいは一部にジュラ系を含む）安家層が分布している．本層は，安山岩質枕状熔岩および同質の凝灰角礫岩よりなる沢山川層の上位に整合的に重なり，大きくみて，最下位の泥灰質粘板岩，これに漸移的に重なる石灰岩（いわゆる安家石灰岩）および最上位の層状放散虫チャートより成っている．沢山川層の火砕岩中には中生代型石灰藻化石（杉本，1974）を含む石灰岩塊が挟在しており，その堆積の場がさほど深くはなかったことを暗示させる．安家層では，石灰岩より層状放散虫チャートに移行する層準が極めて律動性に富む両者の互層より成っている．この部分の石灰岩は細粒かつ緻密であり，あるいは石灰殻の浮遊性生物軟泥に由来するのかもしれない．上記沢山川層や安家層には陸源砕屑片の混入はない．また，これら以外の地域より得た総数500点にのぼる層状放散虫チャート試料の薄片の顕微鏡観察でもやはり，陸源砕屑片は認めることができなかった．

図版1には北上山地の層状放散虫チャートにみる種々の内部構造のいくつかが例としてあげてある．1枚のチャート層も切断面を研磨すると，いくつかのさらに薄いチャート単層の積み重なりとなって現われることがある（図版1－A）．この単層の厚さを多くの研磨試料について測定した結果が図1である．単層の厚さ（平均約2㎝）の頻度分布はみかけの層厚のそれに較べて非常に集中性が良く（すなわち偏差が小さい），各単層はおそらく1回の堆積作用でできたものであろう．研磨面ではさらに，単層の引張分離(pull apart)がみられることがある（図版1－B）．しかし，上下の層には引張りによる影響が認められず，埋積・固結後ではなく集積の過程でできた構造とみられる．引張分離形態からして，変形時には堆積層は半固結状態にあったろうと思われる．図版1－CからEは，上位のチャート単層が直下の粘土層を削り込んでいる様子を示している．粘土層がチャート内に入り込んでおり，すでにあった粘土層表面の凹凸をチャート層が埋めたものではないことは明らかである．一種の重力流堆積構造とみて良いであろう．このような構造はそれほど多くはなく，各チャート単層は上位に粘土層を隔てて次のチャート単層に整然と移行している（図版1－F）場合がほとんどである．いずれにしても生物による堆積物



図版1　層状放散虫チャートにみる内部構造
1枚のチャート層がさらにいくつかのより薄いチャート層よりなる例(A, B). 研摩面上でチャート単層の引張分離（B, 矢印）を認めることがある. チャート・層間粘土境界部において時としてチャート層による直下の粘土層への削り込みが研摩面上に見い出される例（C, D, E顕微鏡写真). 一般にはこのような削り込みはみられなく(E顕微鏡写真) 整然と重なっている. 粘土層中にしばしば見いだされる葉理状の微晶質石英の並び(E).
スケールバー　A, B：1cm, C：0.4mm, D, E：0.55mm, F：1mm

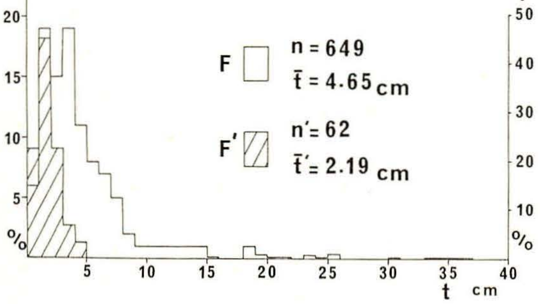


図1　層状放散虫チャート単層の厚さの頻度分布
F：みかけの厚さの頻度分布（野外における測定結果), F'：研摩面にみるチャート単層（図版1A, B）の厚さの頻度分布（室内における測定結果）n, n'：計測数, $\bar{t}, \bar{t}'$：平均層厚（cm）

擾乱の痕跡は認められない.

ii. **美濃帯岐阜・犬山地域**　両地域にみる層状放散虫チャートはその分布の形態が北上北帯のそれに似ているものの, 砕屑岩類との関係は未だ明確ではない. 近藤・足立 (1975) は中〜上部三畳系層状放散虫チャートおよびジュラ系珪質頁岩がジュラ紀後期に現在の位置に再堆積したとしている. ジュラ系赤色珪質頁岩には炭酸マンガン団塊が胚胎しており, 鉱物化学的検討の結果では, これは堆積直後の表層にかなり近い硫酸環元間隙水雰囲気下でできたものであると考えられている (箕浦他, 1983). 赤色珪質頁岩は三畳系層状放散虫チャートと組織的に類似しており, またこの頁岩中にも炭酸マンガン粒子を含むチャートが部分的に認められることから, 両者の堆積環境と続成作用の場は一連のものであろうと考

えられる．北上北帯の場合と同じく，層状放散虫チャート中には陸源物質の混入は認められなかった．

iii．**奄美大島**　琉球列島を構成する島々の中で2番目に大きい奄美大島は，地質学的には白亜紀から古第三紀にかけて堆積した深海扇状地堆積物を主体としており（遅沢，1983），変形砕屑岩類を基質として大小様々なチャート岩塊を挟在する湯湾層が島の西部に広く分布している．これらチャートはペルム系および三畳系の層状放散虫チャートで，一部ジュラ系があり，下位に緑色岩類と石灰岩を伴ない，これらを含めて砕屑岩類に対し異地性である．特に興味深いのは，三畳系岩塊中には石炭系浅海性石灰岩が，またペルム系岩塊中にはペルム系浅海性石灰岩が，それぞれ異地性の岩塊として取り込まれている点である．これら石灰岩塊は泥灰質粘土岩中に認められ，この粘土岩の上位には深海性石灰岩が累重しており，しだいに層状放散虫チャートに移行する．石灰岩と層状放散虫チャートの漸移部では時に紡錘虫化石片等より成る薄い（厚さ数mmから1cm）挟みがあり，単層内でしばしば級化構造が認められる．産出する放散虫化石によれば基質砕屑岩類はValanginianからLower Aptianであり，層状放散虫チャートや石灰岩とはかなりの時代差があることになる．層状石灰岩は多くの場合苦灰石化作用を受けており，いずれの場合も起源は細粒深海性石灰質堆積物で，ナンノ化石様組織が見い出されることがあり，層状放散虫チャート中にもしばしば苦灰石自形結晶が認められる．これら異地性の岩体中には陸源砕屑岩片は一切含まれていない．奄美大島における先白亜系異地性岩塊と白亜系砕屑岩類の層位関係を図2に簡略にまとめて示してある．

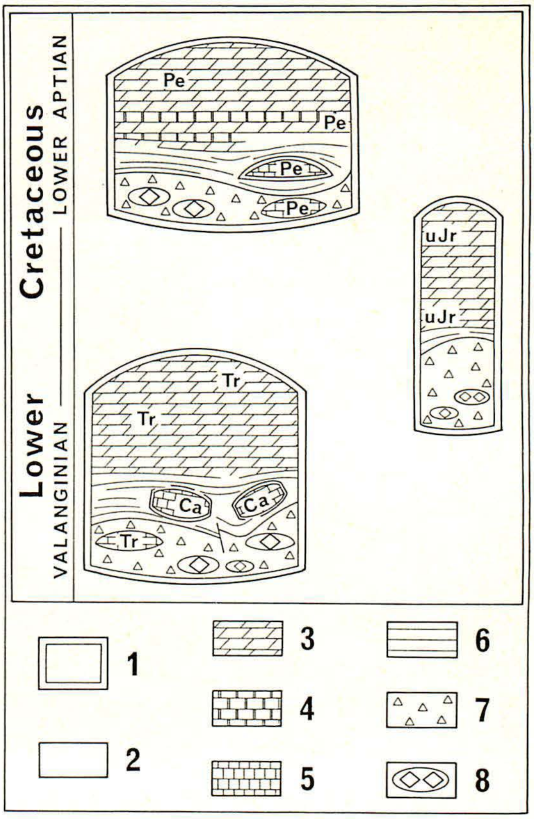


図2　奄美大島湯湾層にみる白亜系砕屑岩類と異地性岩体の模式的層位関係．1：異地性岩体（Ca：石炭系，Pe：ペルム系，Tr：三畳系，uJr：上部ジュラ系），2：白亜系砕屑岩類，3：層状放散虫チャート，4：深海性石灰岩，5：浅海性石灰岩，6：粘土岩（一部に塩基性火成岩類砕屑物を伴う），7：塩基性火成岩類，8：玄武岩質枕状熔岩

珪質岩類の化学組成

層状放散虫チャートについて化学的な観点から検討を行うために，次に螢光X線分析装置による成分分析を行なった．分析に際し，各試料の一部を水篩(water sieving)して石英成分を除いた後X線粉末回折試験を行なった．得た回折線図から，石英以外に炭酸塩鉱物（方解石・苦灰石）と粘土鉱物（主に緑泥石・イライト）を同定した．層状放散虫チャートの沸酸処理により得た残渣中から鏡下で微化石を検出する際，しばしば黒色球状物質が認められることがある．斎藤靖二博士（私信）によると，この球状物質には一般に堆積岩で微量とされる元素(Ni, Crなど)を多量に濃集しているとのことである．化学成分と形状から判断すると，チャートを構成する物質そのもの（微晶質石英，粘土鉱物，放散虫殼等）とは異質であり，おそらく外来物質であろう．したがって，層状放散虫チャートを総量で分析する際，微量成分についてはこの効果を十分に考慮する必要がある．ここでは，主成分だけを分析の対象とし，岩相と成分の対応を知る目的でできるだけ多くの試料について検討を試みた．図3には，奄美大島湯湾層中の層状放散虫チャートおよび珪質頁岩243個についての分析結果を2つの場合にまとめて示してある．Na_2O-K_2O-CaO 3成分系では，ペルム・三畳系およびジュラ系のそれぞれの層状放散虫チャートで時代にかかわりなく同様な分布の領域を占める．一方，砕屑岩類と同時異相の関係で産出する珪質頁岩（層状放散虫チャートに産状が酷似しているもののタービダイトと時代は同じ）は，層状放散虫チャートとは図の上で全く異なる分布の傾向を有している．このことは MgO−CaO−Ignition loss 3成分系でも同様である．この場合 Ignition loss は主として炭酸

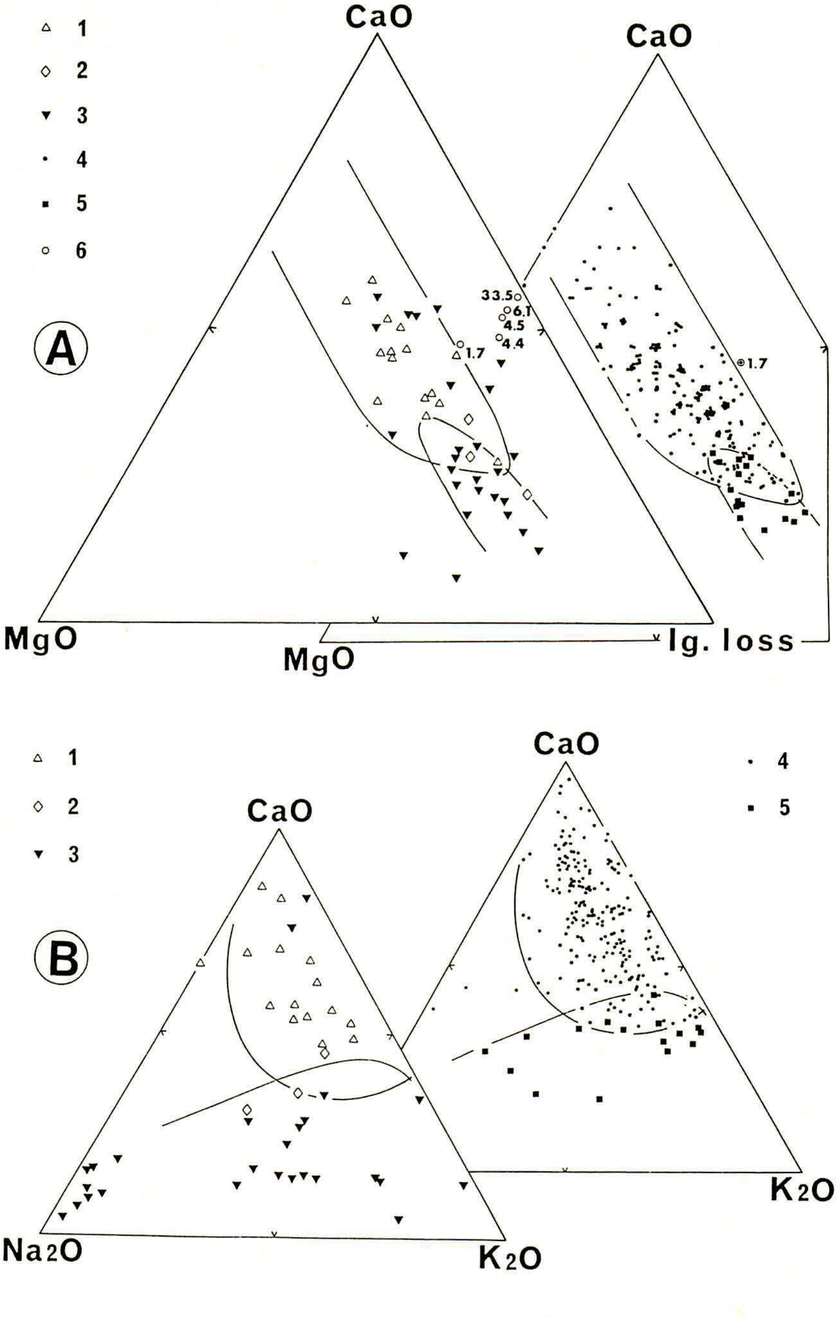


図3　奄美大島湯湾層産珪質岩類の螢光X線分析結果
分析数243　Ⓐ CaO-MgO-Ig-loss 3成分系　1：上部ジュラ系層状放散虫チャート，2：上部ジュラ系粘土質(不純)層状放散虫チャート，3：下部白亜系珪質岩類，4：ペルム・三畳系層状放散虫チャート，5：ペルム・三畳系粘土質(不純)層状放散虫チャート，6：ペルム：三畳系異地性岩体中の石灰岩・チャート漸移部にみる層状チャート(石灰質)．数字は CaO 含有量で，Ig-lossは炭酸ガスをほぼ代表していると考えられる．Ⓑ CaO-Na_2O-K_2O 3成分系　各記号はⒶに同じ

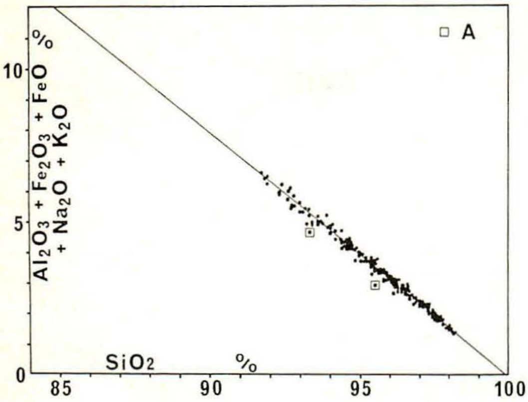


図4　奄美大島湯湾層ペルム・三畳系層状放散虫チャート分析値にみるアルカリ＋全鉄＋アルミと珪酸の関係．回帰直線は 99.85％の点で珪酸軸を切る．A：＞1％ Na_2O

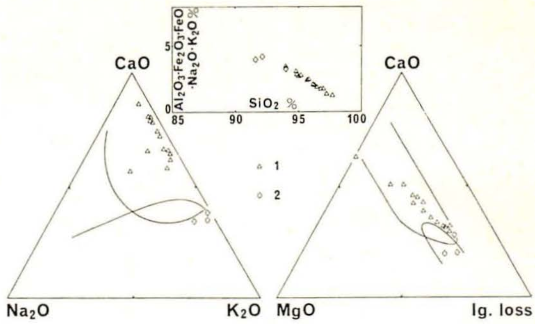


図5　美濃帯犬山地域三畳系層状放散虫チャート分析結果．アルカリ＋全鉄＋アルミと珪酸の相関を示す回帰直線は 99.50％の点で珪酸軸を切る．1：層状放散虫チャート，2：粘土質(不純)層状放散虫チャート

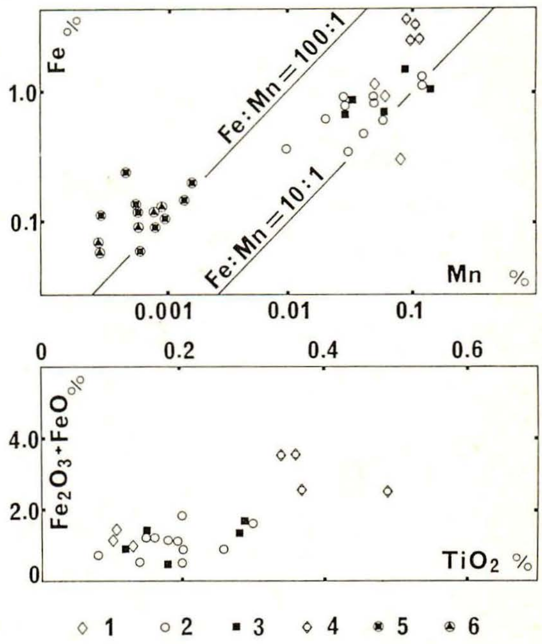


図6　北上北帯陸中層群三畳系層状放散虫チャートおよびジュラ系泥質岩の分析結果．1：横木沢層下部チャート，2：横木沢層上部チャート，3：腰廻層チャート，4：横木沢層泥質岩，5：ノバキュライト (Cressman, 1962)，6：石灰岩中の団塊状チャート (Cressman, 1962).
5と6はいずれもデボン系で，浅海性堆積物に伴なって産出

ガスを表わすものと考えられる．層状放散虫チャートのうち，炭酸塩成分の多いもの (CaO として2％以上含むもの) について鏡下で観察すると，必ず方解石あるいは苦灰石自形結晶が認められる．CaO 含有量1％未満の試料は図の上ですべてある1つの区画された分布域に入ることから判断して，1％未満の CaO は粘土鉱物に，またこれより多い CaO は炭酸塩鉱物に由来するとみなしておおよそ良さそうである．組織的にみて炭酸塩鉱物は堆積物固結化以前にすでに形を成していたものと考えられ，層状放散虫チャートそのものとは成因的にみて全く異質であると思われる．図4では湯湾層産ペルム・三畳系放散虫チャートについて，分析値からこれら3成分を差し引いて改めて再計算し，全量100％としたもののうち，珪酸と他の主成分であるアルミニウム，全鉄およびアルカリ(Na_2O, K_2O)についての相関を示してある．不偏長軸法を用いて求めた回帰直線はほぼ100％ (正確には 99.85％) の点で珪酸軸と交わる．縦軸を粘土鉱物由来の珪酸以外の成分と考えると，横軸は石英と粘土鉱物からの珪酸を表わすことになる．したがって縦軸成分が0となる点，すなわち回帰直線と横軸の交点は，粘土鉱物を含まない堆積物の珪酸成分を示すものと思われる．層状放散虫チャートには珪酸に富む火山性物質を一切含まないことから，このように高い珪酸成分含有量を有する物質は珪質殻生物堆積物以外に有り得ない．おそらく放散虫 (あるいは珪藻殻を含む) がチャート中の珪酸成分の起源となっているのであろう．美濃帯犬山地域の三畳系チャートの分析結果 (図5) でも，地理的な隔りがあるにもかかわらず奄美大島湯湾層チャートについての結果とほぼ同様の傾向が認められる．主成分のうちチタンとマンガンについては，いずれの地域でも含有量と岩相や組織との対応においては明瞭な関係は得られなかった．図6は北上北帯陸中層群中の異地性層状放散虫チャートの両成分

に関する1つの例で，層準や色の違いによる明らかな成分上の差はない．チャートとそれを取り巻く頁岩（細粒タービダイト）とではグラフ上における分析値に有意な回帰性が認められず，堆積環境に違いがあるようである．

生物珪質殻の溶解と再結晶

分析値の検討結果では，層状放散虫チャートの主成分である珪酸は生物の珪質殻に由来することが判明した．しかし，どのような過程を経て生物殻を構成する非晶質珪酸がチャートを構成する微晶質石英に変ってゆくのか不明である．層状放散虫チャート薄片を鏡下で観察すると，溶けないで残っている多くの放散虫殻が認められる．殻を取り巻く微晶質石英は明らかに堆積物の岩石化過程でできたものである．続成過程で微晶質石英が堆積物を置換したのではない．したがって，沈殿－堆積－固結という一連の過程で珪酸塩殻のあるものは溶け，他のものは化石として残ったということになる．Schrader (1972) によると，ジブラルタル海峡沖大陸斜面表層に含まれる珪質生物殻の場合，堆積後約4000年で大部分の殻は溶解してしまい，沈殿殻の数%が化石として保存されるにすぎないという．溶解速度は，この場合海洋の物理・化学的性質や堆積速度に依存せず，純粋に時間の関数として扱い得ると結論している．珪質殻の堆積物中での選択的溶解作用－溶けやすい殻が急速に溶ける一方でほとんど溶解しない殻があり，それが後に化石となる－が実際に底質中で進行しているのであろうか．このことについてわれわれは2つの面から検討を試みた．

まず第1に，実験室で深海底の環境に近い状態を作り，ここでの溶解度を何種類かの珪質殻に関して長時間にわたり測定した．実験方法は，①化学処理を施さない試料をテフロン試験管に清浄海水とともに封入したものを多数用意し，②これを暗所で温度2°Cの静かな状態に保ち，③一定時間経過後1本ずつ試料アンプルを取り出して溶液中の珪酸濃度をケイモリブデン酸比色法により測定した．約8000時間に及ぶ実験結果を図7に示す．この結果から1つの興味ある事実が判明した．すなわち，同一の条件下で，あるものは急速に溶解し他のものは（一定時間経過後）溶解度は一定に保たれ溶解作用がほとんど進行しなくなるのである．たとえば，水槽培養による殻の薄い珪藻 (*Phaeodactylum tricornatum*)殻の場合，その溶解度は他に比べてきわめて大きく，測定結果をもとに概算すると約1000年で殻はほぼ完全に溶けてしまうことになる．これに対して，中新統珪藻土より分離した化石殻は溶解性に乏しい．人工珪酸粒（水ガラスを塩酸で加水分解後，透析膜を用いて脱塩して得た珪酸コロイドを，さらに海水中に流し入れて沈殿させたときにできる粒状物質．径数ないし数10ミクロンの楕円体～球体状で，形状は放散虫殻に類似）の場合にはほとんど溶解が進行していない．同一条件で溶解性にこれほど大差がある事実は，自然の条件下での選択的溶解作用の進行を示唆するものと思われる．

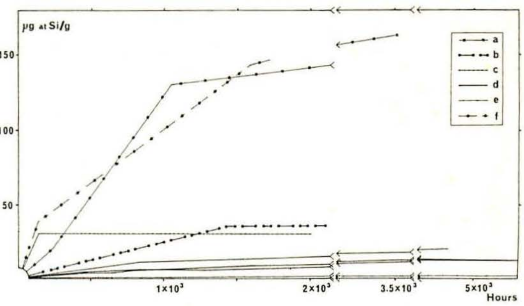


図7　温度7℃での清浄海水中での各種珪質試料の溶解速度結果．a：人工培養珪藻 (*Phaeodactylum tricornatum*)殻，b：南極ロス海底質堆積物より分離した放散虫殻，c，d：中新統化石珪藻殻（cとdは底地が異なる），e：人工珪酸ゲル，f：中新統化石放散虫殻（産地はcに同じ）

それではその事実があるとすれば，溶出した珪酸は溶けにくい殻の周辺に何らかの形で滞るのであろうか．Schinck et al. (1975)の実験はこの疑問に対してたいへん示唆的である．彼らは，拡散方程式を基礎とした堆積物間隙水中での珪酸の溶解・濃集過程を説明する連立偏微分方程式を立て，これにさまざまな初期条件を与えて計算機実験を行なった．その結果，生物による堆積物擾乱作用の増加あるいは珪質殻の溶解速度の減少が堆積物間隙水中の珪酸濃度を相対的に高める，すなわち間隙水珪酸の海水中への拡散を抑止するという興味ある事実を見出している．したがって，珪質殻の溶解速度とともに生物擾乱作用の効果も検討してみる必要がある．しかしながら，層状放散虫チャートおよびチャート層間粘土層を層理面に垂直に連続的に切断し，その断面について鏡下で詳しく観察してみると，葉理や放散虫殻の配列に乱れはほとんど認められず（図版1－F），粘土粒子の分布にもむらがない．それゆえ底生生物による擾乱作用はほぼなかったと考えて良さそうである．そこで先のSchinck et al. (1975)の結論に従えば，珪質殻より溶脱した珪酸を堆積物中に何らかの形でとどめる効果をもたらしたものとして，珪質殻の溶解速度そのものを考えれば良いということになる．溶解速度が小さければ，より深部まで珪質殻は埋積されて，溶出した珪酸の海水中への拡散は相対的に妨げられ，結果として間隙水中の珪酸濃度を

高める．しかし，層状放散虫チャートの場合，堆積速度が小さく，殻の埋積による珪酸の濃集促進の効果はあまり期待できない．この場合単純に，ゆっくりと溶解が進行することによる海水中への珪酸の拡散の軽減という現象を考えたほうが良さそうである．先述のような，われわれの最も溶けやすい珪藻殻の溶解実験結果や Schrader (1972)の結論ともあわせて考えると，おそらく大部分の放散虫殻はその消滅にさらに長い時間を必要とするであろう．このことは，静穏な環境に集積する場合，珪質殻の溶解はきわめて緩やかに進行することも暗示している．すなわち，珪酸は拡散よりも効率的に間隙水中に濃集されるであろうと判断できる．溶け残った殻の周辺にはこうして濃集した珪酸が滞まり，これが続成作用の諸段階を経て微晶質石英となるものと推測され得る．

第2番目は，高圧釜(autoclave)を用いた珪質殻の溶解と再結晶に関する検討である．自然状態を復元した環境を設定しての実験では反応が遅く，珪質殻の続成過程における変化を逐次記録してゆくことは不可能である．そのため，高圧釜を用いた試行実験を行なうことにし，各種の試料を蒸溜水とともに石英ガラス管に封入したアンプルを多数用意して，これについて温度 250°C, 圧力 60 バールの条件下で実験を反復した．そして一定時間経過後のアンプル中の試料についてX線粉末回折試験と SEM 観察を行ない，試行時間の長さと形態と鉱物組成の変化との関係を調べた．しかし，結果的には，1000 時間以上に及ぶ試行後も珪質殻にほとんど何らの変化も認められなかった．すなわち，短時間で何らかの変化を殻にきたすにはもっと大きな圧力あるいは高い温度が必要であるということになる．そこで，最高条件として温度 650°C, 圧力 3500 バールを発生させることのできる装置を用い（図8），比較的短い時間内で珪質殻の溶解と再結晶化を行なわせることを試みた．径5㎜，長さ5㎝の純金製試料封入管を用い，蒸溜水とともに試料を封入後，放電溶接により管の両端を閉じて試料アンプルを作った．温度は 250°C で，圧力を 1700 から 2000 バールに保ち，数 100 時間から 1000 時間以上にわたって繰り返し実験を行なった．結果は SEM 観察像として図版2に示してある．この図は，試行時間を増すにつれ放散虫殻（中部太平洋水深 5319 m の海底より採取した珪質粘土より分離）がしだいに表面より溶けてゆく状況を明瞭に示している．興味のある1つの点は，図版2－Dで明らかなように，溶けかかっている殻とほぼ完全に保存されている殻とが同時に存在することである．この現象はまさに，化石として残る殻と後にこれを包埋する珪酸の供給源となる殻が現実に堆積物中に共存しうることを暗示している．溶ける運命にある殻はただひたすら溶けてゆくのに対し，溶けないで残る殻はその表面にわずかな溶解の痕跡をとどめる程度で，ある場合にはその表面に珪酸の付加すら認められる（図版2－G）．したがって殻から溶け出た珪酸は，溶けにくい殻の表面あるいはその周辺にとどまることになる．溶解殻由来の珪酸が最終的に微晶

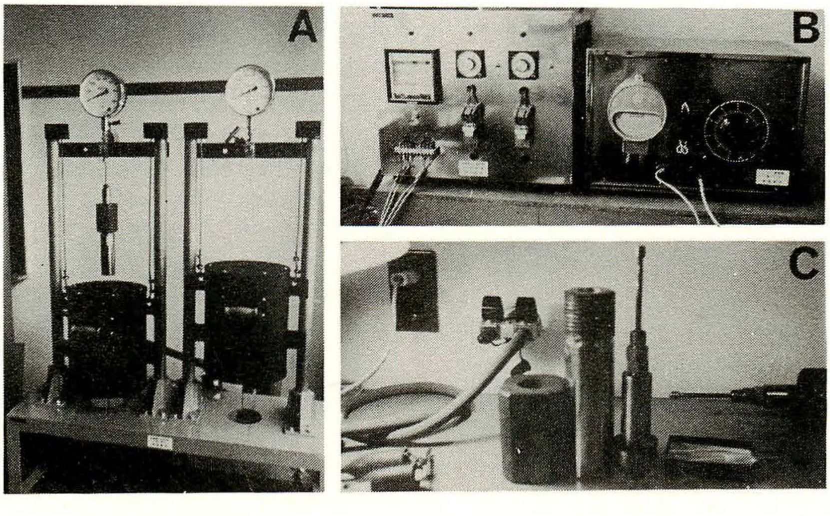
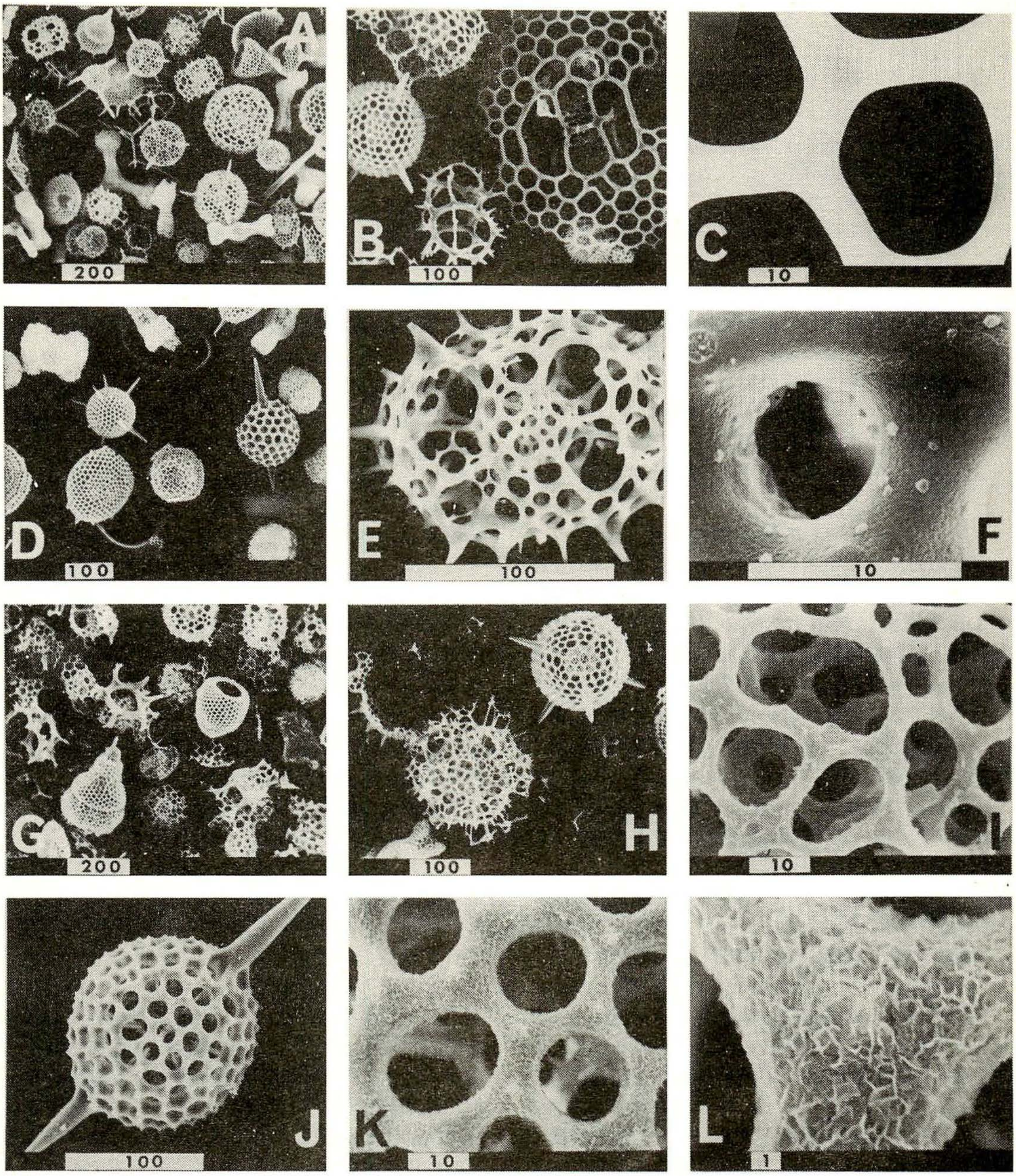


図8　高圧容器．Aは装置の全容で，後方の手動式ポンプで2000気圧まで加圧できる．Bの左は装置の制御部で，右は放電熔接のための電源装置．C：試料容器



図版　2　高圧容器を用いた放散虫殻の溶解実験結果のSEM像

A～C′：中部太平洋水深5319ｍの海底より採取した珪質粘土より分離した放散虫殻，D～F：250℃，1700気圧，100時間経過後，G～I：250℃，1950気圧，500時間経過後，J～L：250℃，2000気圧，1000時間経過後．

質石英を構成する珪酸となるという溶解実験によって得た結果は，このように高圧容器を用いた実験によっても支持されたことになる．この実験結果にもとづく大よその算定では，沈殿放散虫構成種のうち90%あるいはそれ以上が消失してしまう．したがって，堆積岩中に化石として残存する放散虫種の構成は沈殿当初の放散虫群集のそれとは全く異なったものになるであろう．斎藤・井本(1978)は高圧容器を用いた同様の検討を行なっており，組織観察の結果を基に，反応過程で珪質殻の溶解と溶出珪酸の沈殿が同時進行すると考えた．この現象は，殻の溶解性とは別に，局所的な化学反応が随所に独立して進行することを意味するものであろう．溶解性にさほど差のない殻の集積体の続成の場合はこの考え方で説明できよう（たとえば放散虫岩や骨針岩など）．しかしながら大部分の珪質殻堆積物では，ここに示したように溶解－不溶解の現象が重要な続成の要因となっていると思われる．

チャートの酸素同位体比

現在の海洋で最も古い堆積物は北西太平洋の上部ジュラ系である(Heezen and Fomari, 1974). DSDPの試錘試料中にはこれより新しい時代のチャートが頻繁に認められ，知られる限りで最も新しいチャート様岩石は始新統である．中部太平洋やカリブ海では広い範囲にわたって暁新世から始新世にかけての時代のチャート様岩石が音波不透明層を形成しているのが良く知られている（たとえば，井上・鈴置(1974)）．これら現在の海洋底に存在するチャートについての知識は，層状放散虫チャートの成因を考える上でおおいに役立つであろう．ひとつの試みとして，チャートを構成する結晶質珪酸中の酸素同位体比の測定がある．図9上欄には，現在までに報告されたDSDP試錘試料より得たチャートとポーセラナイト(porcellanite)および陸上のそれらに関する多くの酸素同位体比測定値を後期ジュラ紀より中新世までの年代表に落したものを示してある．これら曲線は $\delta^{18}O$ 値の最も高い点を連ねて得たもので，深海底のチャートと陸上のチャートの間には非常に良い相関が認められる．一方，図の下欄には，Douglas and Savin (1975)による底生有孔虫殻の酸素同位体比の測定値に基づく深層水古水温曲線と，DSDPチャートの各時代での最も高い $\delta^{18}O$ 値から求めた推定深層水古水温曲線とを合せて示した．これにより明らかなように，底生有孔虫殻の $\delta^{18}O$ 値による温度曲線はDSDPチャートの $\delta^{18}O$ 値より求めた2つの温度曲線のほぼ中間に位置しており，温度変化の傾向は2つの場合で極めて類似している．このことは，チャートに深層水の温度が鋭敏に記録されたことを物語っており，さらには深層水の温度変化に十分反応する速度で珪質堆積物の固結化が進行したことを意味するものと思われる．最大 $\delta^{18}O$ 値曲線では，陸上のチャートと深海のチャートの間に緊密な相関が認められる事実は，陸上のチャートが深海よりもたらされたものであることを暗示するのかもしれない．両者の間の $\delta^{18}O$ 値の差は，陸の地質に組み込まれた時点ないしはその後の熱的影響によるものであろうか．図9より読み取れるもう1つの興味深い事実は，特にポーセラナイトにおいてきわめて高い $\delta^{18}O$ 値が得られているという点である．図の左端には現世珪質殻の $\delta^{18}O$ 値が生息水温と対応して示してあり，$\delta^{18}O$ 値と水温の間には強い負の相関が認められる．すなわち，水温の高い所の殻には低い $\delta^{18}O$ 値が得られている．この資料から，珪質殻は生息環境での水温を反映した $\delta^{18}O$ 値を当初保有していると言える．Douglas and Savin (1975)により求められた浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}O$ 値に基づく表層水温は，各時代を通じて明らかに深層水温よりずっと高い．したがって，珪質堆積物は沈殿時には表層水温を反映した $\delta^{18}O$ 値を有する珪質殻よりなっていたと考えて良いであろう．チャート中の $\delta^{18}O$ 値より得た温度曲線と底生有孔虫殻中の $\delta^{18}O$ 値より推定した深層水温曲線とは非常に良い相関を示し，またチャートの温度履歴は深層水温の変化に対応している．よって，沈殿珪質殻は続成過程のある段階で生息域での温度履歴がすべて抹殺され，改めて沈殿環境の温度に即した酸素同位体交換平衡に到達したものと考えられる．したがって，ポーセラナイトにおける高い $\delta^{18}O$ 値は，堆積場での低い深層水温に起因したものであるということになる．図に示したポーセラナイトは主としてOpal-CTより成る．これが続成の最終段階で石英に転ずるとすれば，ポーセラナイトはやがてチャートになるとみなすことができるかもしれない．結晶化の進行により珪酸を構成する酸素のうちの ^{18}O 濃度はしだいに減少してゆくと考えると（埋没増温効果により結晶化が進行すれば当然 $^{18}O/^{16}O$ 比は小さくなってゆく．また純粋に結晶化が時間とともに進行する場合，^{18}O は選択的に逐次結晶中より追い出されると考えられ，やはりその比は減少する），微晶質石英よりなるチャートで $\delta^{18}O$ 値は最も低くなる．これを裏返せば，珪質殻が沈殿して海水と同位体交換平衡に到達した時に堆積物は全段階を通じて最も高い $\delta^{18}O$ 値を有することになる．この考えが正しいとすれば，実際の深層水温は，図9の下に示したチャートの $\delta^{18}O$ 値による温度変化曲線のうち最も低い温度を与える曲線に近いものになる．それゆえ，浮遊性有孔虫殻の $\delta^{18}O$

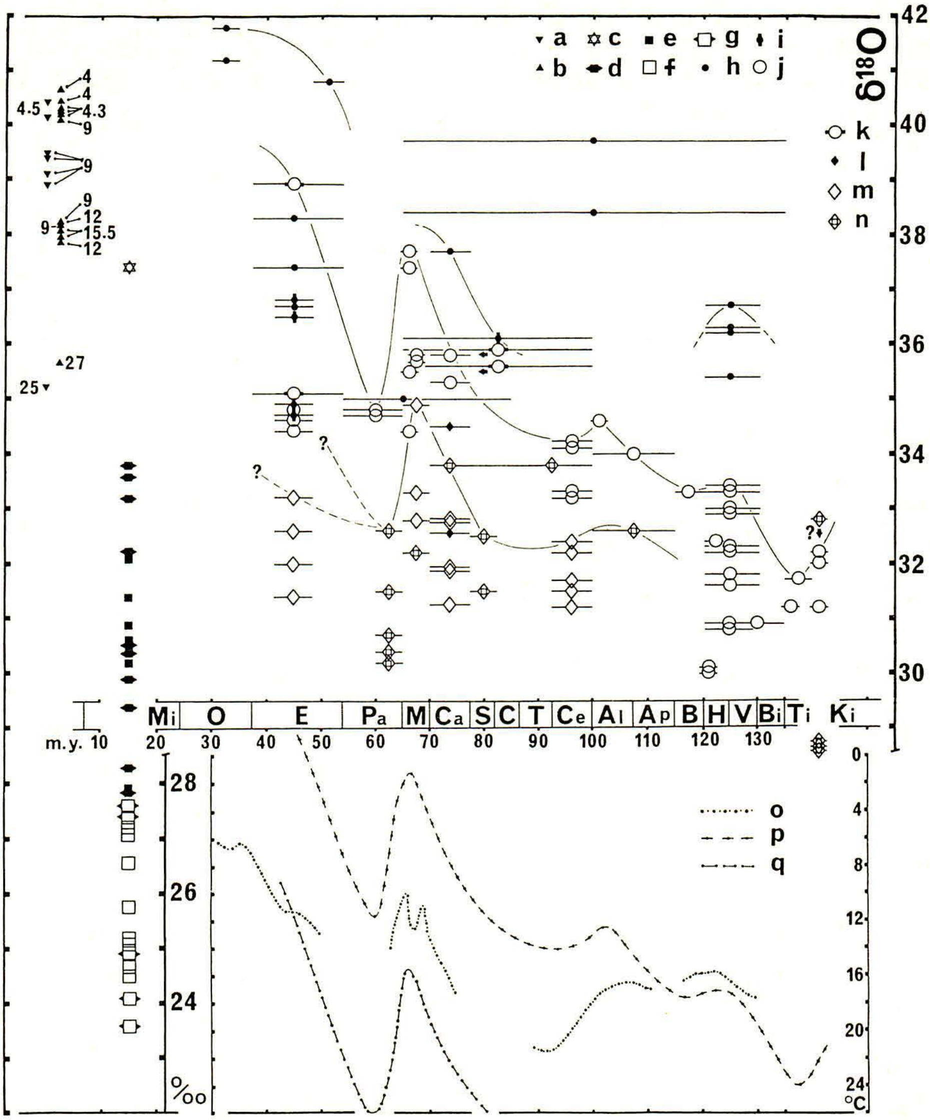


図 9　生物珪質殻・珪質岩および底生有孔虫殻の酸素同位体比
a：現世珪藻化石殻 (Labeyrie, 1974)，b：現世海綿骨針 (Labeyrie, 1974)，c：Monterey 層 Opal-A (Murata et al., 1977)，d：Monterey 層ポーセラナイト (Murata et al., 1977)，e：Monterey 層ポーセラナイト (Pisciotto, 1981)，f：Monterey 層チャート (Pisciotto, 1981)，g：Monterey 層チャート (Murata et al., 1977)，h：DSDP ポーセラナイト (Kolodny and Epstein, 1976)，i：DSDP ポーセラナイト (Nauth and Epstein, 1975)，j：DSDP チャート (Nauth and Epstein, 1975)，l：陸上ポーセラナイト (Kolodny and Epstein, 1976)，m：陸上チャート (Kolodny and Epstein, 1976)，n：陸上チャート (Degens and Epstein, 1962)，o：Douglas and Savin (1975) による底生有孔虫を用いた深層古水温変化曲線，p：Nauth and Epstein (1976) の方程式に基づく DSDP チャートの最も高い酸素同位体比値より求めた推定深層水古水温曲線，q：Clayton et al., (1972) の方程式に基づく DSDP チャートの最も高い酸素同位体比値より求めた推定深層水古水温曲線．各測定値に示した横の線は分析試料の時代幅を表わしている

値から推定された表層水温に比べ，深層水温は非常に低かったと解釈される．この大きな温度差にもかかわらず高い $\delta^{18}O$ 値を有することは，珪質殻の埋没過程で完全な海水との同位体交換平衡があったことを物語っている．図9にはさらに，埋没続成作用により（非晶質珪酸からポーセラナイトを経て）チャートに変わる過程を示していると一般に考えられている (Murata et al., 1975; Pisciotto, 1981) 中新統 Monterey 頁岩の各種試料の $\delta^{18}O$ 測定値が示されている．この頁岩は埋没とともに Opal-A が Opal-CT（ポーセラナイト）を経て Quartz（チャート）に変わってゆく過程で，同位体比がしだいに減少してゆく傾向がはっきり読み取られる．この事実から判断する限り，明らかに Monterey 頁岩は陸上に分布する層状放散虫チャートとは全く異なる起源を有するものと思われる．

層状放散虫チャートの成因

微化石層位学的にみた場合，層状放散虫チャートはこれを包有する深海扇状地堆積物である陸源砕屑岩類に対し明らかに異地性である．このことは，チャート中には陸源砕屑岩片が一切含まれておらず，生物擾乱の痕跡（タービダイト中にはしばしば見うけられる）もほとんど認められないというような組織観察の結果，またチタンやマンガンの含有量がチャートとタービダイトで異なるというような化学組成上の相違などからも裏づけられる．層状放散虫チャートは，一般に，下位に緑色岩類があり，これにしばしば礁性の石灰岩が伴なわれ，これらを泥灰岩や粘土岩がおおい，さらに上位に深海性石灰岩（おそらくナンノ軟泥起源）がくる一連の層序の最上部に位置する．異地性の岩体は時にこの一連の層序より成ることもあるが，多くの場合はその一部分である．このような層相の変化は明らかに堆積場がこの順序でしだいに深くなっていった様相を呈している．最初は海面に近く，そこでは噴出岩類をおおって礁性の堆積物が沈積し，異地性の礁性石灰岩塊を含む泥灰質岩や粘土岩が形成され，さらに上位に向ってチャート・深海性石灰岩互層を経て漸次石灰岩を欠く層状チャートだけになる．おそらくチャートが堆積し始める時点で堆積場は炭酸カルシウム補償深度(CCD)に到達したものと考えられる．化学成分に関する検討では，層状放散虫チャートの珪酸成分は生物殻に由来するものと考えられた．層状放散虫チャート中の炭酸塩はおそらく石灰質生物殻に由来するのであろう．したがって，堆積場の沈降に伴なう深度変化はこれら表層生産物質の沈降と溶解過程に重要な影響を与えたものと思われる．石灰質生物殻は lysocline 付近で溶解が始まり，CCD 以深では沈積しない．また海水は珪酸に完全に不飽和であり，それに対して珪質殻は沈降過程で大部分が溶けてしまうものと考えられる(Hurd, 1973)．層状放散虫チャートはきわめて律動的な構造を有することを特徴とするが，その成因に関して2つの場合が考えられる．1つは，一連のチャート・層間粘土互層の垂直断面でしばしば認められる下位層の削り込み構造および放散虫殻の級化構造（図版1－C～E）から推定される流動堆積様式（細粒タービダイト）である．すなわち斜面上にいったん沈積した珪質殻軟泥が何らかのきっかけで流動し，斜面前面に広がる平坦面上に再沈積する機構である．もう1つは，長周期単位（層状放散虫チャートの堆積速度から判断して数1000年あるいは数万年単位）で発生する表層水中の生産性の周期的変動に起因する律動堆積様式である．この場合，チャート層間粘土は生物殻沈積休止期を意味するのかもしれず，珪質殻がそこに全く認められないことから，あるいは極めて珪酸に不飽和な底層水の周期的流入による海底風化作用が堆積物表層部に及んだのかもしれない．堆積物における生物擾乱作用の痕跡の欠如は，層状放散虫チャート堆積場が生物活動にとって好ましくない状態にあったことを物語っている．おそらく酸素の極端に欠乏した強還元性の環境が海底を支配していたのであろう．生物の生息を拒絶したこのような堆積の場で，降下粒子の沈殿によってできた層状構造は失なわれることなく保存されたのであろう．ある場合にはこの堆積場に高所より沈殿物が間歇的に流入し，珪質殻タービダイトを形成したものと考える．前述のように，層状放散虫チャート・石灰岩互層部には時として礁性生物（主に紡錘虫）殻片よりなる薄層の挟みが認められることがある．鏡下での詳細な観察により，挟みには級化構造が確認されている．削り込みや級化の構造はチャートが形成される環境で堆積物が流動・沈積するのが可能なことを意味しており，タービダイト様堆積様式もある程度起伏に富む海底地形では十分有り得るであろう．以上のことを踏まえ，図10に層状放散虫チャートの堆積場を模式的に表現した．層状放散虫チャート層中にはしばしば紋章型褶曲(chevron fold)がみごとに発達しており，表層堆積物が半固結状態で流れてできたものと考えられる．おそらく堆積場は緩い起伏のある地形で特徴づけられた所であろう．図にはこのことも考慮して堆積の場が描かれている．

チャートの酸素同位体比値から，堆積後，生物殻を構成する珪酸は海洋の深層水とほぼ完全な同位体交換平衡に達したものと推測された．このことは，

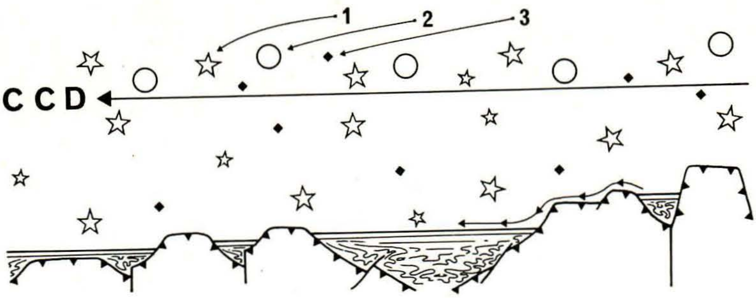


図10　層状放散虫チャート堆積場を示す模式図．鉛直方向を強調してある．1：珪質殻，2：石灰質殻，3：粘土粒子

殻を構成する非晶質珪酸塩中の酸素が一度自由に動ける状態になったことを意味する．海水は珪酸に完全に不飽和であり，もし間隙水中に珪酸が溶出すれば，拡散によって珪酸成分は海水中に溶脱する．堆積速度が遅くてかつ珪質殻の溶解が非常に緩やかに進行するならば，間隙水中に溶出した珪酸は堆積粒子間にイオンの形で長時間とどまることはないであろう．すなわち，酸素同位体交換平衡は間隙水中にすべてイオンの形で珪酸が溶出した時に達成されたのではないと考えられる．この場合，非晶質珪質殻が間隙水に触れ，珪酸の大部分がコロイド様物質になる過程で平衡に達したとするのが最も考えやすい．溶解度測定実験および高圧実験の結果から類推して，珪質生物殻が珪酸コロイド様物質に転ずる過程は非常に緩やかなものと思われ，水が殻の表面より珪酸を引き出す形でコロイド化が進行してゆくのではなかろうか．同時にできた珪酸イオンの大部分は海水中に溶脱するものと思われる．コロイド化により殻が消失する程度あるいは速度は，殻の各部位における水との接触面積および殻の厚さに依存するのであろう．殻全体での海水との接触面積が大きくても，相対的に殻が厚ければ，コロイド化はそれほど急速には進行しないことが高圧容器による実験結果により明らかにされている．コロイド化した珪酸は近傍のまだ溶けないで残っている殻の周辺にとどまるか，あるいはその表面に吸着される．珪質堆積物試料の破断面をSEMで観察すると，珪質殻表面に径1ミクロン以下の非晶質珪酸粒が無数に配列して張り付いているのがしばしば認められる（たとえば，Pollard and Weaver (1973)）．この事実は，溶けた殻に起源をもつコロイド様珪酸が溶けないまま残っている殻に付随して留まることを示唆している．従って，堆積物中である程度溶けやすい殻のコロイド様化作用が進行すると，溶けないまま残っている殻の溶解は逆におさえられることになる．チャート中に化石として保存されている珪質殻は，このような化学的態状変化の所産と言える．

先にも示したように一連の層状放散虫チャート・層間粘土断面の鏡下観察において，厚さ数ミクロンないし数10ミクロンのチャート薄層と粘土葉理との互層が認められることがある（図版1－C）．薄層は微晶質石英よりなり，厚さは生物殻の径の数分の1あるいはそれ以下である．したがって直接殻がそこで石英化したとは考えられない．水の流れによる堆積粒子への影響が薄葉理互層に認められるため，珪酸は続成の過程で集積したのではないことは明らかである．チャート薄層は，珪質殻に由来する珪酸コロイド様物質が海水と混合する際に凝集してできた珪酸粒よりなるものと考えられる．この薄葉理こそ微晶質石英がコロイド様物質に由来することを明確に物語る1つの証拠であろう．突如として発生する堆積面上の水のゆらぎが底質表層を削剝し，粒子間隙にとどまっていた珪酸コロイド様物質が海水に触れて珪酸膠状体（珪酸ゲル）となり，これが洗われ再沈殿してできたのがチャート薄葉理であると推測される．海水は自然界における理想的な電解質溶液であり，負に帯電した珪酸コロイド粒を電気的に中和し，急速な粒子間の結合により凝集したものと考えられる．この凝集した珪酸粒は集合して珪酸膠状態を作る．われわれの行なった溶解実験（図7）で明らかなように，この凝集珪酸粒あるいは珪酸膠状体は化学的に非常に安定したものであり，続成過程で消失することなく，堆積時の構造を残しつつ石英化するものと思われる．図11に珪酸膠状体の形成過程を具体化して示してある．粘土層中にみるチャート薄葉理は生物殻の集積過程で一度コロイド様物質化したことを示すもう1つの証拠である．

以上さまざまな観点から層状放散虫チャートの堆積場およびチャート化の機構について考察を行なった．しかし，結論に至るまでの過程でまだ発想の飛

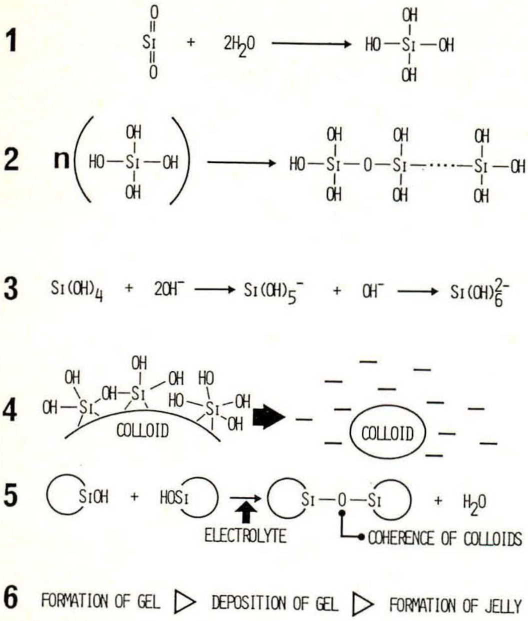


図11　珪質殻から遊離した珪酸が固定され凝集するまでの過程の模式的表現．珪質殻が溶解すると，理論的には１つの珪酸分子と２つの水分子が結合して１つの珪酸単量体ができる(1)．この単量体は単独で存在せず，重合して珪酸重量体を作る(2)．三次元的に結合が進行して珪酸コロイドが形成される．珪酸単量体は時に過剰の水分子を取り込み，配位数５以上の珪酸イオンとなる(3)．この珪酸イオンは珪酸コロイド球表面に付着し，結果的に負の電価を与えることになる(4)．クーロン斥力によりコロイド粒子は互いに反発しあい，珪質殻間隙に安定な状態で留まる．この状態の中に電解質が入り込めば（すなわち，間隙水と海水が交われば），コロイド粒子表面電価が中和され，ブラウン運動するコロイド粒子はたちまち相互に結合して珪酸ゲル状物質となる(5)．沈殿物質は静止状態で化学的脱水作用を受け，最終的にゼリー状珪酸物質に至る

躍があり，思考の域を出ない推論も多い．たとえば，珪酸塩物質の重力流動現象が現実に海底下でおきうるのか，あるいは底層水の動きがどれほど珪質粒子の沈殿・集積過程に影響を及ぼしているのかが未解決の問題として残されている．さらに，珪質殻がコロイド様状態を経て以後，いかなる過程をたどりついにチャートになるのかという点に関しても同様である．Oehler (1976)は珪酸膠状体(silica gel)を出発物質として熱水合成実験を行ない，最終産物として得た石英質粒状物の形成結果から，チャートは珪酸コロイド状物質からできたものと考えた．しかしながら，そこでは珪酸塩殻のコロイド化過程，さらには石英粒状物質形成に至る過程に関する詳しい検討はなされておらず，結論を導くための根拠がかなり不足しているように思われる．したがって，推理した珪酸コロイドの固結化とチャート化の過程についてここで明らかにすることに努めた．われわれはまず初めに，珪質堆積物の流動と削剝の現象について水槽実験装置を用い設定した種々の仮想環境の下で検討を行ない，層状放散虫チャートにみる堆積構造を復元してその環境要因を類推した．次いで，層状放散虫チャートの出発物質と考えられるものについて高圧実験容器を用いて異なった温度圧力条件の下での変化を追跡し，チャート化の過程を考察した．最後にチャート様物質の合成を試みた．第２部ではこれらの結果について詳しく論ずることにする．

文　　献

Betzer, P. R., Richardson, P. L. and Zimmerman, H. B., 1974 : Bottom currents, nepheloid layers and sedimentary features under the Gulf Stream near Cape Hatteras. *Mar. Geol.*, **16**, 21-29.

Calvert, S. E., 1974 : Deposition and diagenesis of silica in marine sediments : In : *Pelagic sediments : On land and under the sea* (Ed. by K. J. Hsü and H. C. Jenkyns) Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. 1, 273-299, Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Clayton, R. N., O'Neil, J. R. and Mayeda, T. K., 1972 : Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.*, **77**, 3057-3067.

Cressman, E. R., 1962 : Nondetrital siliceous sediments. *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 440-T, 31p.

Cross, S. Y., 1979 : *Geochemistry of colloidal systems*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 450.

Degense, E. T. and Epstein, S., 1962 : Relationship between O^{18}/O^{16} ratios in coexisting carbonates, cherts, and diatomites. *Bull. Amer. Assoc. Geol.*, **46**, 534-542.

Dietz, R. S. and Holden, J., 1970 : Reconstraction of Pangea : Break up and dispersion of continents, Permian to Present. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 4939-4956.

Douglas, R. G. and Savin, S. M., 1975 : Oxygen and carbon isotope analysis of Tertiary and Cretaceous microfossils from Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. *Ini. Rept. DSDP*, **17**, 509-520.

Ernst, W. G. and Calvert, S. E., 1969 : An experimental study of the recrystallization of porcellanite and its bearing on the origin of some bedded cherts. *Am. Jour. Sci.*, **267-A**, 114-133.

船山政昭，1983MS : 能登半島珠洲地域の新第三系の層位学的研究．東北大学地質学古生物学教室修士論文．

蒲生俊敬・堀部純男，1981 : 西部北太平洋における海底地形と底層水の循環．日本地球化学会年会講演要旨．135-136.

Grunau, H. R., 1965 : Radiolarian cherts and associated rocks in space and time. *Eclo. Geol. Helvet.* **58**, 157-208.

Heath, G. R., 1974: Dissolved silica and deep-sea sediments. *Spec. Pub., Soc. Econo. Paleont. Mineral.*, 20, 77-93.

Heezen, B. C. and Hollister, C. D., 1964: Deep-sea current evidence from abyssal sediments. *Mar. Geol.* **1**, 141-174.

Heezen, B. C. and Fornari, D. J., 1974: Geological map of the Pacific Ocean. *Ini. Rept. DSDP,* **30**.

Hjulström, F., 1935: Studies of the morphological activities of rivers as illustrated by the river Fyris. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala,* **25**, 221-527.

本田朔郎，1978：女川層のいわゆる硬質頁岩の組成．地質学論集，no. 15, 103-118.

Hurd, D. C., 1977: The effect of glacial weathering on the silica budget of Antactic waters. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* **41**, 1213-1222.

飯島　東，1982：概説：珪質堆積物．月刊地球，**42**, 478-484.

Inman, D. L., 1949: Sorting of sediments in the light of fluid dynamics. *Jour. Sed. Petrology,* **19**, 51-70.

井上雅夫・鈴置哲郎，1974：音波反射面とチャート層．科学，**44**, 222-229.

Johnson, D. A., 1974: Deep Pacific circulation: Intensification during the early Cenozoic. *Marine Geol.,* **17**, 71-78.

Jones, J. B. and Segnit, E. R., 1971: The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases. *Jour. Geol. Soc. Australia,* **18**, 57-68.

———, 1972: Genesis of cristobalite and tridimite at low temperatures. *Jour. Geol. Soc. Australia,* **18**, 419-422.

Jones, M. M. and Pytokowicz, R. M., 1973: Solubility of silica in seawater at high pressures. *Bull. Soc. Roy. Sci. Liege,* **42**, 118-120.

Knauth, L. P. and Epstein, S., 1975: Hydrogen and oxygen isotope ratios in silica from the JOIDES Deep Sea Drilling Project. *Earth and Planetary Science Letters,* **25**, 1-10.

———, 1976: Hydrogen and oxygen isotope ratios in modern and bedded cherts. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* **40**, 1095-1108.

Kolodny, Y. and Epstein, S., 1976: Stable isotope geochemistry of deep sea chert. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* **40**, 1195-1209.

近藤直門・足立　守，1975：犬山市北方の中生層－とくに坂祝礫岩について．地質雑，**81**, 373-386.

Krauskoph, K. B., 1956: Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geochim. et Cosmochim. Acta,* **10**, 1-26.

Labeyrie, L., 1973: New approach to surface seawater palaeotemperatures using $^{18}O/^{16}O$ ratios in silica of diatom frustle. *Nature,* **248**, 40-42.

Lawson, D. S., Hurd, D. C. and Pankratz, H. S., 1978: Silica dissolution rates of decompositing phytoplankton assemblages at various temperatures. *Am. Jour. Sci.,* **278**, 1373-1393.

Lisitzin, A. P., 1972: Sedimentation in the world ocear. *Soc. Econ. Paleo. Min. Spec. Publ.,* no. **17**, Tulsa, Oklahoma, 218.

Lonsdale, P. and Southerard, J. B., 1974: Experimental erosion of North Pacific red clay. *Mar. Geol.,* **17**, 51-60.

Mavis, F. T., Ho, Chitty and Tu, Yun-cheng, 1935: The transportation detritus by flowing water: 1, *Iowa Univ., Studies Eng., Bull.,* **5**, 53p.

箕浦幸治・中谷　周・竹村厚司，1983：美濃帯炭酸マンガン鉱床の成因．月刊海洋科学，157, 427-432.

———，1983：北上地帯の地質．月刊地球，**50**, 480-487.

Mizutani, S., 1966: Transformation of silica under hydrothermal conditions. *Jour. Earth Sci.,* **14**, 56-88.

Moore, Jr., T. C., van Andel, T. H., Sancetta, C. and Pisias, N., 1978: Cenozoic hyatuses in pelagic sediments. *Micropaleo.,* **24**, 113-138.

Murata, K. J. and Larson, R. R., 1975: Diagenesis of Miocene siliceous shales, Temblor Range, California. *Jour. Research U. S. Geol.,* **3**, 553-566.

Murata, K. J., Friedman, I. and Gleason, J. D., 1977: Oxygen isotope relations between diagenetic silica minerals in Monterey shale, Temblor Range, California. *Am. Jour. Sci.,* **277**, 259-272.

中世古幸次郎(編)，1982：第1回放散虫研究集会論文集．大阪微化石研究会誌特別号，no. 5, 485p.

Oehler, J. H., 1976: Hydrothermal crystallization of silica gel. *Geol. Soc. Am. Bull.,* **87**, 1143-1152.

岡田博有・小林和男，1974：堆積物からみた海洋底の古環境．科学，**44**, 212-221.

遅沢壮一，1982MS：琉球列島奄美大島の地質．東北大学地質学古生物学教室博士論文．

Pisciotto, K. A., 1981: Diagenetic trends in the siliceous facies of the Monteray shale in the Santa Matis region, California. *Sedimentology,* **28**, 547-571.

Pollard, Jr., C. O. and Weaver, C. C., 1973: Opaline spherea: Lorely-packed aggregations from silica nodule in diatomaceous Miocene Fuller's earth. *Jour. Sed. Petrology,* **43**, 1072-1076.

Rubey, W. W., 1933: Settling velocity of gravel sand, and silt particles. *Am. Jour. Sci.,* **25**, 325-338.

斎藤靖二・井本伸広，1978：珪質生物遺骸のチャート化作用．地質学論集，no. 15, 91-92.

Sashida, K., 1983: Lower Triassic radiolaria from the Kanto Mountains, Central Japan, Part 1: Palaeoscenidiidae. *Trans. Proc. Paleont. Soc. Japan.* N. S., no. 131, 168-176.

Schinck, D. R., Guinasso Jr., N. J. and Fanning, K. A., 1975: Processes affecting the concentration of silica at the Atlantic Ocean. *Jour. Geoph. Res.,* **80**, 3013-3031.

Schrader, H. J., 1972: Kieselsäure-skelatte in Sedimenten des ibero-marokkanischen Kontinentalrandes und angrenzender Tiefsee-Ebenen. Meteor Forschungsergeben., 8, 10-36.

Southard, J. B., Young, R. A. and Hollister, C. P., 1971: Experimental erosion of calcareous ooze. *Jour. Geoph. Res.,* **76**, 5903-5909.

Stow, D. AV. and Lovell, J. P. B., 1979: Contourites. Their recognition in modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.,* **14**, 251-291.

杉本幹博，1974：北上山地外縁地向斜地域の層位学的研究．東北大学地質古生物研邦報，no. 74, 1-48.

Sugisaki, R., Yamamoto, K. and Adachi, M., 1982: Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. *Nature,* **298**, 644-647.

平　朝彦，1981：四万十帯の形成過程．科学，151, 516-523.

Van Andel, T. H. and Komar, P. D., 1969: Ponded sediments of the Mid-Atlantic ridge between 22° and 23° north latitude. *Geol. Soc. Am. Bull.,* **80**, 1163-1190.

Weaver, F. M. and Wise, S. W., 1972: Ultramorphology of deep sea cristobalitic cherts. *Nature,* **237**, 56-57.

化　石 35 (1984), p. 33-37

アジア中生代非海棲動物群の地史学的意義

小　林　貞　一[1)]

On the non-marine Mesozoic faunas of Asia and their bearing on the historical geology

Teiichi Kobayashi[1)]

Abstract The Mesozoic history of Eastern Asia can be briefly said the age of oronization of the Oriental Heterogen where the oronization means the fusion of microcratons by orogenies of the minor troughs or micro-geosynclines among them and the consolidation of the fused area by granitization accompanied by the orogenies. The oronization advanced from the intracontinental geosyncline or the Mongolian orogenic zone to the pericontinental geosyncline from the Himalayan and trans-Himalayan mountains to the Japanese Islands through Southeast Asia.

The growth of the Asiatic continent during the Mesozoic era is documented in detail in the history of the non-marine faunas. With reference to the Conchostraca, Mollusca and fishes they are classifiable into the following four faunas.

1. The late Triassic to early Jurassic Daido (or Daedong) fauna.
2. The middle and late Jurassic Jehol fauna.
3. The older Cretaceous Kyöngsang (Gyongsang) fauna.
4. The younger Mesozoic Sungari fauna.

Because their history of development is inseparable from the changes of environment and palaeogeography caused by the older and younger Mesozoic crustal movements, these four faunas were later combined into two suites, namely, the Daido and Jehol faunas into the Akiyoshi suite and the Kyöngsang and Sungari faunas into the Sakawa suite. The earlier or synorogenic fauna of each suite is mostly distributed in the intermontane basins of the older or younger Mesozoic folded mountains, while the later faunas of the two suites were wide spread in the extensive Mesozoic lowland in the interior of Asia, that is, behind these folded mountains. It is the general tendency for endemism to be higher in the earlier faunas of the suites in comparison with the later ones. It is particularly noteworthy that the Conchostraca has reached the maximum of the gigantism in the late Jurassic Jehole fauna (s. str.).

東アジアには中生代の非海成相が海成相に劣らず広く分布している．そして時代と共にその面積が拡大してアジア大陸の生長を実証している．日本群島や泰国などはその間に海岸線の彷徨した半海成帯(paralic zone)に当っているので両相の層序の対比上で重要な地帯に位している．古生物学上ではこの広大なアジアの非海成相は非海棲動物群や陸生植物群の化石の宝庫である．また中生代の地史から見ると西欧が主に造陸運動の時代であったのに反して，東亜では中生代まさに主要造山運動の時代で，そのうちに地質構造発達史が精細に記録されているのである．

省りみると私が日本中生代非海棲動物群に特に注目したのは,「日本内帯に発達する領石フォーナ」(地質学雑誌38巻，409頁，1931)，すなわち吉母介層を調べた頃からである．その後3年余り外遊して帰学してから，洛東・脇野・手取・吉母などの介化石を鈴木好一と共著で記載した(1936～1941)．それ以来内外古生物学者の諸研究が累積して，1936年に私が鈴木と共に新属の *Trigonioides* を命名したのであるが，半世紀ほどの間に Trigonioididae Cox, 1952 を経て Trigonioidacea Krasnikov, 1982 が設定されるに至った．そしてこの超科はまさにアジアの中生代非海棲二枚貝類の代表者になっている．

東アジアの主要造山期が中生代であり，これを記

1) 東京都渋谷区代々木5－50－18

録している根本史料が非海成相である．しかもその海成相との対比の鍵を握っている半海成帯に日本が位しているので，昭和17年（1942）以来その解明にのり出した．藤田　旭・谷　敬一・朴魯植（木戸祐邦）・楠見　久らと共に私は介甲目 (Conchostraca) の研究を進め，鈴木は介化石を高井冬二は侏羅紀中葉以降の魚化石リコプテラ類を，また花井哲郎は白亜紀松花江統（広義）の貝形類を研究した．これら一連の共同研究によって，大同・熱河・慶尚・松花の4フォーナが識別された．特に介甲類については私はその形態や分布などの特性から大同・熱河両フォーナを秋吉組，慶尚・松花の両者を佐川組として夫々の宗簇発展が東亜中生代造山史と不可分の関係にあることを解明した．

その後の日本に於ける非海棲白亜紀二枚貝研究についての総括は田村　実が地学雑90巻，1981に，また本邦白亜系の海成非海成層群の対比論は化石31号，1982に掲載されている．この間私は泰国東部コラット高原産の Ban Na Yo フォーナを記載して，その白亜紀陸水フォーナであることを実証した．爾来東南アジア古生物研究会の諸研究の結果，もともと泰国三畳・侏羅系の総称とされていたコラット層群は海成中生層群から分離されて，三畳紀後期の造山運動後の褶曲山脈の背後盆地に堆積した非海成層群としてその層序が解明された．そして私は目下印刷中の Geology and Palaeontology of Southeast Asia (GPSEA), 25巻にその近隣地方の中生層群との対比を詳論している．

化石介甲貝はソ連でも約半世紀に亘って Novozhilov らに依って盛んに研究され，陸水貝類の研究も亦 Martinson らがこれを推進して来た．中国では特に最近10数年間に顧知微らによって介化石，そして陳丕基らによって介甲目の研究が飛躍的長歩を遂げた．これらの生層位学的研究結果がアジア大陸の生長を解明しつつある．

ここで一寸アジア大陸の造構史について私の所説を述べておく必要がある．古くから中部シベリアのアンガラ楔状地，あるいは原剛塊を中核として，そのまわりに褶曲山脈が出来てアジア大陸は成長して来たと考えられて来た．私の考えではこの原剛塊からインド半島のゴンドウナ剛塊片に達する間を3帯に分けられる．北帯としては大蒙古地向斜があり，南にテチス或いはヒマラヤ乃至後ヒマラヤの大地向斜があった．そして共に南北の大造山帯を形成している．その間に私のいうヘテローゲン (Heterogen) 帯がある．ここでは小剛塊が多数散在していてその相互が褶曲山脈，あるいは造山帯で網目のように結合されて複雑な集合帯をなしているのである．このヘテローゲンの南北幅員は特に中央アジアから東方で西から東へと拡大して中国の大部のみならず朝鮮半島などが含まれているのでこれを東洋ヘテローゲンと呼称するのが適当である．この中帯東側を東から南西へと抱いている日本列島などの一連の花綵列島は大陸縁辺の造山帯である．この私説は東亜地質上巻（8頁，1956）にも記しておいたが，それより先き1949年にニュージーランドで開かれた第7回太平洋学術会議で更に高所から西太平洋南北の比較構造論として公表したのであった (The mountain systems on the western side of the Pacific Ocean classified from the standpoint of genesis. *Proc. 7th Pacific Sci. Congr. etc*. 1949, vol. 2, Geology, p. 255-261).

これに先んじて1941年に佐川サイクルの論文（東大紀要，理，Sec. 2, vol. 5, pt. 7, p. 535-536；日本地方地質誌　総論，298～299頁，1951）中で，北半球に於ける諸大陸の発展から判断すれば，山化（剛

表1　東アジアの中生代，非海棲動物の2組4フォーナ

地質時代		フォーナ	組	フォーナ		組
古第三紀						(撫順)
白亜紀	後	松花	佐川	松花		佐川
	中					
	前	慶尚		慶尚		
侏羅紀	後	熱河	秋吉	熱河		秋吉
	中			Kukitanga		
	前	大同		大同	新	
三畳紀	後				旧	
	中			Maltsevo		
	前					
論文発行年		1942	1954	1975		1983

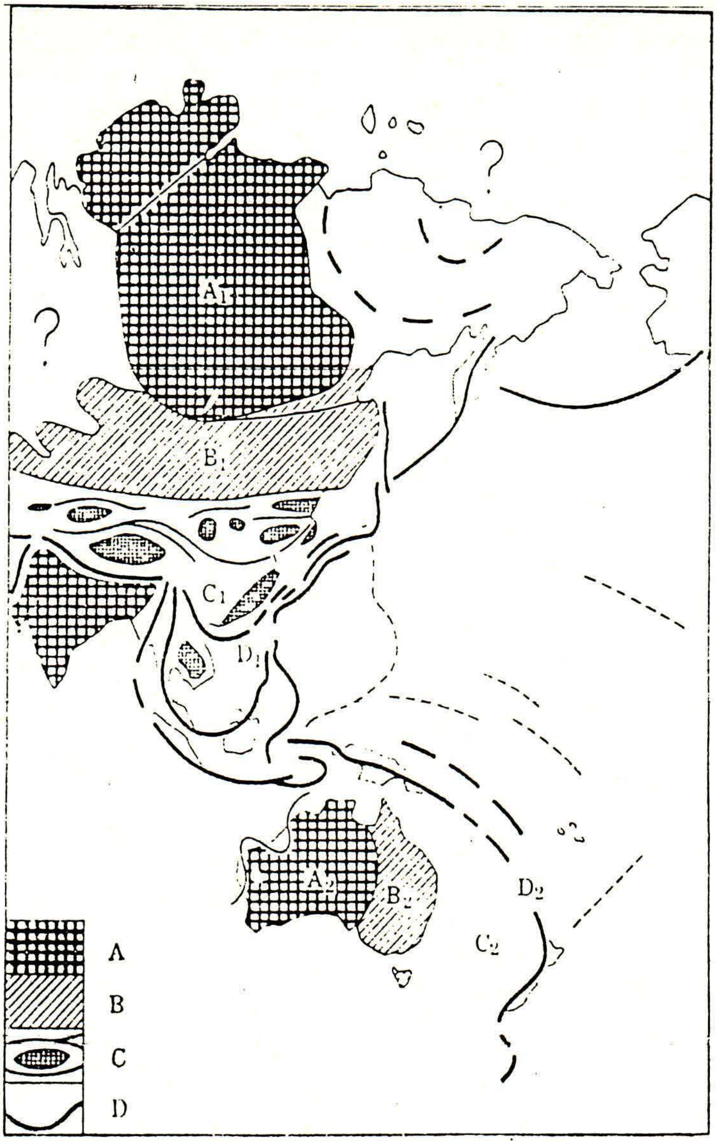


Fig. 1 Geotectonic map of the Western Pacific side (Kobayashi, 1949) A, Urkraton. B, Continental Orogen. C, Heterogen. D, Peripheral Orogen. A1－D1, Asiatic Elements. A2－D2, Australasian Elements

塊化）はこれを大観すれば，アジアではシベリアの核塊から赤道方向に進行するが，また環太平洋の構造発達史から推察すれば，山化は海盆の周縁から求心的に進んだことを指摘した．この北極から見た遠心性と太平洋から見た求心性は今にして見れば，蒙古内陸造山帯，東洋ヘテローゲン帯，ヒマラヤ大陸縁造山帯ごとに分けて見なければならないが，大局的にはこの方向性は認められる．

そこでこのアジア大陸の生長がどのように非海棲動物群に反映されているかが標題の問題点である．介甲類を代表する現生カイエビは30℃以上の熱帯よりも夏季の温度が20～30℃の暖帯の内陸盆地を最適環境としている陸水動物である．非海棲の化石介甲目はカレドニア造山運動後の旧赤砂岩相のうちに突発的に発展し，石炭紀後期に北大西洋に股がる炭田地帯に繁栄したので，欧米では本目は古生代に栄えた動物とされていた．

1954年 Fossil Estherians and Allied Fossils（東大紀要，9巻第1冊）を著した時，二畳・石炭紀にはシナからは2種しか記載されていなかったが，東

アジアの中生代種は45種を数えた．そしてその興亡史が秋吉・佐川両造山運動（広義）と密接に関係していることも明らかであった．

その後のソ連その他の研究を参照すると種類から見て，介甲目は泥盆紀に北欧で古生代中の繁栄の頂点に達する．それに次いで大西洋側の石炭紀後期，北米のペンシルバニア期が第2の頂点であった．これは勿論バリスカン・アパラチヤの造山運動と関係している．本目の分布の中心は二畳・三畳紀には欧亜大陸北方の Tartarian-Vetlungian 層およびシベリアの相当層となる．そしてやがてこの中心が東アジアへと移動したのであった．

1975年に私はソ連側の新知識を参照してアジアの中生代介甲目のうちに三畳紀前中期の Maltsevo フォーナと大同と熱河（狭義）の間に侏羅紀中期の Kukitanga フォーナを加えて6フォーナに分けることを提唱した．前者はシベリアから欧露北東部 Timan に広く分布している．後者は Yakutsk から後バイカルを経てカスピ海東南側の Turkmen に知られている．これより先き1972年に私は介甲目の宗簇発生史上では泥盆紀前と白亜紀後に地史的記録に2大欠陥のあることに注目を喚起したのであるが，その翌々年撫順で古第三紀カイエビ化石が発見され，続いて中国東南部や甘粛・湖北・雲南などにも分布していることが判明している．

中国的葉肢介化石，1976にはこの国の介甲目としてる60種が含まれているが，そのうちで泥盆・石炭・二畳の3紀の12種と古第三紀の18種を除くと残りの全部が中生代のものである．すなわち本目はアジア，特に東アジアでは中生代に栄えた陸水棲動物に外ならない．そして大同フォーナの76種と新白亜紀の松花フォーナの116種が種数として2頂曲線を描いている．

因みに欧洲では三畳系から約30種，グリーンランドから6種が知られている．それ以後ヨーロッパでは侏羅紀の約10種と旧白亜紀の3種が知られるのみで，アジアとは比ぶべくもない．北アメリカの中生界では東部の三畳紀 Newark 統の11種を除くと，メキシコ・アリゾナ・テキサスから三畳後期・侏羅前期・旧白亜紀の各1種があるのみである．

私共の東亜非海成層とその化石についての共同研究では資源科学研究所の戦災で資料が消失して，鈴木の中生代介化石の研究は大同フォーナに及ばなかった．しかしソ連では *Utschmiella* その他の新属が建てられ，最近中国北部で夫等が中生層中に分布することが判って来た．日本では秋吉造山後に *Unionites* が美祢統下部の滝口層に出現して汽水性と考えられている．それ以後汽水性の二枚貝は白亜紀中葉まで多くの層準に産出する．しかし純淡水性の貝化石は脇野層あるいは手取統の *Viviparus* 層以上である．そして *Tetoria, Mesocorbicula* に属する蜆介は内蒙古・遼寧・甘粛・浙江などに分布し，そのうちには手取種に近似するものがある由である．

これに対して三畳紀後期乃至侏羅紀の汽水性二枚貝は日本からベトナム・泰国を経て雲南に至る半海成相の地帯へ追跡される．三畳紀前期には陝西省西部まで拡がっていた海成相は同後期には著しく南方へ退き，その北部や東部に内湾を生じている．侏羅紀後期にはまた東部が陸化して，南支那海の沿岸に海水が侵入したに過ぎないが，その後期には更に海退陸化してボルネオや比島の一部が海水に汀されたに過ぎない．そして白亜紀末には陸水相がボルネオ南部まで拡がったのである．

アジアでは Trigonioidacea が白亜紀に異状の大発展をした．そのうちで *Trigonioides, Plicatounio, Nippononaia* を特徴とする所謂 TPN フォーナは中国東北部や朝鮮・日本からラオス・泰国や中国東南部・西南部を経て遙か西方トルキスタンまで中生代後期の造山帯中に散在する山間盆地に広く分布しているが，最近の研究でそれら各地の種の間には亜属程度の地方化が分明しつつある．しかし同紀後期にはこのフォーナは衰退し Pseudohyridae が Cenoman-Senonian にカスピ海地域から蒙古を東西に横断し，中国東北部まで内陸の広大な低地帯に広く分布した．そして中生代末を限りに Trigonioidacea はその跡を断っている．中国ではこの超科の先駆属として侏羅紀中期の *Danlengiconcha* Lu, 1978 が知られているが，更に古い plicate unioid としてはベトナム北東部 Hongay 炭田地方の所謂レチック，或いは三畳紀後期の *Unio* sp. が挙げられる．

東アジアでは古生代後期の二枚貝としてモスコー期に僅かに北鮮や大同炭田地方から知られ，二畳紀後期に大興安嶺中部や東満山地などから十数種が知られていて，蒙古地向斜の陸化を告げている．

高井は Lycopteridae を2亜科4属に分類したが，そのうちで *Lycoptera* は *Ephemeropsis, Euestheria middendorfii* などと共に熱河フォーナを形成して，トランスバイカルから外蒙古・中国西北部・東北部に拡がり，北朝鮮北西端の新義州に達していた．白亜紀旧期には *Manchurychthys*, 同新期には *Sungarichthys* の夫々一種が中国東北部に生き残っていた．花井（1951）は遼松平原下から産出した白亜紀貝形類を記載した．大慶油田の発見に伴ってこの中生層は中国の地質古生物学者によって突込んだ調査研究が行われ，白亜系下に侏羅系が，また上には古第三系があり，また白亜紀中に一時的に汽水性を呈するところのあることも判明している．この地の白亜系は細分され，その時代決定に於いてはなお諸説が対

立している．

上記の中生代非海棲動物群については説明の足らないところが少なくないが，最近の拙著（日本と東アジアの中生代非海成相の研究(1983)，地学雑誌，92巻2～3号）に詳論してあるので，細部に就いてはこれを参照されたい．

表2　日本と東アジアの中生代非海成層とそのフォーナ

<table>
<tr><th colspan="2" rowspan="2">地質時代</th><th colspan="2">層序</th><th colspan="2">フォーナ</th></tr>
<tr><th>日本</th><th>泰国</th><th colspan="2">(主要化石)</th></tr>
<tr><td rowspan="3">白亜紀</td><td>後期</td><td></td><td>Lom Sak層</td><td colspan="2" rowspan="3">松花 Pseudohyria
慶尚 Trigonioides-Plicatounio</td></tr>
<tr><td>中期</td><td>御殿層
御所浦層</td><td>Ban Na Yo層</td></tr>
<tr><td>前期</td><td>赤岩層
脇野層
吉母層
領石層</td><td>Phu Phan層</td></tr>
<tr><td rowspan="3">侏羅紀</td><td>後期</td><td>牛丸層</td><td rowspan="2">Phra Wihan層</td><td colspan="2" rowspan="2">熱河 Lycoptera</td></tr>
<tr><td>中期</td><td>月の浦層</td></tr>
<tr><td>前期</td><td>来馬介層
韮浜層</td><td>Phu Kradung層</td><td>新</td><td rowspan="3">大同</td></tr>
<tr><td rowspan="2">三畳紀</td><td rowspan="2">後期</td><td></td><td>Nan Phong層
Huai Hin Lat層</td><td rowspan="2">旧</td></tr>
<tr><td>滝口層</td><td></td></tr>
</table>

これを要するに1942年に小林・鈴木・高井は東アジアの非海棲動物群中に4フォーナを識別した．そして1942年に私は介甲目の論文中で，これを秋吉・佐川の2組としてその興亡が地殻変動に伴う古地理古気候の変化と密接に関係していることを解明した．その後1973年にボルネオから白亜期末のカイエビ化石を記載した際に介甲目の分類を再検討し，1975年には Maltsevo, Kukitanga の2フォーナを加えてアジアの中生代介甲目を6フォーナに分けた（表1参照）．そして上記の非海成相の論文（1983）中で東アジアの非海成化石層の対比と時代を論じた（表2参照）．

既述の如く大同フォーナはアジア大陸の東南縁辺部に分布している．慶尚フォーナも同様で，特に大陸外縁の造山帯に沿うて，トルキスタンから日本まで山間盆地に分布している．そしてこれら両フォーナは共に地方化 (endemism) が著しい．これに反して熱河・松花の両フォーナは中央アジアから蒙古を経て後バイカルや遼松平原まで広大な内陸低地に分布している．前2者が中生代前期・後期の褶曲帯の盆地や内湾などに分布しているのに反して，両造山運動に伴う大底盤侵入によって造山帯が造山後期に大きな地背隆起をして，これと相反的にその背後に広大な内陸低地を生じた．ここに分布する後者中特に介甲目はこの内陸気候に適合して，熱河フォーナの *Euestheria middendorffi* は本目の大化の極限に達した．これをアジアの大地質構造から見ると大凡内陸の低地帯と外縁の盆地列とが夫々蒙古造山帯と，ヒマラヤ・後ヒマラヤ以東の周辺造山帯に対応している．其の間に東洋のヘテローゲンがある．蒙古造山帯は二畳紀後期には陸化するので，中生代にはヘテローゲンが複雑な経過を辿って内陸側から構成される．そして中生代後期にはその大部分が陸地となったことが非海成相のフォーナによって証明されている．その間の大陸の生長の機巧を如何ように説明されようとも，これが地質学的・古生物学的事実に基く東亜の中生代地史である．

提　言

東大所蔵新生代化石タイプ目録と
Catalogue of Type-Specimens of Fossils in Japan

小　林　貞　一

東京大学総合研究資料館　標本資料報告第9号として Catalogue of Type and Illustrated Specimens in the Department of Historical Geology and Palaeontology of the University Museum, University of Tokyo, Part 2, Cenozoic Fossils and Recent Specimens by Takeo ICHIKAWA, 1983が出版された．そのうちには Naumannの象化石（1881）を最古とし，行方不明のものも含めて，11,271点が著者のＡＢＣ順，そして論文の年代順に配列されたリストがあり，540頁の約7割を収めている．その後に分類順の種名索引があるが，その約8割を軟体動物が占めていて，次は脊椎動物化石の13.23％で，植物化石は僅か8点に過ぎない.この厖大な介化石中には横山の諸論文中，地質調査所出版物中の台湾・能登・土佐・南樺太産のものを除くタイプも登録されている．

本巻に先き立って1978年に Part I として Mojsisovics (1888)の三畳紀化石を初めとする中古生代化石編，標本資料報告，第2号を市川と速水　格が編纂した．そして現在それらの補遺を準備中とのことである．

化石は古生物学の根本資料であって，如何によく記載・図示した論文であっても，学問の進歩・研究法の開拓，新資料の蒐集などによって疑問を生じ，原品再検討なしに解決し難い場合を生ずる．現実に内外から特定のタイプを調べるために資料館を訪れる専門家が増しつつあり，昨年は盧衍豪南京地質古生物研究所副所長が日本滞在の半分を割いて1ヶ月を本舘で費されたのであった．

タイプ標本は永久に保存されねばならないと同時に，カタログによってその所在を明かにしておかねばならない．所蔵標本のカタログ出版には我国に於いても一世紀の歴史がある．東大創立前の工部大学の鉱物・岩石・化石・模型目標（1880）がその発端であって，1881～84の間に東大理学部博物舘の鉱物・化石・地史・岩石等の標本目録が相継いで刊行された*. その後永らく頓挫していたが，昭和初期にタイプを含む地史古生物標本のリストが作成され，その後昭和中期の疎開で一度混乱した標本中特にタイプに重点を置いて再整理が行われた．総合研究資料舘が出来て愈々本格的なカタログ作成の作業が実施され，その労作の結晶として上記の2巻が結実したのである．仙台では地質学古生物学教室所蔵標本を矢部時代に内外の別なく分類順にカードで整理していた．それにはそれとして研究上便利な点もあるが，兎も角も所蔵標本の整理・保存とタイプカタログの編輯・出版という museum work と University Museum の設置とには表裏一体の関係がある．それ故北海道・東北・京都・九州などの古い大学で率先して所蔵標本のカタログ或いはタイプ標本のカタログを出版して貰いたいものである．

全国的な立場では日本古生物学会の25周年記念出版物として，半沢・浅野・高井編の Catalogue of Type-Specimens of Fossils in Japan, 422頁，1961が出版されている．これは原品について各個にチェックされていないが，1888～1960年9月までの5856種が収録され，大部分のタイプの所在が記入されている．そして本書から当時はタイプが北大・東北大・東大・東京教育大・京大・九大・地質調査所・斎藤報恩会博物舘等に所蔵していた事が判る．これより先き昭和24年（1949）の新制度の大学教育が発足して多数の大学で地質学が教授され，また地史学古生物学の研究が行われ，その結果諸大学の紀要類に成果を発表されることも少なくないので，夫等の論文を渉猟するだけでも一苦労で，古生物学会の Special Papers としてほぼ10年おきに出版されて来た Bibliography が救主であった．大学のみならず，科学博物舘も各地に出来，出版物も出れば，標本も所蔵し，そのうちにはタイプもあるであろう．これは日本古生物学界の発展としてまことに喜ばしいことではあるが，国内のタイプ化石の保存上では問題もあろうし，カタログの作成上では非常に骨の折れる状態となっている．そして夫れだけにカタログの必要性も高くなっているのである．所蔵タイプがカタログに収録され，タイプを調べに来る人のあることは，タイプの永久保存の必要性を curator に実感させ，これを実現するのに最も効果的であろう．

化石が古生物学の根本資料であり，斯学はその上に築かれているのであるから日本古生物学会が25周年記念にそれまで約一世紀間の国内のタイプカタログを出版したのは，会の記念事業としてまことにふさわしい事業であった．現在の日本古生物学界ではその必要性が一層高くなっている．それと同時にそ

* 地学雑誌，vol. 88, no. 1 (829), 53-55頁，1979参照

の作業は困難になって来ている．これを放置すれば困難さは時と共に増すばかりである．4半世紀を1期として国内のタイプ化石のカタログの作成を日本古生物学会として取上げるかどうかは，現在将さにそれが永続されるかどうかの重要な岐路に立っているのである．

新刊紹介

秋山雅彦：**生命の誕生—先カンブリア時代・カンブリア紀**．双書地球の歴史1，A5版，153 p.，共立出版，1984年5月，1300円．

全7巻の構想で企画された「双書地球の歴史」の第1巻として本書が出版された．地殻を形成する機構に関する新学説の台頭により，旧来の地史の教科書は急速に書き改められつつあるが，古い地球観から新しい地球観へとどう変貌しようとしているのか，その経緯も含めて，地史学の世界のおもしろさを本双書が説いてくれるだろうと期待したい．

地球の歴史の幕開けからカンブリア紀までを担当する本書は，“世界最古の岩石”，“南アフリカの先カンブリア時代”，“真核生物の出現”，“多細胞生物の出現”，“生物の進化と自然環境”の7章立てになっている．表題からも明らかなように，本書では地球の古代史が主として生命の発生以来の生物進化のすじ道を中心に記述されている．筆者が有機化学的手法を古生物学に導入して活躍している人だけに，化学進化，生命の起源，初期生物の発生などについて，年代記的記述法にこだわらず，分りやすく書いてある点が良い．最終章は，海水・大気組成の変遷と生物とのかかわりをまとめて，公害問題にも一言している．巻末に生物分類階級表，地質年代・年代層序・岩相層序区分，地質系統表が付表としておさめられ，読者の理解を助ける．

この双書は高校上級，主に大学教養部学生層を読者対象に設定しているというが，本書は十分にそのねらいに応えたものといえよう．　　　　（YT）

図書案内

古生物図書ガイド(3)[1)]

小畠郁生[2)]

モイートマス J. A.・マイルズ R. S.(岩井　保・細谷和海訳):**古生代の魚類**. A 5 判, 295p., 恒星社厚生閣, 1981年, 4200円.

〔主要内容〕緒論/頭甲綱/翼甲綱/棘魚亜綱/硬骨魚亜綱, 条鰭下綱/硬骨魚亜綱, 肺魚下綱/板皮亜綱/軟骨魚亜綱, 板鰓下綱/軟骨魚亜綱, 全頭下綱/魚類の初期進化の要約.

モニン A. S.・シイシュコフ Yu. A.(内嶋善兵衛訳):**気候の歴史**. A 5 判, 355p., 共立出版, 1982年, 6000円.

〔主要内容〕気候の形成(気候形成因子, 現代の気候, 地球の歴史, 大気圏と水圏の進化, 地球ー月システムの潮汐進化)/気候の歴史(先カンブリア時代, 顕生代, 新生代, 更新世, 完新世).

森下　晶:**地史探訪**　フォッサマグナの周辺. B 5 判, 213., 日本放送出版協会, 1979年, 3500円.

〔主要内容〕山の語らい/川の流れ/海岸づたい/化石の証言.

〔寸言〕見開きに1件づつ, 山や川, 化石などに関するエッセイと解説, 豪華本.

山田常雄ほか編集:**岩波生物学辞典　第3版**. A 5 判, 349p., 岩波書店, 1983年, 6800円.

〔寸言〕第2版は1977年に出版されたが, それに比し新収項目約750, 整理項目500, 記述改訂3000項目に及ぶ. 第2版を基礎としつつ八杉竜一・小関治男・古谷雅樹・日高敏隆が責任編集. 古生物学分野でも少なからぬ増補や更改がなされた.

八杉竜一編:**進化**　Science Illustrated 14. A 4 判, 128p., 日経サイエンス社, 1982年, 2400円.

〔主要内容〕序章/ダーウィンの進化論/生物界の大きな進化/種の生活と適応/分子進化/ダーウィン以外の進化論/進化学説一覧.

〔寸言〕雑誌サイエンス掲載論文中より主要テーマに関する図をカラーで引用解説. 化石関係もかなり含まれる.

ロシキンほか(金光不二夫訳編):**マンモスと恐竜の世紀—動物界の謎—** B 6 判, 222p., 文一総合出版, 1978年, 900円.

〔主要内容〕マンモスは今も生きている/絶滅の謎をめぐって/マンモスと旧石器人/いつなぜ恐竜は絶滅したか/ネッシーそれは恐竜の生き残り!?

SF小説ほか

荒俣　宏:**大博物学時代**. A 5 変形判, 360p., 工作舎, 1982年, 3200円.

〔主要内容〕15人の夢見る博物学者たち/不連続線上の系譜学/自然創造史/博物学の第一世代/間奏曲を聞きながら/自然史の庭/博物学の黄金時代/ダーウィン進化論をめぐって/なぜひとつになれないのか?.

〔寸言〕自然史の論理体系と背景に, SF的手法で迫る. 雑誌「遊」に連載したものを骨子とする. 古生物学者も登場.

カール・セーガン(長野　敬訳):**エデンの恐竜—知能の源流をたずねて—**. B 6 判, 297p., 秀潤社, 1978年, 1200円.

〔主要内容〕宇宙のカレンダー/遺伝子と脳/脳と馬車/比喩としてのエデン/動物の抽象能力/ほの暗きエデンの物語/恋人たちと狂人たち/脳の未来の進化/知という宿命.

〔寸言〕非常に科学的. 絶滅動物も登場.

カーリントン(内藤初穂・真城正明訳):**失われた動物**. B 6 判, 270p., 図書出版社, 1978年, 1200円.

〔主要内容〕伝説の背後にあるもの/石の聖書/過去を現在につなぐ生物たち/死にたえてゆく種族.

クリストファー・G.・ジエイナス(宇宙道夫訳):**消えた北京原人**. B 6 判, 273p., 白金書房, 1976年.

〔主要内容〕発見と消失/中国へ/アメリカ政府/ふたたびアジアへ.

高橋　徹:**明石原人の発見**. 聞き書き直良信夫伝. B 6 版, 263p., 朝日新聞社, 1977年, 880円.

〔主要内容〕生いたちの記/苦学時代/不思議な運命/化石人骨の発見/信じるのはただ一人/薄幸の化石人骨/明石の日本原人と命名される/葛生原人の発見/直良博士誕生/再評価される直良の旧石器学.

---

1) Some popular books on paleontology (3)

2) Ikuwo Obata　国立科学博物館地学研究部

化　石 35 (1984), p. 41-46

国際会議報告

国際シンポジウム「白亜系の階の境界」に参加して[1)]

松本達郎[2)]・平野弘道[3)]

1983年10月17日から21日まで5日間の会期で上記シンポジウムが，デンマーク国コペンハーゲン大学地史学古生物学教室で開催され，日本からは私たち2人が参加した．今までの白亜紀の研究史の中に一時期を画する極めて重要な研究集会ということができるので，ここにその概要を紹介し，若干の論評を添える．

経過と目的

このシンポジウムは，IUGS層位学委員会白亜系層位学小委員会の主催で，コペンハーゲンの組織委員会で準備・運営され，同大学地史学古生物学教室で開催された．

上記小委員会では1976年シドニーでの再建以来，上記教室のTove Birkelund教授委員長のもとで活発に活動が続けられてきた．とくに白亜系の階ならびに階の境界の定義を，その模式地を選定して決めることをおもな目的として，時代大別の3つのワーキング グループ(WG)を設け作業を進めるとともに，地域的WGもいくつかできて，この作業に協力してきた．その過程において，コペンハーゲン，ウプサラ，ミュンスター，パリー，ミュンヘンなどでコロキウムや実地検討会も実施されてきた．

日本国内でもこの動きに呼応して，1977年に白亜紀研究グループが発足し，1978年から1980年には総研(A)「白亜系の国際対比に関する総合研究（代表者：高柳洋吉）」が実施され，相当の成果を挙げてきた．また，1983年1月からは日本古生物学会に白亜紀研究小委員会が付置され，設立と同時に今回のシンポジウムに向けて具体的な準備の研究集会が実施された．

1983年5月1日締切でコペンハーゲンの組織委員会に提出された講演要旨（制限1論文5 p.）は印刷・製本されて，8月中に参加予定者に予め郵送された．これは実りのある討論を進めるのに大いに役立った．

シンポジウム

今まで7年間の作業中にも，得られた成果は諸学術誌上に公表され，時には集約した出版物も出た．これらを受け継いで，今回はさらに61の論文が要旨集にも提出され，参加者（予定者を含め）24ケ国106人で，文字どおりの国際シンポジウムであったが，ソ連は全員欠席という残念な面もあった．

以下には日程を追ってプログラムを記す．欠席者（取り消し）分は，要旨集にあるので一応列挙し，（欠席）と記しておく．その論文が本印刷されるかどうかはよくわからない．

10月17日(月) 15.00－18.00　地史学古生物学教室で参加者の登録および座長予定者の運営会議．18時から郊外のカールスバーグ・ビール会社でビア・パーティが開催された．経費は同社の負担で，Birkelund教授から同社が科学研究基金や奨学金を通じて科学研究に著しい貢献を過去100年にわたって続けてきたことが紹介される．参加者一同大いに感嘆し，今後はビールはカールスバーグと肝に銘じた．Birkelund教授の夫君も参加し，案内したり出席者を送り届けたりの大活躍をしたのが皆の印象に残った．

10月18日(火) 9時まで登録継続，9時から幹事役のF. Surlyk博士により開会が宣せられ，講演にあたってのいくつかの注意事項が示された．次いでBirkelund委員長の基調報告を皮切りに，本格的に講演が始まった．9.10－9.30　Tove Birkelund: Setting the stage and drawing the line.　9.30－10.00　W.A. Cobban: Mid-Cretaceous ammonite zones, Western Interior, United States.　北米西部内陸で40余年にわたって着実に研究を続けてきたCobban博士の招待講演で，特にCenomanian/Turonian境界についての良いサクセッションが示された．開会したばかりのせいか，スライド係の仕事が円滑でなく，大半のスライドは午後上映となってしまった．休憩を経て10.30からはGeochronology & Magnetostratigraphy部門が始まった．座長はR.G. Bromley博士で，講演は以下の3件．

---

1) Report of the Symposium on the Cretaceous Stage Boundaries, Copenhagen, 1983

2) Tatsuro Matsumoto　九州大学理学部地質学教室気付　または西南学院大学学術研究所

3) Hiromichi Hirano　早稲田大学教育学部地学教室

G.S. Odin : Numerical age of the Cretaceous stage boundaries.

J.F. Lerbekmo & H. Baadsgaard : Magnetostratigraphy, biostratigraphy and geochronology of the Maastrichtian/Paleocene and Campanian/Maastrichtian boundaries in Alberta and Saskatchewan, Canada.

J. Haggart, P. Ward & K. Verosub : The Santonian/Campanian boundary in California: Integration of biostratigraphy and magnetostratigraphy.

35分間の討論を経て昼食．同教室の一室が食堂となり，デンマーク名物のバイキング形式オープンサンドイッチ料理が山のように各種多数用意される．会費はDkr. 50だから，信じられぬ程安い．

午後は13.30より17.00まで2つの会合が並行して実施された．すなわち，第1会場はPre-Albian stage boundariesでP.F. Rawson & J. Remane両博士が座長で次の9講演．

Ph. J. Hoedemaeker : Contribution to the discussion of the stratigraphic position of the Valanriasian/Valanginian boundary.

Ph. J. Hoedemaeker : Contribution to the discussion of the stratigraphic position of the Valanginian/Hauterivian boundary.

P. F. Rawson : The Hauterivian/Barremian stage boundary.

K. Borza, V. Gasparikova, J. Michalik, J. Salaj & Z. Vasicek : A detailed macro- and microbiostratigraphy of the Hauterivian/Barremian boundary beds in Krizna Nappe of Strazovske Vrchy Mts., W. Carpathians.

T. N. Bogdanova, S. V. Lobacheva & V. A. Prozorovsky : The Barremian/Aptian Stage boundary (欠席).

P.F. Rawson : The Speeton Clay stratotype as a regional standard.

B. N. Fletcher : Lower Cretaceous foraminifera (Barremian to Ryazanian) at stage boundaries : A biostratigraphical study of a southern North Sea Borehole and the type Speeton Clay section.

J. Salaj : Foraminifera and detailed microbiostratigraphy of boundary beds of Lower Cretaceous stages in the Tunisian Atlas.

Ph. J. Hoedemaeker : Attempt at a Tethyan-Boreal correlation of the Berriasian/Valanginian boundary.

第2会場はConiacian/Maastrichtian Stage Boundariesで，F. Schmid, F. Surlyk両博士を座長として次の11講演があった．

M. Neumann : The Santonian/Campanian and Campanian/Maastrichtian boundaries in northern Aquitaine (Champagne Charentaise and Dordogne).

M. Neumann : The Campanian in the stratotype area.

W. J. Kennedy : Ammonite faunas and the 'standard zones' of the Turonian to Campanian stratotype areas of western France.

F. Robaszynski : The Maastrichtian/Campanian boundary in the chalky facies near the type-Maastrichtian area.

B. Pomerol : The correlation of the Turonian/Senonian boundary in the Senonian stratotype area and in southern England.

I. Jarvis, A. Gale & C. Clayton : Stratigraphy of the section for the Upper Cretaceous White Chalk of NW Germany (Coniacian to Maastrichtian) at Lägerdorf-Kronsmoor-Hemmoor.

H. Bailey, A. Gale, R. Mortimore, A. Swiecicki & C. Wood : Criteria for defining the Coniacian to Maastrichtian Stage boundaries in England.

F. Surlyk : The Maastrichtian Stage in NW Europe, and its brachiopod zonation.

W. K. Christensen : The mid to Upper Cretaceous of southern Scandinavia.

J. W. Verbeek : The calcareous nannofossils from the Campanian and Maastrichtian rocks of southern Limburg (The Netherlands) and the adjacent Belgian area.

D. P. Naidin : Upper Cretaceous zonation of the European palaeobiogeographical region (欠席).

夜は，世界各地から集まったアンモナイト類研究者17名が市北部にあるBirkelund教授邸での晩餐会に招待された．極めて和やかでかつ盛大なパーティであった．

10月19日(水)9.00に開会され，午前中はCretaceous Stage Boundaries and Micro- and Nannofossilsのテーマで M. B. Hart博士を座長として次の3件の講演があった．

M. B. Hart : The microfaunal recognition of Cretaceous stage boundaries in the United Kingdom succession.

P. Marks : Proposal for the recognition of boundaries between Cretaceous stages by means of planktonic foraminiferal biostratigraphy.

K. Perch-Nielsen: Recognition of Cretaceous stage boundaries by means of coccoliths.

休憩をはさんで次のテーマは Integrated Cretaceous stratigraphy で，P. Ward 博士を座長として次の 3 講演があった．

J. P. Bujak, W. G. E. Caldwell & A. McGuan: Canadian Cretaceous stages: Western Interior, North-West territories, Yukon and Arctic.

A. McGuan: Cretaceous stages: east and west coast of Canada.

J. M. Hancock: Principles and some proposals for the definition of stages in the Upper Cretaceous.

午後は次の 2 会場に別れて並行実施された．

第 1 会場：Albian-Turonian Stage Boundaries で座長は F. Robaszynski, J. M. Hancock 両博士．講演は次の通り．

F. Robaszynski: The Albian, Cenomanian and Turonian stages and their type-regions with data on their boundaries.

G. Ernst & C. J. Wood: Turonian Stage and Substage boundaries in the Plänerkalk Formation of Lower Saxony (Germany).

H. G. Owen: The Albian Stage.

I. Jarvis & B. A. Tocher: The Cenomanian/Turonian boundary in SE Devon, England.

R. Marcinowski & A. Radwanski: Basic problems in biostratigraphic subdivision of the mid-Cretaceous sequence developed on the central Polish uplands.

F. A. Middlemiss: Cretaceous terebratulid events and their relation to the stage boundaries.

L. F. Kopaevich: The Cenomanian/Turonian boundary in the Aksyirrau section, Mangushlak (欠席).

F. Robaszynski 博士が従来の階の定義および模式地を変更する案を示したのに対して，かなり強硬な反対論が出た．この段階ではまだ長い歴史を持つものは簡単に変えるべきでないという主張が多かった．また，微化石の多くは従来の模式地で十分にその range を確認できるという意見も示された．

第 2 会場：Coniacian/Maastrichtian Stage Boundaries で F. Schmid, P. Marks, F. Surlyk 3 博士を座長として次の 11 講演があった．

S. U. Hultberg, B. A. Malmgren & G. Gard: Integrated microplankton stratigraphy of Upper Maastrichtian sections in Scandinavia based on census data.

N. -A. Mörner: The Santonian/Campanian Boundary; paleomagnetism, sea level changes, biostratigraphy and sedimentology in SE Sweden.

N. V. Benjamovsky & L. F. Kopaevich: Foraminifera-based subdivision of Upper Cretaceous sediments of the eastern part of the European palaeobiogeographic region (欠席).

J. K. Lentin & J. P. Bujak: Palynological zonation of the Cretaceous of Canada.

M. A. Lamolda & F. Proto-Decima: Micropalaeontological characteristics of the Turonian-Coniacian boundary in the Esterella Basin (Basque Country).

J. Salaj & A. -L. Maamouri: Campanian/Maastrichtian boundary in the Tethyan region, based on planktic foraminifers (Kat Ez Zerbelia -El Haria and Dj. Fguira Salah, Tunisia).

A. Flexer & A. Honigstein: Biostratigraphy, lithostratigraphy and sea level changes of the Senonian section in Israel.

T. D. Zonova: Santonian/Campanian boundary in the Pacific Realm within USSR based on *Inoceramus* (欠席).

P. D. Ward & J. Wiedmann: The Maastrichtian ammonite succession at Zumaya, Spain.

N. -A. Mörner: The Cretaceous/Tertiary boundary in Stevns Klint; paleomagnetism, sedimentology, biostratigraphy and age of the boundary.

A. Polsak: Sur la limite Cretacé/Tertiaire dans les Dinarides de la Yougoslavie.

両会場とも定刻 17 時を守って終了し，17.30 より 1 時間白亜紀小委員会の事務的会議があった（地質学雑誌ニュース欄の報告参照）．

10 月 20 日(木)　午前中は The Cretaceous of the Pacific, the Atlantic and Asia で，W. A. Cobban 博士を座長として次の 4 講演，休憩を経て B. Pomerol 博士を座長として 2 講演．但し欠席分は討論の時間にあてられた．

P. Ward & J. Haggart: Towards a province-wide molluscan zonation of the Upper Cretaceous of Western North America.

T. Matsumoto: The so-called Turonian/Coniacian boundary in Japan.

H. Hirano: Cenomanian and Turonian biostratigraphy of the Oyubari area, central Hokkaido, Japan — an example of off-shore facies of Northern Pacific.

Hao Yichun: On the Lower-Upper Cretaceous and Cretaceous-Tertiary boundaries in China.

D. P. Naidin: The Upper Cretaceous stage boundaries of the east part of the European palaeobiogeographic region (欠席).

P. Cotillon: Tethys-wide correlations based upon climatic sedimentary cycles. An attempt with early Cretaceous pelagic series in Gulf of Mexico (sites 535, 540, D.S.D.P.), eastern central Atlantic (site 534, D.S.D.P.) and Vocontian Basin (Subalpine Ranges, France S-E).

昼食を経て午後は F. Robaszynski, J. M. Hancock 両博士のもとで, Albian/Turonian Stage Boundaries として次の 6 講演があった.

P. -Y. Berthou: Les limites et subdivisions des étages Albien à Turonien dans le Bassin occidental Portugais avec un intérêt spécial pour la limite Cénomanien-Turonien dans les deux facies: A ammonites (*Vascoceratides*) ou à rudistes.

I. Bodrogi, G. Császár, A. Horvath & M. Juhasz: The Albian/Cenomanian boundary in the Transdanubian Central Range (Hungary).

P. Bengtson: The Cenomanian/Turonian ammonite succession of Sergipe, Brazil, and the question of the stage boundary.

I. Machado-Brito: The Upper Lower Cretaceous in Brazil, its divisions and boundaries.

E. Seibertz: The NW-European *Inoceramus* biozonation in NE-Mexican standard sections: A key to define worldwide the Turonian/Coniacian stage boundary.

K. Ayyasami & R. K. Banerji: The Cenomanian/Turonian transition in the Cretaceous of southern India.

アンモナイト類の地理区による分化が問題とされ, 浮遊性微化石を index としてもっと活用すべきであるという意見が多く出され, 引き続き討論をすることとなった. また, この日までの講演と討論で主要な提案や問題点が一通り明らかとなった. そこで, 午後の休憩の後は時代により 3 会場に分かれて, より詳しく議論がなされた.

19 時からはコペンハーゲン市の中央部にある大学本部の古風だが立派な会場で夕食会が開催された. ここでも真夜中近くまでお互いの交流がはかられた. 本シンポジウムの目的が明確で, 参加者の関心が一致しているために, 数人集まればすぐにあいさつ抜きで具体的な討論となるのが極めて印象的であった.

10 月 21 日(金) 午前中は, Pre-Albian, Mid-Cretaceous, Coniacian/Maastrichtian の 3 会場に分かれ, 各階の定義と模式地について具体的に討論された. 参加者の関心が 2 会場にわたる場合もあり, Tea-time をはさんで皆忙しく会場を行き来した. 筆者らが参加した Mid-Cretaceous の会場では,「心を広く持って, 必要があれば従来の模式地も変更しよう」と呼びかけがあり, ナショナリズムを払拭して純学問的に考えるよう皆努め, また,「分類群を異にする専門家間に偏見があってはならない」という点も留意して進められ, 多くの新しい提案があった.

午後再び一堂に会して, 3 会場で提起された化石帯又は示帯化石種と模式地が黒板に列挙され, 全員でそれらの妥当性について討論し修正を施した. 黒板上の英文の走り書きは日本人には大変読みづらく, また世界の白亜系のすべてのセクションに精通している訳でもないので, やや不完全ではあるが提案された内容を表に記す(Table 1). 尚これらは次回モスクワでの集会(IGC 1985 年) 以降に, 新しい委員会の組織のもとで継続審議されることになっている.

成果と課題

今回のシンポジウムで発表された論文は, 2 つの群に大別して論文集として印刷公表される予定であり, すでに 1983 年 12 月 1 日締切で原稿が集められた. 第 1 群はシンポジウムの主題たる白亜系の階境界に直接関係した論文集で, これは *Bull. Geol. Soc. Denmark* に, 第 2 群は, 主題に間接的には関係するが, いずれかというと地域層序学的その他一般的なもので, これは *Cretaceous Research* 誌上に掲載される.

本格的な論評は, これらの出版物を読んでからなされるべきであるが, ここにはシンポジウムに参加した際の所感を, 学問的の項目に分けて記し, 各位の参考に供したい.

1. index species の地理的分布

Pandemic な種を選ぶことが念頭に置かれていたが, 結果は殆んど欧州に主たる分布を持つ種となった. 筆者らはより pandemic な種を選ぶよう主張してきたし, カリフォルニア大学デービス校の P. Ward 博士は太平洋地区には独自の模式地を公認するよう主張した. また, ロンドン大学の J. M. Hancock 博士らは, このシンポジウムの中心的人物の 1 人としてこの点に大変気を配っていた. オックスフォード大学の W. J. Kennedy 博士は会期中に,「新しい階を定義する種と模式地の条件」をプリントして皆に配った. ここでも pandemic な種の採択が主張された. しかし, 大英自然史博物館の H. Owen 博士, ハノーバー地質調査所の F. Schmid 博士らは, それは望ましいことではあるが現実に不可能とし, 模式地から飛び石的に日本や北米西海岸まで対

Table 1. Proposed index species and localities of type sections to define the base or basal zone of a stage.

Stage	Index species	Proposed locality
Maastrichtian	1. *Belemnitella lanceolata* ↑	Kronsmoor, NW. Germany
	2. *Pachydiscus neubergicus* ↑	Zumaya, NW. Spain
	3. *Globotruncanita carcarata* ↓	El Keff, Tunisia
Campanian	1. *Aspidolithus parcus* ↑	Beaumont, SW. France
	2. *Gonioteuthis granulataquadrata* ↑	Lägerdorf, N. Germany + Seaford Head, England
	3. *Submortoniceras spathi* ↑	Chico Creek, California
	4. *Bolivinoides stringillatus*	
	5. *Globotruncana arca* ↑	Djebel Fguira Salah, Tunisia
Santonian	1. *Inoc.* (*Platyceramus*) *siccensis* ↑	Djebel Fguira Salah, Tunisia
	2. *I. undulatoplicatus* ↑	SE. England + Olazagutia, N. Spain
	3. *Texanites* spp. ↑	Djebel Fguira Salah, Tunisia
Coniacian	1. *Forresteria* (*Harleites*) *petrocoriensis* ↑	Březno, Czekoslovakia
	2. *Inoc. waltersdorfensis hannoverensis* ↑	Salder, N. Germany
Turonian	1. *Pseudaspidoceras flexuosum* ↑	Calvert Canyon or Chispa, Texas
	2. *I.* (*Mytiloides*) *mytiloides* ↑	〃 〃
	3. [*Watinoceras coloradoensis* ↑ *Neocardioceras juddi* ↓	Calvert Canyon or Chispa, Texas
	4. *Rotalipora cushmani* ↓	
Cenomanian	1. *Neostlingoceras carcitanensis* ↑	Bakonynara, N. Tunisia
	2. *Planomalina buxtorfi* ↓	Djebel Fguira Salah, Tunisia
Albian	1. *Lymeriella schrammeni* ↑	Vöhrum, Germany
	2. *Prediscosphaera columnata* ↑	
Aptian	1. *Prodeshayesites* ↑	Vocontian, SE. France; Georgia, USSR
Barremian	1. *Holcodiscus* + *Pulchellia* ↑, *Pseudoth.* ↓	Vocontian, France
	2. *Pseudothurmannia* ↑	Carpathians
Hauterivian	1. *Acanthodiscus radiatus* ↑	Vocontian, SE. France
Valanginian	1. *Thurmanniceras otopeta* ↑	Miravetes, SE. France
	2. *Beriasella callisto* ↑	Caravaca, Spain
Berriasian		

↑ First appearance of the species　↓ Extinction of the species

1，2は第1案，第2案の意味

比を繰り返していくか，遠隔地で使えてかつ模式地でも出る副次的な種を捜して利用せよとの考えであった．環太平洋・アジア地区では，日本とカリフォルニア周辺が抜群に詳しく研究されている．しかし，未研究・研究途上の地域が多数あり，今後「新しい定義」を基礎にしてどう対比を進めていくかが重要な課題となるであろう．

2．模式地の選定

模式地としては少なくとも次の条件が満たされなければならないであろう． a．既に十分詳しく研究・報告され，議論が尽されていること， b．世界のどこからでも容易に訪問できること， c．大型化石・微化石共によく産すること， d．完全なサクセッションを示していること，である．欧州の旧来の模式地の多くは，不整合やハイアタスの存在，頻繁な hard ground の介在が既に明らかとなり，d の条件を満たさない．しかし，今回提案された中のチュニジアなどは，著しく遠隔でかつ場合によっては現地での研究活動が制限されるという問題がある．また西欧や北米以外の地の現地事情は日本では一般にはほとんど知られていない．このように，これらの候補地は条件不備である．しかし今後は海外の研究者の報告を待つという消極的態度でなく，むしろ日本から学術調査団を派遣すべきであろう．日本の中堅・若手研究者の奮起が求められよう．

3．大型化石と微化石

今回提案された index species は，大型・微化石の両方が含まれている．野外討論会の場ですぐ結論が出せる大型化石だけにすべきであると，ウプサラ大学の P. Bengtson 博士が提案して，微化石研究者からむしろ微化石の方が pandemic species が多く，交換も容易であると大反撃を受けた．今回提案された種のうち，例えば Cenomanian/Turonian の，ベルギー・モンス工科大学の F. Robaszynski 博士により提案された *Rotalipora cushmani* の消滅の場合は，日本でも認められており，欧州ではアンモナイト化石帯との関係も詳しくわかっている．すべての index species について，この大型化石・微化石の対比が十分でないと，今後分類群の数だけの〝階〟が勝手に動き出すことになる．この点に関して，国内的には白亜紀委員会でかねてより検討中であり，今後も研究集会を重ねていく予定であるが，国際的には今一つ釈然としない場合が少なくない．

4．放射年代・古地磁気層序との関係

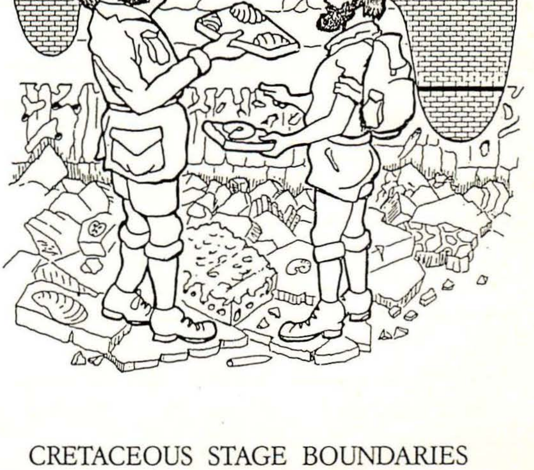
海生無脊椎動物の拡散速度は，一般に地質学的時間尺度から見た場合，一瞬のものであると信じられている．事実そういう場合もあるかも知れないが，地質学的時間尺度の精度の向上が限りなく要求されていることから，原理の異なる方法でチェックが繰り返しなされねばなるまい．今回のシンポジウムでは，放射年代の現在の精度は化石層序のそれより優れてはいないとみなされている．しかしサントニアン・カンパニアン境界に関し，古地磁気層序が利用された実例も示された．今後一層の連携的研究が求められている．

5．古生物学的問題

プリマス工科大学の M. B. Hart 博士が，assemblage で定義すると，facies が異なる場合，無理・矛盾が生じるので単一種で定義すべきだと主張した．一理あることではある．しかし単一種で定義しても facies との関連で生じる問題は解決されない．index species の系統発生と古生態を中心とした詳しい研究が継続的になされねばなるまい．

この他にも問題は多数あるが，ここではシンポジウムの様子を紹介することが目的であるので別の機会にゆずりたい．いずれにせよ，多数の分類群にかかわり，放射年代や古地磁気層序とも重要な関係があり，全世界的な取り決めの問題であるので，今後の成り行きには関連ある多数の方々に注意していただきたい．また積極的に参加して，日本の立場から，アジア・環太平洋の古生物地理区の立場から，どんどん発言していただくことを期待してむすびとしたい．

ABSTRACTS



CRETACEOUS STAGE BOUNDARIES

COPENHAGEN 1983

化　石 35 (1984) p. 47-49

化石通信

岩手県立博物館[1)]

大石雅之[2)]

はじめに

岩手県立博物館は盛岡市の北部に位置し，国鉄盛岡駅から北北東へ直線距離で約6㎞離れた松園ニュータウンの西端，四十四田(しじゅうしだ)公園内に設置されている．北西方には岩手山が聳え，眼下には北上川に建設された四十四田ダムによる人造湖が望まれる．

近年，物質的豊かさに加えて，精神的・文化的豊かさを追求する気運が全国的に高まってきた中で，岩手県にも県立博物館を建設する構想が立てられ，準備に8年が費されて昭和55年10月5日に岩手県博[3)]は開館した．岩手県博は歴史博物館という性格を主体とし，これに地質・古生物・動物・植物など自然環境に関する資料を加え，さらには美術館の機能もあわせもつ総合博物館である．

岩手県博を紹介するにあたり，本誌の性格を考慮して，地質・古生物に関する内容を中心に述べることとする．

施設の概要

54,484m²の敷地内には本館のほかに芝生広場，散策広場，屋外展示の民家が配置されている．地上2階，地階および中地階からなる本館は，県木ナンブアカマツの木肌を模した赤褐色の陶製タイル仕上げで，東西約75m，南北約70mのほぼ正方形の建物である．延床面積は12,063m²に及ぶ．その中で展示部門は3,782m²で全体の31%，保管収蔵部門は2,139m²で18%，学芸研究部門は704m²で6%，教育普及部門は466m²で4%，管理運営部門は1,939m²で16%，その他が3,031m²で25%となっている．

展示部門は，常設展示室，特別展示室と近代美術展示室に区分されている．常設展示室は地質時代から現代までの岩手の歴史を辿る総合展示室と，より詳細な資料・記録を紹介するためテーマが選定されている分類展示室に区分される．総合展示室では古典的ないわゆる収蔵展示は避け，精選された資料にいわば多くを物語らせる展示の手法を採っている．その流れは「県土の誕生(地質・古生物)」に始まり，「いわての夜あけ)考古)」「いわての歩み)歴史)」「庶民のくらし(民俗)」そして「いわての今（現勢・生物)」へと続く．分類展示室では各分野ごとに4～2のテーマが設定されているが，地質のコーナーでは「南部北上山地の地質」「三陸海岸地域の地質」そして「岩手火山とその周辺地域の地質」に分けられ，それぞれ古生界，中生界と古第三系，新第三系と第四系を扱う．

屋内のほかに屋外展示もあり，重要文化財の曲り屋と直屋(すごや)，フランスの彫刻家 Aristide Maillol 作の裸婦群像「Les trois Nymphes」が置かれ，四季折々の花々が咲き乱れる植物園，そして先シルル系基盤岩類から第四紀の火山岩に至るまでの，県内各地から集められた48種類の岩石を配置した岩石園がある．

保管収蔵部門の施設は，資料の搬入ルートに従って荷受場，荷解室，清毒室，写真室の順に並ぶ．収蔵庫は各分野の特性に従って設計され，第1（近代美術・歴史)，第2(生物)，第3(民俗)，第4(地質・考古)，第5（液浸標本）収蔵庫に区分されている．第2～5収蔵庫には電動棚が設置され，収蔵能力を高めている．

学芸研究部門では学芸研究室を中心に各分野の資料整理室および図書室が配置され，また資料の保存処理や分析を行う保存化学室には各種の機器が整備されている．

教育普及部門として利用される施設は，200名収容の講堂，教室，実技室がある．

館長室・事務室で代表される管理運営部門は，ほかに応接室，会議室，救護室があり，また館内の空調関係を一括制御する中央監視室，空調機械室などがある．

「県土の誕生(地質・古生物)」の展示

建設以前の基本構想に，総合博物館の中でも歴史博物館としての性格づけがされている岩手県博の地質・古生物に関する展示室は，背後に控える広大な

---

1) Iwate Prefectural Museum
2) Masayuki Oishi　岩手県立博物館
3) 以降，略称で述べる．

フィールドに対して充分広いとは言えない．ここでは総合展示室の地質・古生物に関する展示物を紹介する．

「県土の誕生」の展示室入口には宮古層群産大型アンモナイト *Hypacanthoplites* sp. が展示され，この展示室のシンボルとなっている．「県土の誕生」はさらに，地質学的側面を紹介する「県土のおいたち」と化石を展示する「いわての古生物相の変遷」に分けられる．

「県土のおいたち」は岩手県の代表的な地形の航空写真で始まり，Kitamura and Onuki (1973) による東北日本東西断面図の模型，「県土のおいたち」と題して舟橋三男[*]監修による造山運動のアニメーションへと続く．また，先シルル系基盤岩類から秋田駒ヶ岳の火山弾に至るまで各時代の代表的な岩石標本も展示している．

「いわての古生物相の変遷」では，シルル紀から第四紀に至る63点の化石のうち，54点までが岩手県内産で占められている．これらの化石は時代ごとに位置づけられ，分類群にまとめられ，さらに先カンブリア代から第四紀に至る一連の古生態復元図も示されている．次に，展示されている化石のおもなものを紹介する．開館直前に「わが国最古の」というキャッチ・フレーズを降すことになった *Heliolites* 等シルル紀川内層産化石は，意義の大きさの割には来館者の興味をひかないようである．南部北上山地産の三葉虫は，*Encrinurus*, *Phacops*, *Phillipsia*, *Pseudophillipsia* が各時代より選ばれて展示されている．中生代の各時代ではアンモナイトが展示されている．準備段階からまだ10年余りで収集資料も少ないため大型標本の展示をレプリカに頼ることが多いが，アンモナイトは現在，盛んに収集されつつある．宮古層群産海棲動物化石は保存が良く種類も豊富なので他の時代よりややスペースを広くとってある．昭和56年8月20日付朝日新聞の第一面に大きく報道され，話題になった茂師竜（もしりゅう）(*Mamenchisaurus* sp.) の上腕骨は開館当初から展示されていた．宮古層群と並んで保存の良い化石を多産する二戸地域の中新統からはノコギリガザミ (*Scylla ozawai*) やユダクサカメ (*Geoclemmys yudaensis*) などが展示され，*Desmostylus japonicus* の臼歯は最近レプリカに代って実物が展示された．また，佐藤二郎（準備室時代職員，現大船渡農高）が研究した雫石地域中新統のハダカイワシ (*Lampadena nanae*) や長谷川善和が復元した鮮新世のミズホクジラ（未発表）の全身骨格は注目すべき標本である．さらに，これと並んで注目されるのが，更新世後期の花泉動物群の骨格標本で，ハナイズミモリウシ (*Leptobison hanaizumiensis*) の全身骨格は長谷川善和により野牛としてはわが国で初めて復元されたものである．

[*] 以下敬称略．

事　業　活　動

岩手県博の組織は館長・副館長のもとに大きく管理部と学芸部に分けられ，総勢40余名の職員がそれぞれ事業活動を展開している．岩手県博では一般管理事務のほかに，展示・資料収集保管・調査研究・教育普及の4つの事業活動を軸に運営が行われている．

展示活動は，いわば博物館の顔として来観者に接する部分である．展示室には解説補助員が常に配置され，有機的な展示解説に役立っている．常設展示のほかに「特別企画展」も年3回程度行われている．58年度は「内藤春治展」「石灰岩―化石サンゴから洞穴遺跡まで―」「岩手の看板展」が開催された．

資料収集保管活動では，岩手県博の収集保管システムに従って資料が収集され，各収蔵庫に保管される．一方，収集された各資料について資料基本カードが作成されて，登録される．昭和59年1月18日現在で，36,514点の資料が登録された．登録番号にはIPMMの文字が付けられる．

調査研究は博物館の他の活動を支える最も基本的な活動である．各分野においてそれぞれ長期的プログラムのもとにこの活動が進められている．地質分野の職員は2名であるが，研究材料の豊富な岩手県において，できる限り幅広い要求に答えるよう努めている．

教育普及活動は展示だけからは得られない生きた学習を提供する場である，講演会・講習会などの他に館外活動も行われ，地質分野では毎年2回自然観察会が開催されている．58年度は大船渡市と久慈市で行われた．

お　わ　り　に

岩手県博が開館して約3年半経ったが，昭和59年2月7日現在で来館者数は 615,489 名を数え，地域住民の間で歴史・文化・自然への関心が徐々に高まってきたと思われる．たとえば新聞報道で博物館に関する話題が多く取り上げられるようになり，地質関係の記事について言えば，あたかも重要化石発見のラッシュであるかのように報じられたことがあった．いうまでもなく，重要な発見は従来多くの研究者によりなされてきたわけであるが，その情報は地域住民まで届かないのが常であった．専門的情報は学問の中で体系化され，それが教科書や普及書という形で一般人に提供されるのが常道であろうが，博物館はいわば学界と一般のパイプ役ともいうべき立

場にあるので，学界の新しい情報を直接提供したり，逆に一般人の発見や疑問に答えることもひとつの使命になっている．そのために岩手県博が開館して以来専門的情報の流通，すなわち普及が地域住民に広がってきたのではないか．

最近，各地の新設の博物館の手で脊椎動物化石が発掘され，話題になることがある．岩手県博も開館後，一般人の通報に基づいて脊椎動物化石の発掘を行ったことがある．このような発掘は，まさに博物館的事業であるが，一時的な予算の融通が可能ならば，地方博物館によって今後この方面の情報がより多くもたらされるだろう．

しかし，地方公共団体による新設の機関としての博物館は，行政的な面から果して正当な評価を受けているだろうか．たとえば，岩手県博では展示に関する予算に比較して研究に関する予算は削減されやすい傾向にある．また，開館以来毎年確実に予算が減少してきている実情がある．さらに，博物館学芸員の職務内容や地位についても少なからず問題があるように思われる．

「博物館に完成はない」と言われるが，開館して日の浅い岩手県博は，歴史の長い欧米の博物館に比較すると，まだまだ小さな資料室にすぎない．小さな資料室がほんとうの意味での博物館へ成長するかどうかは，今後の活動にかかっている．

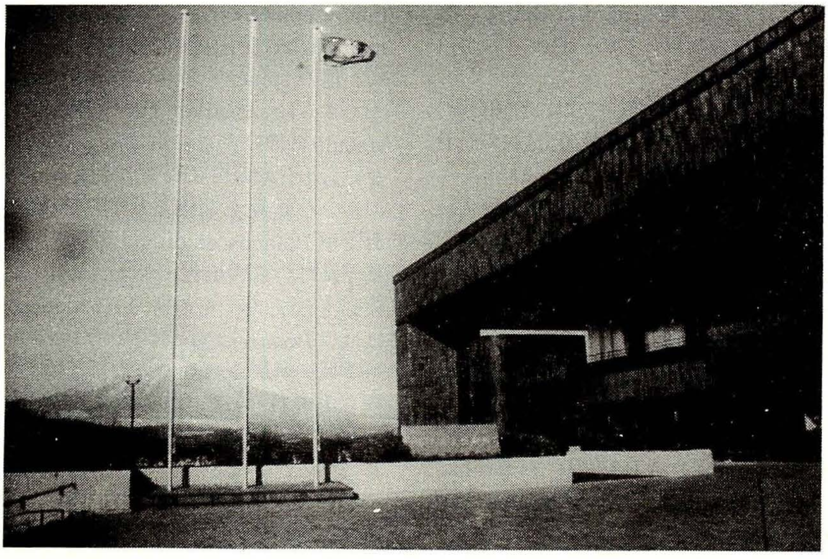
最後に，岩手県博の地質・古生物部門は多くの機関と研究者による御協力を得て運営されてきたことを記して，厚く御礼申し上げる．

利　用　案　内

開館時間
　9時30分から16時30分まで
　ただし，入館は16時まで
休館日
　月曜日（国民の祝日と重なる場合はその翌日）
　資料整理日（9月1日から9月10日まで）
　年末年始（12月28日から1月4日まで）
入館料

区　分	個　人	20人以上の団体
小・中学生	50円	1人につき30円
高・大学生	100円	〃　50円
一　般	200円	〃　100円

場　所
　020-01　盛岡市上田字松屋敷34四十四田公園内
　Tel 0196－61－2831



学　会　記　事

◎1984年1月20日に京都大学で開かれた評議員会において賞の委員の半数改選を行い，速水　格，猪郷久義の両君が選出された．1984年度賞の委員会は，会長のほか，上記の2名および棚井敏雅，糸魚川淳二の5名で構成される．

◎同評議委員会において，次の諸君の入退会，および特別会員への推薦が認められた(敬称略).

〔入会者〕

浅井明人，伊与田紀夫，西　弘嗣，太田仁之，佐藤潤一，関根秀人，鈴木　直，田中義洋，高山邦明，朴鉄洙，鐘　広吉(11名).

〔退会者〕

永沢譲次，榎本朋男(2名).

〔新特別会員〕

速水倶子，井上雅夫・川辺鉄哉，小村精一，三木　孝，村本喜久雄，野村律夫，下山正一，菅野耕三，冨田幸光，矢島道子，山田　純(12名)

〔新賛助会員〕住友石油開発㈱技術部，日中石油開発㈱，アブダビ石油㈱，日本石油開発㈱採鉱部，三井石油開発㈱技術第1部，ダイヤコンサルタント，アラビア石油㈱技術部

◎1984年1月21日に京都大学で開かれた総会で，池辺展生，橋本　亘，藤岡一男の三君が名誉会員に推薦された．

◎1983年度中の逝去会員は，半沢正四郎(名誉会員)，坂東裕司(特別会員)，西沢　勇(普通会員)の三君であった．

◎1984年1月21日現在の会員数は，名誉会員11名，特別会員204名，普通会員438名，在外会員46名，賛助会員15名，計714名である．

◎同評議委員会で編集幹事に大路樹生君が会長により委嘱された．

◎日本古生物学会創立50周年記念事業の実行委員として，常務委員である花井哲郎，長谷川善和，木村達明，小畠郁生の4君の他に，次の12君が会長により委嘱された(敬称略ＡＢＣ順); 阿部勝巳，平野弘道，猪郷久治，川辺鉄哉，小池敏夫，松丸国照，野田浩司，大路樹生，坂上澄夫，谷村好洋，植村和彦，山口寿之．

1983年度日本古生物学会論文賞推薦文

古谷　裕君: Middle Palaeozoic Palaeoscenidiidae (Radiolaria) from Mt. Yokokura, Shikoku, Japan. Part I. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, N.S., No. 130, pp. 96-116, pls. 21-27, 1983.

Palaeoscenidiidae科の放散虫は従来古生界より報告されており，最近に至って下部中生界からも知られるようになったグループである．しかし，その層位に関する情報はまだ乏しく，分類形質の吟味も不十分で，系統分類上の位置について定見がなかった．古谷君は，本論文において，高知県横倉山に分布する祇園山層群のG_4層の珪質頁岩より初めて抽出した放散虫化石群中の，本科の種を対象に分類形質を検討し，新たな分類規準を設けて，2新属・5新種を含む4属・7種を記載した．

Palaeoscenidiidaeの基本的骨格，すなわちspiculeは，1本から4本のapical spinesと4本のbasal spinesとがmedian barで直結される形で構成されている．古谷君は，走査電子顕微鏡による綿密な観察によって，この立体的構造を追求した結果，apical spinesのうちの1本を特定して，これとmedian barとに対して占める相対的位置に基づいて，他のspinesを個々に識別する方法を創出した．またさらに，median barに垂直な面に投影したspiculeの像は，この科にあっては常にtetraradiateないしtriradiateになることを見出した．同君はこのような知見を基礎として，Palaeoscenidiidae科およびPalaeoscenidiinae亜科を再定義し，既に記載されている古生代・中生代の種について分類学的検討を加えた．その結果，Palaeoscenidiinae亜科には，*Pactarentinia*および*Tlecerina*の2新属を含む7属を所属させるに至ったものである．そして，横倉山のG_4層は，以上のような放散虫の群集組成と層序関係により，初期ないし中期デボン紀と推定している．

このように，本論文において古谷君が豊富な電顕写真像を用いて，spiculeとそれを囲む格子殻の発達程度の相違を属のレベルで明確に区別することに

成功したことは，本科の系統発生を明らかにする上での貢献であるのみならず，古生代放散虫の研究水準を高める業績と評価される．よって日本古生物学会は古谷　裕君に論文賞を贈り，今後の一層の発展を期待する．

1983年度日本古生物学会学術賞推薦文

的場保望君　新生代底生有孔虫の分類及び生態に関する研究

わが国における新生代小形有孔虫の研究は19世紀末葉に始まり，以来これに専念する研究者が多数輩出した点では，おそらく新生代軟体動物学の分野に次ぐものと思われる．新生代有孔虫の場合，多くの研究者が化石とともに現生種の研究を平行的に行ってきたことが，著しい特徴のひとつにあげられる．このような研究活動の展開によって，今日では有孔虫古生物学の基礎として現生種に関する知識が蓄積され，進化・古生態・古生物地理等の領域への発展の支えとなっている．

的場君は1967年，千葉県銚子地域の上部新生界の有孔虫群の報告を行って以来，現生の底生有孔虫の分類及び生態的分布に深く関心を寄せ，本州沿岸の表層堆積物を組織的に採集し，これに含まれる有孔虫群の研究に没頭してきた．国内外の専門誌等に発表された松島湾(1970)，秋田沖(1975，1976)，能代沖(1976)，仙台沖(1976)の諸論文はその一連の労作である．的場君は，その松島湾の論文で詳述しているように，標本の客観性を一義的に重視して，Phleger 式コアラーを用い海底堆積物の表層 1 cmの部分に含まれる有孔虫を定量し，染色により生体と遺骸を分別する方法を，一貫して用いてきている．同君の有孔虫分類における態度はきわめて手固く慎重であり，また同定の正確を期して記録のために，光学顕微鏡写真作成用の装置の工夫と改良に努力を傾注し，すぐれた写真図版を発表してきたこともよく知られている．

このような苦心の結果のひとつは，仙台沖の内部浅海帯より深海帯にまたがる底生有孔虫群の深度帯区分であり，これは国際的な評価を受けた．同君はまた，秋田県の周辺海域の現生有孔虫のみならず，同県下の新第三系の化石群に関する資料の収集に努めてきているが，日本海の古環境変遷に関連して，新第三紀以来の底生有孔虫群が後期更新世に絶滅し現在の日本海に生息するのは完新世に入って南進してきた群集である，という興味ある見解を発表している(1978)．さらに，同君の研究活動は国外に及び国際深海掘削計画に参加して，カリフォルニア湾の後期鮮新世～完新世の有孔虫の研究に従事し，共同研究者とともに，底生・浮遊性種群のそれぞれについて綿密な分析の結果を報告したのが最近の業績としてあげられる(1982)．

以上のような的場君の，太平洋東西沿岸域の後期新生代底生有孔虫の研究は，多くの分類学・生態学上の懸案の解決に有力な鍵となる貢献である．これらを通じて北太平洋の有孔虫群の進化・移動・古生物地理的変遷など多岐にわたる興味ある問題に取りくむ同君の意欲を十分に評価できる．よって日本古生物学会はここに学術賞を贈り，今後における一層の発展を期待するものである．

池谷仙之君　新生代貝形虫の分類および生態に関する研究

日本の貝形虫に関する知識は，日本が未だ探検しなければならない未開の地域に属することを示している．従ってその研究は，どの様な種が，どの様な生態をもち，どの時空範囲に分布しているのかを知り，且つそれからどんな古生物学の研究課題が発展するかを模索することから始められている．

池谷君は，共同研究者と共に，日本に現在まで知られている化石・現生貝形虫の分類学的研究が，比較的最近に進展し，あまり人為的な混乱がないという利点を生かして，出来るだけ模式標本にまであたって，分類学的に検討された日本産貝形虫のチェックリストを作製することから研究を始めた（1977，花井らと共著）．この結果は，日本の貝形虫の多様性の概略を知ると同時に，日本の暖流系貝形虫の多様性を理解するためには，東南アジアの貝形虫の知識が不可欠であることを具体的に知り，続いて東南アジア貝形虫のチェックリストを共同研究者と共に完成した(1980，花井ほかと共著)．次のステップとして，これらチェックリストの作成により出て来た個々の分類学上の問題のいくつかを検討し，今まで不完全にしか知られていなかった，暖流種 *Cythere omotenipponica* の分布の検討を行ない(1982，Malz と共著)，又属名 *Sinoleberis* の使用を確かなものにした(1983，Malz と共著)．次に浜名湖に例をとり，湖の形成史を基礎に，現在の底質，水質，海底地形と関係づけて生きている貝形虫の分布の定量的解析を行った．これは一方には貝形虫の生相分けとなり又他方には死殻の堆積地の検討に発展しており高く評価される(1982，池谷・花井)．又国際深海掘削計画により日本海溝に近い3700 m の海底より，眼の退化した貝形虫を報告し日本近海の貝形虫の知識を豊富にした(1980，花井らと共著)．

これを要するに，池谷君の貝形虫の分類学的研究

は今までの知識を総合しその上に個々の問題をとりあげ，近縁種間の分布の重複関係の検討を行なう水準にまで研究を一歩先に発展させた．又生態学的研究は，生体と死殻の識別は勿論，種の多様度の解析等，池谷君が今まで有孔虫で成果を上げて来た，個体群生態学的手法を生かして，貝形虫化石の古生物学的解析の基礎作りに大きく貢献した．よって日本古生物学会はここに学術賞を贈り，今後における一層の発展を期待するものである．

新刊紹介

◆ Pacific Neogene Datum Planes, Contributions to Biostratigraphy and Chronology, edited by N. Ikebe and R. Tsuchi, 1984

このほど上記の書物が東京大学出版会より刊行された．この書物は IGCP project 114 の成果をおりこんだもので，25の専門家による論文で構成されている．

第1編は太平洋地域新第三系の Planktonic Datum Planes の評価にかんするもの10論文，第2編は太平洋地域の新第三系 Datum Planes と大西洋並びに地中海地域の新第三系層序区分との関連についての2論文，第3編は太平洋地域の特定地域の新第三系化石層位等と年代学にかんする11論文，第4編は IGCP－114 の活動と主な成果にかんするもの2論文に分けて構成されている．

いうまでもなく，化石層位学の究極の目的は地層の化石による区分と年代対比であって，この種の研究は，わが国では国際対比が云々されるようになった十数年前より急速に多くの研究が進められ，この間に幾多の総合研究の課題やら国際会議の議題としてとりあげられた．1976年には東京で第1回の CPNS が開催されたことは記憶に新しいことである．

このとき発行された論文集 (Proceedings of the First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy) と今回出版された書物とを比較すれば，いかに進歩がはげしかったかが明らかに読みとれる．特に大西洋・地中海地域の第三系との関連については，正に精密な国際対比が論ぜられており，大きな成果といわねばならない．これは単なる化石層位学又は年代学の進歩でなく，太平洋地域の地史学上の大きな貢献である．この編の大作を発表された W. A. Berggren 博士の努力に，紹介者は大きな敬意を表するものである．

書物の形態は 8 ×11，310頁の大型版，定価12,000円，広く一般に読まれることと信ずる．

（浅野　清）

Geology and Palaeontology of Southeast Asia, edited by T. Kobayashi, R. Toriyama and W. Hashimoto 全25巻の完結を祝して

表記の書物の第1巻が東京大学出版会より1964年に刊行されてから20年，このほど第25巻が発行されて漸く完結をみるに至った．この書物の特徴は，寄稿者の大部分の人が少なくも1回は東南アジア調査隊員として現地を訪れ，採集された資料を本人又は他の専門家に依託して，まだ全部ではないが，およそ重要なものは，このシリーズに印刷されたことである．従って今後東南アジアに地質旅行をされる人にとって，本書がいかに重要な役割を演ずるかはいうまでもない．毎年多数の人を現地に派遣される事務，研究結果をまとめて印刷編集される事務的苦労は大変なものであったにちがいない．改めて学界のため感謝するとともに，大いに祝福したい．殊に第25巻には，第1巻よりの全内容が各種の index としてまとめられ，研究者にとって大変便利なものとなっている．またメンバーが本シリーズ以外の雑誌に発表された論文目録も集録され，これらのものを含めると莫大な数に達している．

第25巻の定価は18,000円，東京大学出版会，書物の大きさは何れも 7 ×10．（浅野　清）

“化石”バックナンバーの在庫

（価格は送料込み）

〔13号〕マラヤ・タイ国産古植物化石，古生物分類の理論と方法，その他 ……………………………………（500円）
〔16号〕ダニアン問題，鮮新統・漸新統論考，その他 ………………………………………………………（500円）
〔17号〕シンポジウム“日本新生代貝類化石群の時空分布（その一）”，その他 ……………………………（600円）
〔18号〕シンポジウム“日本新生代貝類化石群の時空分布（その二）”，その他 ……………………………（600円）
〔21号〕シンポジウム“化石硬組織内の同位体”，その他 ……………………………………………………（800円）
〔22号〕特集“中国地方新生界と古生物” ……………………………………………………………………（800円）
〔23・24号〕特集“化石硬組織内の同位体（第3回シンポジウム）”，その他 ………………………………（1600円）
〔25・26号〕シンポジウム“古植物の分布とその問題点”，その他 ……………………………………………（1600円）
〔27号〕深海底堆積物中の炭酸塩溶解量の測定，その他 ……………………………………………………（1700円）
〔28号〕太平洋側と日本海側の新第三系の対比と編年に関する諸問題，その他 ……………………………（1900円）
〔30号〕シンポジウム“新第三紀における日本の海洋生物地理 ― 中新世を中心として ―” ………………（2200円）
〔31号〕本邦白亜系における海成・非海成層の対比，カキの古生態学(1) ………………………………（1500円）
〔32号〕四万十帯のイノセラムスとアンモナイト，カキの古生態学(2) …………………………………（1500円）
〔33号〕ジャワの貝化石，三畳紀 *Monotis*，その他 …………………………………………………………（1500円）
〔34号〕進化古生物学の諸問題，その地 …………………………………………………………………………（1500円）
〔増刊号〕コロキアム：化石硬組織内の同位体 …………………………………………………………………（1000円）

29号の残部はありません．

バックナンバーを御希望の方は，代金を払い込みの上，お申込み下さい．

大学研究機関等で購入の際は，見積請求書等必要書類をお送りしますので御請求下さい．

申込みと送金先：

〒980　仙台市荒巻字青葉　東北大学理学部地質学古生物学教室内
化 石 編 集 部　（振替口座　仙台1－17141）
または日本学会事務センター内日本古生物学会

1984年6月20日印刷
1984年6月25日発行

化石第35号

発行者 日本古生物学会
東京都文京区弥生2－4－16
日本学会事務センター内
編集者 高柳洋吉・鎮西清高・石崎国熙
印刷者 東光印刷株式会社
TEL（0222）56－0894

Fossils

Number 35 June 25, 1984

Contents

PALAEONTOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN