

原著論文

師崎層群内海累層の層序と年代について

On stratigraphy and age of the Miocene Utsumi Formation,  
Morozaki Group, Southwest Japan.

土井 健太郎\*

Kentaro Doi

I. はじめに

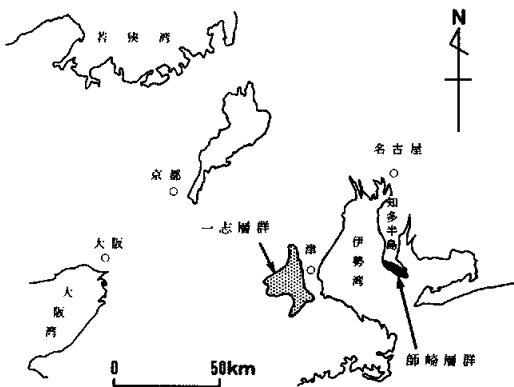
西南日本における前～中期中新世の代表的な地層群である第一瀬戸内累層群は、時代的にも乙藤・松田(1981)が主張するように、日本海の拡大とそれに伴う西南日本の時計回りの回転運動の時期に当り、当時の構造運動を知るうえで重要な地層群である。このような見地に基づいて研究を行なう際、絶対年代に基く時代論と、浮遊性微化石による地層群間の精度の高い対比は不可欠であるが、第一瀬戸内累層群においてはそのいずれも全くといってよいほど行なわれていない。

今回筆者は、同累層群に属する師崎層群の内海累層について浮遊性有孔虫およびフィッシュン・トラック法による年代を求め、同じく第一瀬戸内累層群に属し既に伊東(1982)が微化石

により時代を決定している一志層群との対比を試みた。また、野外調査の結果内海累層中に、タービダイトをその構成要素に含む明瞭な堆積サイクルを認めたので、あわせてここに報告する。

II. 地質概説

知多半島南端部周辺には、基盤岩類、中新統師崎層群、鮮新統常滑層群、および段丘堆積物が分布する。師崎層群の層序区分は研究者により若干異なるが、本研究では基本的に寺嶋(1965)の区分に従う。



第1図 師崎層群の位置および一志層群との関係

第四紀	段丘堆積物	
鮮新世	常滑層群	
中新世	師崎層群	内海累層
		豊浜累層
		日間賀累層
先第三系	領家変成岩類	

第2図 知多半島南部の層序

\*京都大学理学部地質学鉱物学教室

### (1) 基盤岩類

傾家変成岩類もしくは花崗岩類と考えられるが、師崎層群との関係を露頭で直接確認することはできない。師崎東方海上の篠島諸島にのみ分布し、半島部にはみられない。

### (2) 師崎層群

本層群は海成中新統で、下位より日間賀、豊浜、内海、の三累層に分けられる。全体的に凝灰質で、日間賀累層の下部を除いて泥質岩が優勢である。富具崎港-内福寺-大井を結ぶ線の南側、および佐久島、日間賀島に分布し、高度100m前後の開析が進んだ丘陵を形成している。

#### a. 日間賀累層

本累層は、日間賀島、佐久島と、半島南東端の羽豆岬および林崎周辺の小地域に分布し、凝灰質砂岩、凝灰質泥岩、凝灰岩、およびそれらの互層からなる。層厚は250m十と推定され、下部50m程では粗粒のパミスを含む凝灰質砂岩が優勢となる。

柴田(1977)は、本累層より *Cyclocardia siogamensis*, *Macoma izurensis* 等の産出を報告している。

#### b. 豊浜累層

本累層は、ほぼ大泊-初神-本郷-鳶ヶ崎を結ぶ線の南東側に分布し、凝灰質泥岩と、薄い細粒凝灰岩または細粒凝灰質砂岩との互層を主として厚さ1m以下の砂岩層を多数はさむ。互層は一般に規則性に欠ける。層厚は550m十。

本累層は貝化石を多産し、筆者は次の化石を採集した。*Propeamusium tateiwai*, *Cyclocardia siogamensis* 等。

#### c. 内海累層

本累層は、ほぼ富具崎港-内福寺-岩屋-初神-大井を結ぶ線の南西側に分布し、凝灰質泥岩または凝灰質シルト岩と、凝灰質砂岩との互層を主として、やや厚い凝灰質砂岩層および凝灰岩層を多数はさむ。層厚は360m十で、明瞭な堆積サイクルが発達しており、互層の規則性もおおむね高い。

本累層も化石を多産し、筆者は、貝化石 *N-eilonela* sp., *Acilana tokunagai*, *Yoldia sa-gittaria*, *Portlandia* cfr. *watasei* その他、ウニ化石 *Linthia* sp., 板鰓類 *Isurus desori*,

*Carcharhinus priscus* 等を採集した。

### (3) 常滑層群

本層群は知多半島に広く分布し、師崎層群を北から不整合におおう淡水成の鮮新統である。不整合面付近では礫岩、礫質粗粒砂岩からなり、礫種はチャート、石英片岩を主とする。

### (4) 段丘堆積物

師崎層群の分布地域では段丘の発達はよくないが、野間付近では野間層と呼ばれる海成層が段丘を形成し、師崎層群を不整合におおう。

## Ⅲ. 地質構造

全般に東西性の走向を有し、10°以下の傾斜で北へ傾く。断層に伴う褶曲の他は、ゆるく波打つ程度の褶曲構造しか持たない。しかし、豊浜から小野浦にかけての海岸付近では、走行が海岸線に平行となり、陸側に15°~25°傾斜するという特徴が認められる。

主要な断層としてはNW-SE方向に走る初神断層(寺嶋1965)がある。その他の、落差数m以上の断層は、すべてNNE-SSWからNE-SW方向に走っている。

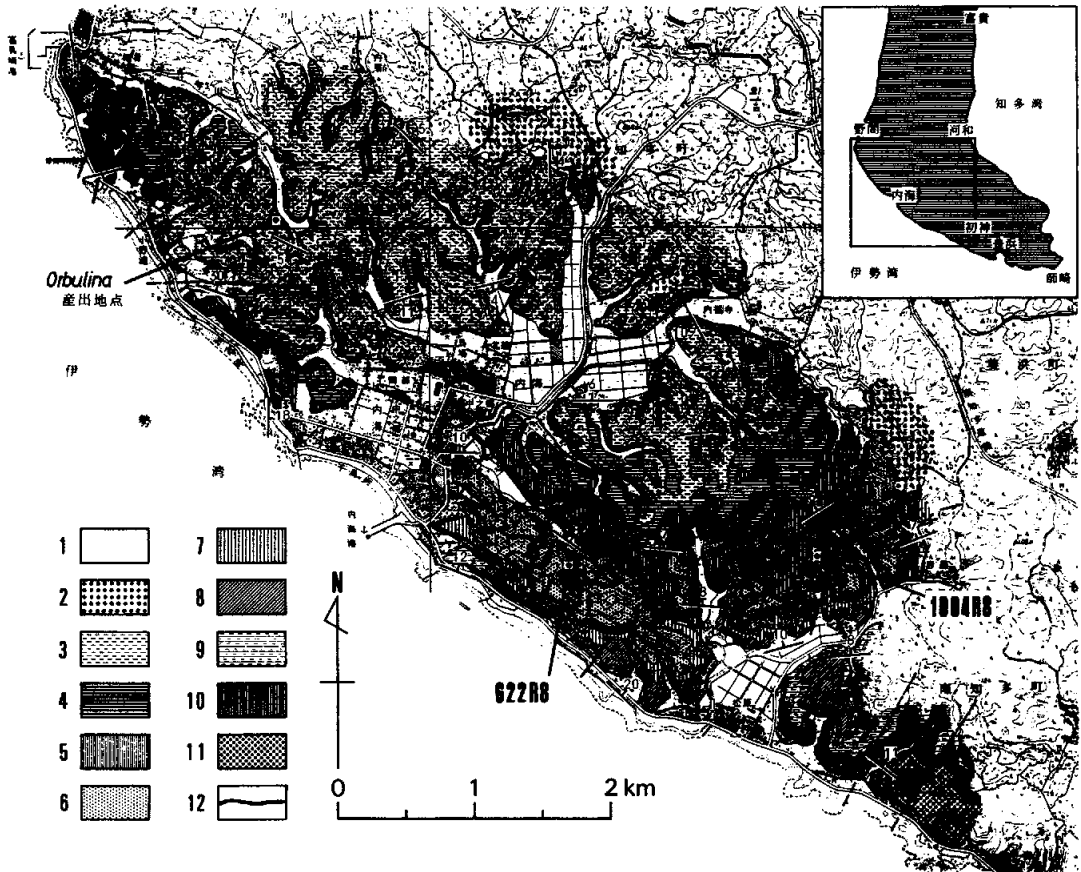
## Ⅳ. 内海累層

本累層は、十回におよぶ明瞭な堆積サイクルによって特徴付けられる。これらのサイクルを、下位よりUM1, UM2, …… , UM10と呼ぶ。また、一回のサイクルは岩相的に異なる三つの部分に分けることができ、それらをunit a, unit b, unit cと名付ける。三つのunitは、それぞれが明確で相異なる性格を持ち、野外における識別は容易である。しかし同名のunitは、サイクルが異なっても互いに極めてよく似ているため、野外で層準を判断することは困難である。幸い筆者は、野外調査の結果特徴的かつ連続性の良い凝灰岩層を認めることができた。これを吹越凝灰岩層と呼ぶ。層準の決定は、主としてこの凝灰岩を鍵層とし、サイクルを入念に数えて行なった。

### 堆積サイクル

極めて明瞭かつ規則的で、町道内海・山海線沿いに模式的に露出が見られる。

一サイクルは、UM9を除いてすべて、下位



第3図 内海累層主要部の地質図

1 : 沖積層 2 : 常滑層群 3~10 : 内海累層 3 : UM10 4 : UM9 5 : UM8 6 : UM7  
 7 : UM6およびUM5 8 : UM4およびUM3 9 : UM2 10 : UM1 11 : 豊浜累層  
 12 : 吹越凝灰岩層

この図は国土地理院発行の二万五千分の一地形図「野間」「河和」「内海」「師崎」を使用したものである。

より unit a, b, c, がこの順に、それぞれ一度ずつ現われて完結する。(UM9だけは unit c が現われない。)各サイクルの厚さは一定せず、約15m~約70mにわたっている。また、サイクル内での各 unit の厚さの比率もそれぞれ異なっている。

unit a

各サイクルの最下部を占める凝灰質砂岩層を指す。層厚1.2m~5m、やや側方への変化が見られる。風化面では淡黄褐色~茶褐色を呈する。多くは、下限から上限まで明瞭な平行葉理もしくは一部斜交葉理が発達し、下部には葉理に沿って多量の木質片を含むことがよくある。最下部は粗粒砂岩からところにより細礫岩となり、径5mm以下の軽石を多量に含むことがある。ま

た、一般に明瞭な級化を示し、それが複数回繰り返すこともある。

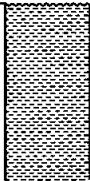
下限、すなわち直下のサイクルの unit c との境界面は、きわめて明瞭で下位の堆積物を削り込んでおり、時折りフルートキャストが見られる。これに対し上限は、極細粒砂~粗粒シルトサイズにまで細粒化し、上位の unit b の互層に漸移する傾向を持つ。

以上の性質や、UM1の unit a 最下部において細礫岩から始まるほぼ完全な Bouma の sequence が観察されることなどから判断して、unit a は、少なくともその一部はタービダイトであると結論できる。

unit b

各サイクルの中~下部を占める、細粒~極細

UM10



程に達する。風化面では茶褐色～濃褐色，やや新鮮な面では黒褐色を呈するが，ごく新鮮な部分の断面は紫色がかった淡青灰色である。粒径は細粒シルト～粘土サイズで淘汰が非常に良い。しばしば水平方向に白色の流線が見られ，弱い

近い産状を示すものも多い。また、砂管や小さなパッチ状の生痕も多く観察される。

粗粒部は暗灰色～灰色の、中粒～極細粒凝灰質砂岩である。強い凝灰質で白色を呈するものには、まれに粗粒シルトサイズのものが見られ、上下の細粒部とほぼ同粒径になる場合がある。一般に葉理が発達する。平行葉理が最も多く観察されるが、ゆるい不規則な波状葉理や同じく不規則な斜交葉理も普通に見られる。また、級化はほとんど見られず、あっても弱い。

粗粒部とその上・下位の細粒部との境には、いずれも明確な層理面が認められる。これらの層理面には凹凸が見られることが多い。

本 unit と下位の unit b との間は、約50cmから1 m 位の巾をもって互いに漸移関係にある。

#### 吹越凝灰岩層

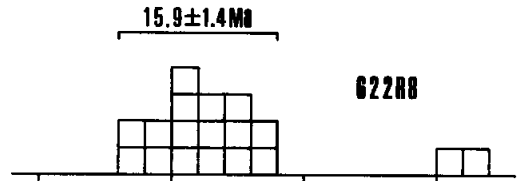
模式地：内海、吹越の西。南知多町民会館の南西約100mの、海に面した露頭。

層厚： 模式地で約2.5m。

特徴： 白色～淡褐色の粗粒凝灰岩。模式地でみられる本層の最下部約60cmは、きわめて軽

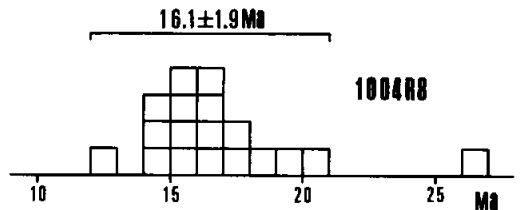
吹越凝灰岩層のフィッション・トラック年代を、測定鉱物としてジルコンを用い、grain by grain 法によって測定した。試料として、吹越凝灰岩層最下部を二地点で採取し、それぞれ独立に処理を行ない年代を測定した。試料採取地点は第3図に、採取層準は第4図に示した。

両地点の試料について得られたジルコン粒の年代ヒストグラム(第5図)において、ピークから離れた古い年代値を示す少数のジルコン粒は異質なものと判断し、計算から除外する。残りの年代値について平均を求め、622R8で $15.9 \pm 1.4\text{Ma}$ 、1004R8で $16.1 \pm 1.9\text{Ma}$ という結果を得た。両者の間に有意の差はないため、吹越凝灰岩層のフィッション・トラック年代は約16Maという結論に達した。



晶を多量に含む。この部分を、本凝灰岩層の粗粒部と呼ぶ。粗粒部は一般に15～80cmの厚さを持つが、東へ行くほど薄くなる傾向がある。また、角閃石の自形結晶は、野間崎燈台以西では急に減少する。粗粒部より上位では、粒度が細くなると共に角閃石の自形結晶も減り、平行葉理および斜交葉理が発達する。最上部は凝灰質の強い unit c に漸移する。

なお、本凝灰岩層は常に、unit b と unit c の境界部の2.5 m～4 m 上位に出現する。凝灰岩層を同時面とみなせば、この境界部はほとんど時間面と斜交していないといえる。また、こ



第5図 ジルコン粒の年代のヒストグラム

#### (2) 浮遊性有孔虫が示す年代

unit b, unit c のそれぞれ細粒部について、ナフサ法および硫酸ナトリウム法で処理を行ない、少数ながら種の同定が可能な個体を得ることができた。それらのうちで、年代の決定に有

種の同定がなされたものは次の通りである。

*Globigerina benezuelana*

*G. praebulloides*

*Orbulina universa*

一個体ながら、*Orbulina*が得られたことにより、内海累層の最上部は、Blow (1969) のN 9以降に相当する。

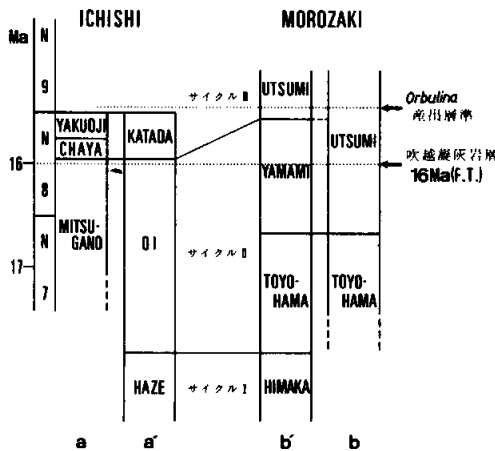
現在のところ、*Orbulina Datum*の絶対年代は15.5Maとされている (IGCP-114 Working Group, 1979)。また、試料採取の層準は吹越凝灰岩層の約110 m上位であることから、フィッショントラック年代との間に矛盾はない。

## VI. 考察

### (1) 対比

今回得られた結果に基づいて同じく第一瀬戸内累層群に属する一志層群との対比を試み、合わせて従来の対比との比較検討を行なう。

今回得られた結果と伊東 (1982) の結果とに基づく対比案を、糸魚川・柴田 (1973) による従来の対比と並べて第6図に示す。



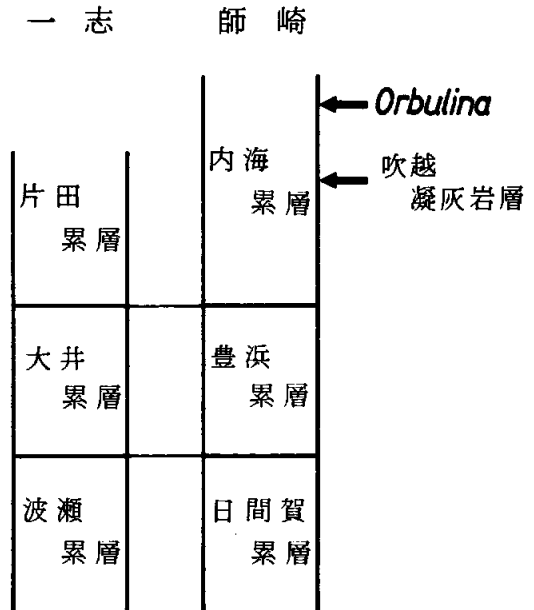
第6図 師崎層群と一志層群の対比図  
a: 伊東 (1982) b: 本研究  
a', b': 糸魚川・柴田 (1973)  
実線は従来の対比, 点線は今回試みた年代対比

両対比を比較する前に、師崎層群の累層区分に見られる意見の相異について述べる。糸魚川らは、筆者のいう内海累層を二分し、下部を山海累層、上部を内海累層としている。その境界は柴田 (1977) の記載によれば、筆者のいうU

M 8とU M 9の境界に相当する。筆者は、この境界において累層を二分する必要性を認められなかったので、寺嶋に従い一括して内海累層とした。なお、*Orbulina*が産出した層準は、この境界の約20m上位である。

両対比を比較すると、そこに決定的な矛盾は認められないが、次のような問題点が指摘できる。まず、伊東によれば一志層群の片田累層は約250 mの層厚を持ち、その堆積はN 8の期間内に終了している。すると内海累層中の*Orbulina*産出層準は、片田累層の上限より若い年代を持つはずであるから、糸魚川らの対比が正しいならば師崎において20m堆積が進む間に一志では250 m以上の堆積が行なわれたことになる。両者とも泥質岩を主とするだけに、堆積環境の違いを考慮に入れてもこの差は大きすぎると思われる。

この問題を解決する一策として、対比の改訂案を第7図に示す。この案は、次のような考えに基づいている。



第7図 師崎層群と一志層群の対比図 (改訂案)

1) 豊浜累層と内海累層の境界は、堆積サイクルの開始という大きな変化が起こった時点に相当するものであり、海進・海退サイクルの境界にも対応する可能性がある。

ii)フィッシュン・トラック年代は、その手法の性格上ある程度の誤差を伴う。従って、得られた結果は年代の前後関係を規定するものではない。すなわち、吹越凝灰岩層の年代は、サイクルⅢ開始の年代より若い場合もあり得る。

現時点では、いずれの対比案が最も事実に近いかを判断することは難しい。野外調査をはじめ、あらゆるデータの蓄積が待たれるが、特に微化石と古地磁気の研究が問題の解決に役立つと考えられる。

## (2) 堆積サイクルおよび内海累層の性格

既に述べたように、内海累層には堆積サイクルが存在し、これはタービダイトの部分 (unit a, b) とそうでない部分 (unit c) とのくり返しと解釈できる。このようにタービダイトが発達するという性格は、一志層群をはじめとする他の第一瀬戸内累層群よりもむしろ、外帯の熊野層群と共通するものである。また、熊野層群上部からも *Orbulina* の産出が報告されていることは、両者が少なくともある期間、同時に堆積しつつあったことを示している。

師崎層群は、これまでその位置や貝化石群集の共通性などから、第一瀬戸内累層群との関係を中心に論じられてきた。今後は、外帯との関係や堆積サイクル自体の性質、形成機構などにも視点を当て、西南日本の地質構造発達史の解明に通ずる総合的な研究が進められるであろう。

## VII. 謝辞

本研究を進めるにあたり、当教室の亀井節夫教授ほか多くの方々に御指導いただいた。有孔虫については、奈良県立二階堂高校の紺田功博士に、ウニならびに貝化石に関しては、名古屋大学理学部地球科学教室の森下晶教授、糸魚川淳二助教授にそれぞれ御指導いただいた。また、名城大学の牧野内猛博士には、野外調査に同行

IGCP-114 Working Group (1979) *Fundamental Data on Japanese Neogene Bio- and Chrono-Stratigraphy*. 156pp., Shizuoka Univ.

伊東佳彦 (1982) 一志層群の微化石について NOM, no. 9, pp. 1-10.

糸魚川淳二・柴田博 (1973) 古環境の変遷と対比—瀬戸内区中新世の積成区—, 新生代の研究, nos. 24/25, pp. 1-10.

乙藤洋一郎・松田高明 (1981) 山陰江川流域に分布する火成岩類の古地磁気—西南日本の時計回りの運動について—, 日本地球電気磁気学会第70回講演, 於神戸.

SHIBATA, H. (1977) Miocene Mollusks from the Southern part of Chita Peninsula, Central Honshu; *Bull. Mizunami Fossil Mus.*, no. 4, pp. 45-53.

寺嶋英志 (1965MS) 知多半島南部の地質, 京大理地鉱卒論, no. 465.

以上の方々に対し厚く感謝いたします。

On stratigraphy and age of the Miocene Utsumi Formation,  
Morozaki Group, Southwest Japan

Kentaro DOI

Department of Geology and Mineralogy, Faculty of Science, Kyoto University, Kyoto 606, Japan

ABSTRACT

The Miocene Morozaki Group is one of the most continuous sequences of the so-called the First Setouchi Series in Southwest Japan, and is divided into three formations; the Himaka, Toyohama and Utsumi Formations in ascending order. Occurrence of *Orbulina universa* from the upper part of the Utsumi Formation indicates that the accumulation had continued on and after the BLOW's N.9 zone. On the other hand, the zircon fission track age of the Fukigoshi tuff in the middle part of the Utsumi Formation is estimated as 16 Ma and is concordant with the age shown by planktonic foraminifera. Apparent cyclicity is found throughout the Utsumi Formation. It repeats 10 times with high regularity. Each complete cycle consists of turbidite in its lower part and of non-turbidite alternation in its upper part.