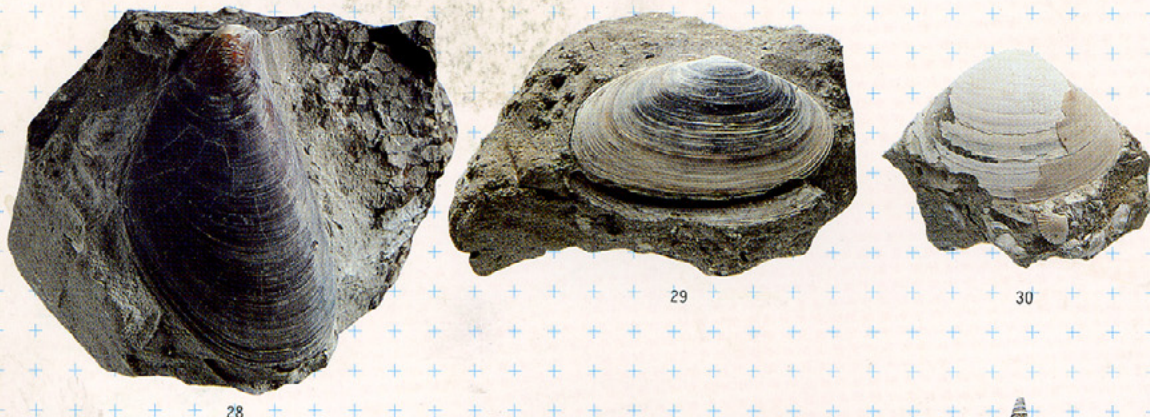
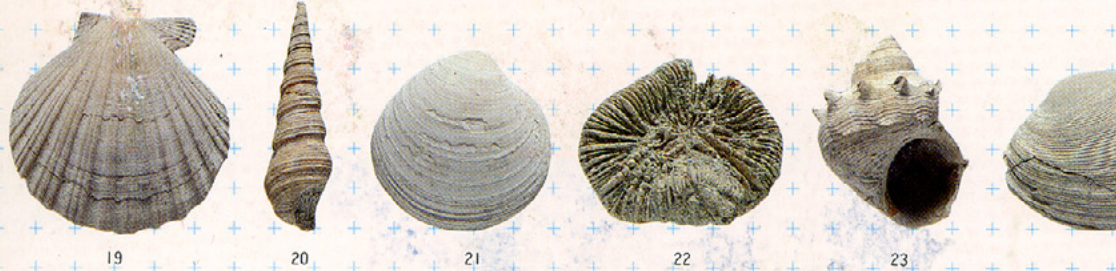
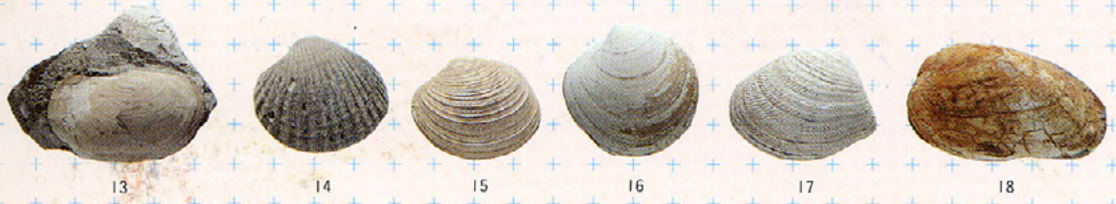
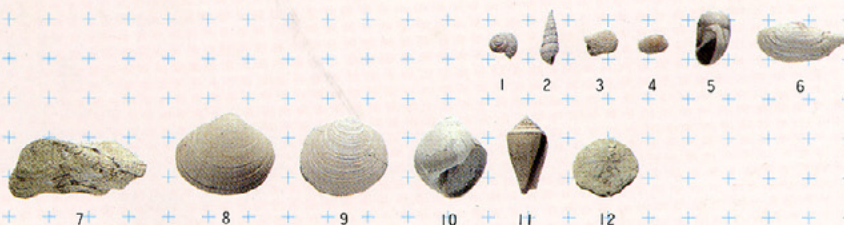


### 古瀬戸内海の貝類化石

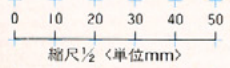
約1,600万年程前頃の西日本には、古瀬戸内海とよばれる大きな入り海が形成されていた。この海には、800種をこえる多くの貝類が生息していたが、このうち巻貝は約450種、二枚貝は約340種で、その大部分をしめている。それらは、潮間帯の汽水性のものから、600m近くの深海にすむものまでさまざまな種類を含み、この海の消長や古環境を語るよき証言者になっている。表紙の貝類化石は、当時の瑞浪地域（岐阜県東濃地方）の海にすんでいたものの一部で、表紙裏面にこれらを産出する地層とあわせ簡単にコメントした（糸魚川）。



**プロトテラ(1)とニポノマルシア(4)**  
プロトテラはごく浅い海の砂底に、ニポノマルシアは汽水-浅海の泥・砂底にすむ、小さい貝で目立たないが、両属とも古瀬戸内海の特徴的な貝類で、とくにニポノマルシアは数が多く、瑞浪をはじめ各地から産する。2つとも絶滅属であるが、プロトテラはキサゴの仲間の先祖で、系統的な研究がなされている。この時代の種類は小さく

く彫刻が単純だが、後の時代になると大きな種類が多く、螺肋（らろく；巻貝の殻をとりまくすじ）があり、ときにとげ状になる。

**サザエ(23)**  
この時代のサザエは、現在のものと比べるとずっと小型であるが、詳しく調べると、赤道近くのニューギニアにいるヤッコサザエによく似ている。この化石を含む地層（宿洞相）には、熱帯系の貝類やサンゴを産し、その頃の海が熱帯的な暖かい海であったことを教えてくれる。この化石は、殻よりも「ふた」の方がたくさんでくる種類である。



### ピカリア(31)と月のおさがり(32)(33)

ピカリアは、とげをもった、背の高い立派な貝で、暖かい汽水の入江にすむ。(34)のピカリエラは、やや小型でとげがないが、ピカリアと一緒に出てくる。2つともこの時代には大いに栄えたが、絶滅属である。(32)(33)が月のおさがり、瑞浪の化石の代表としてよく知られている。ピカリアのような貝の殻の中に、砂や泥、珪酸分がつまって固まり、外側の貝殻がとけてしまうと、内型となって(32)(33)のようになる。これを、ふつう、おさがりといい、色の白いものを「月

のおさがり」、赤っぽいものを「日のおさがり」などと、呼んでいる（おさがりというのは糞という意味である）。おさがりは、昔から人びとの興味をひいたようで、江戸時代から歌や俳句にもよくよまれている。もっと以前には、神社のご神体となっており、ピカリアを描いたお札まである。瑞浪市の月吉、日吉という地名は、このおさがりをまつた月の宮、日の宮に由来するものと思われる。





瑞浪層群の地層断面と貝類化石 <表紙カラー写真>  
糸魚川淳二 = 名古屋大学理学部教授

古瀬戸内海が形成された時期は、地質時代区分では新第三紀中新世にあたるので、この時期に瀬戸内区に堆積した地層は瀬戸内中新統とよばれる。瑞浪地域の瀬戸内中新統は瑞浪層群とよばれるが、この地層から産出する貝類化石は、その種類数と量において群を抜いて多い。下の図は、新しい地層は省略して、瑞浪層群の地層断面と貝類化石との関係を示したもので、A、B両図の断面の位置は、本誌21pの地質図で確かめられるが、B図の左（西部）は、下方が北の久尻相の断面を、上方が南の肥田相の断面を示す。貝類化石の記号が付されている部分は、霧頭で確認されていることを表わすが、両図にみるように貝類化石の様相は地層ごとに異なっており、地層堆積時の海の浅深や寒暖の変遷をうかがうことができる。表紙のカラー写真には、図に示される貝類化石の主要なものが収載されているが、ここでは、図の貝類記号とあわせてこれらの貝類について簡単に紹介する。なお図中では、同環境にすむ数種の貝類を同一の記号で示している場合があるので、記号が重複する場合もある。また地層と古地理については、本誌第 章を参照されたい。

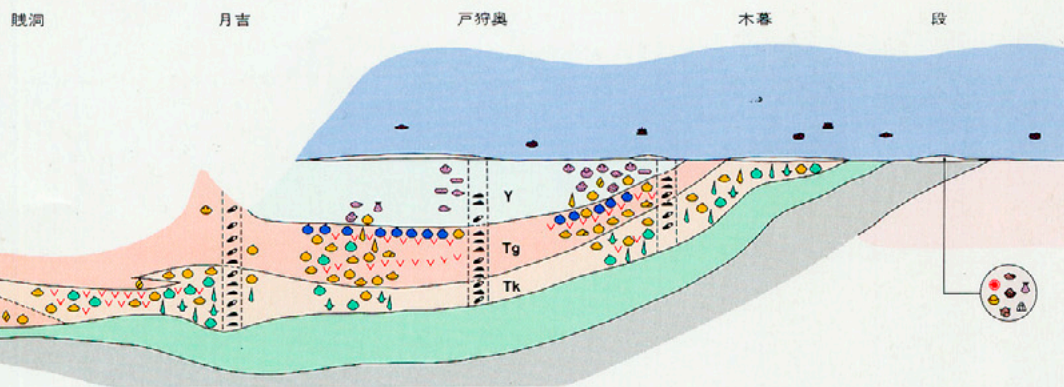
- 1 プロトセラ (*Protorotella*) 表紙参照。
- 2 ウミナ (*Batillaria*) 干潟にすむ小さな塔形の巻貝で、ピカリアと一緒に出る。数は多い。
- 3 シワロウバイ (*Nuculana*) 50m~200mの深い海の泥底にすむ。
- 4 ニポノマルシア (*Nipponomarcia*) 表紙参照。
- 5 トミガイ (*Polinices*) 球形の小さい貝。表面は滑らか。10も同じ仲間、砂底にすむ。
- 6 ゲンロクソデガイ (*Saccula*) 多歯目に属する、やや深い海のシルト底生で、古瀬戸内に多い。

- 7 フネガイ (*Arca*) 厚い殻をもち、岩や礫に付着。
- 8 タマキガイ (*Glycymeris*) 厚い殻で彫刻は単純。
- 9 ウソシジミ (*Felaniella*) 北の貝。砂底生。
- 10 ハイイロツメタガイ (*Euspira*) 球形の重厚な貝。日本の中新統に多い。砂底生。
- 11 イモガイ (*Chelyconus*) サトイモ型のしっかりした殻をもつ。南方系。化石は少なく図の地域にはない。
- 12 ケビア (*Kewia*) 2cm以下の円板形のウニ。中新世の標準化石。砂底浅海生。
- 13 フリソデガイ (*Yoldia*) 3、6と同じ仲間。シルト~泥底のやや深い海にすむ。
- 14 マルフミガイ (*Cyclocardia*) 放射肋がめだつ。日本の中新統に多い。シルト底生。
- 15 ツキガイモドキ (*Lucinoma*) 14や17と一緒に出る。輪肋(りんろく)が著しい円板状の形をもつ。
- 16 オキシジミ (*Cyclina*) 円いふくれた貝。汽水生で、ピカリアと一緒に出る。
- 17 キララガイ (*Acila*) 分岐するジグザグの彫刻がある。シルト~泥底のやや深い海にすむ。
- 18 フナガタガイ (*Trapezium*) 16、29と一緒に出る汽水種。殻が茶色なのは鉄分の沈着。
- 19 ホタテガイ (*Patinopecten*) 瑞浪に多いホタテガイの仲間。数は多い。シルト底生。
- 20 キリガイダマシ (*Turritella*) 高い塔形で螺肋がある。この属は日本の新生代層に多い。
- 21 カガミガイ (*Phacosoma*) 浅海砂底の幅広い環境にすむ。日本の新生代層に多く、種類も多様。
- 22 ハナガタサンゴ (*Lobophyllia*) リーフ(礁)をつくるサンゴの一種。熱帯系。
- 23 サザエ (*Turbo*) 岩礫底生。表紙参照。

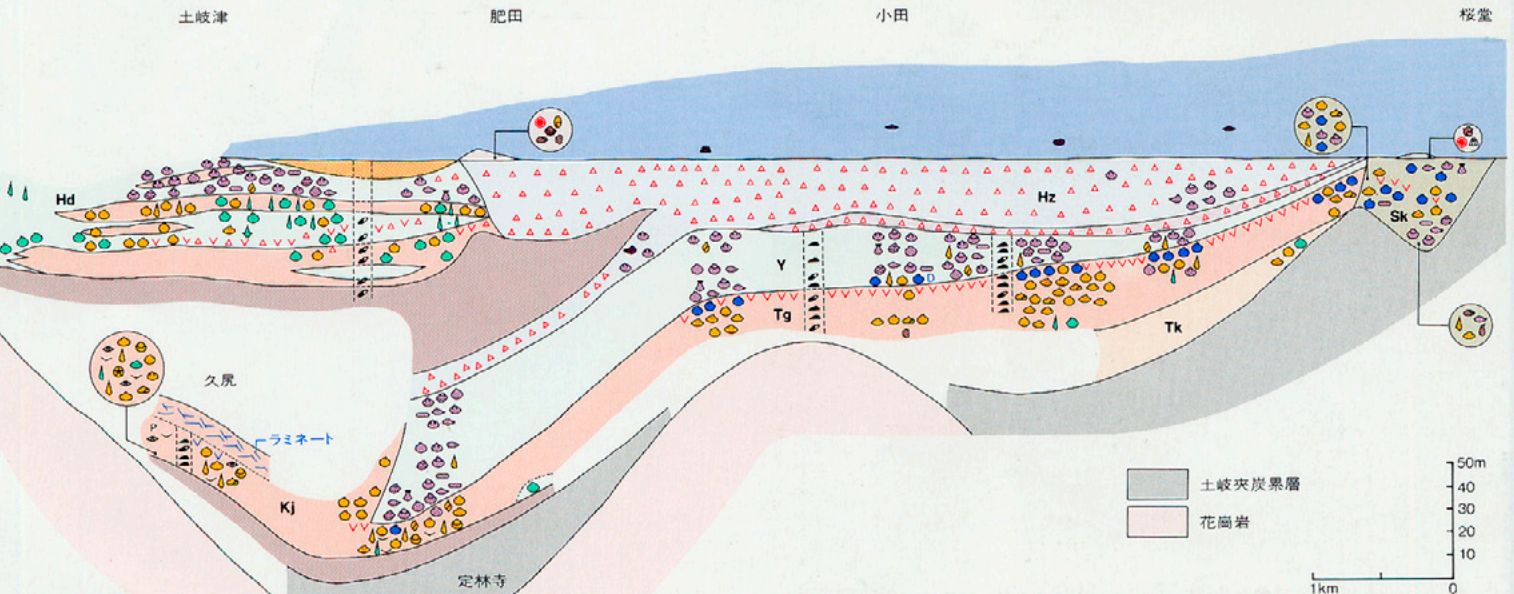
- 24 シラトリア (*Siratoria*) アサリに近い二枚貝の絶滅属。浅海砂底生で21と一緒に出る。
- 25 ユキノアシタガイ (*Cutellus*) 直立に近い形で生活する。やや深いシルト底の海にすむ。
- 26 キクザルガイ (*Chama*) 岩に付着する二枚貝。殻は重厚。表面の穴は穿孔貝の生痕。
- 27 シラトリガイ (*Macoma*) 山野内層に多い二枚貝。新生代層に多い。平らで表面は滑らか。
- 28 イガイ (*Mytilus*) 足糸を出して岩や礫に付着する。フランス料理のムール貝はこの仲間。
- 29 ムラサキガイ (*Hiatula*) 汽水泥底生。2、4、16、18と共にピカリアと一緒に出る。
- 30 バカガイ (*Maetra*) 浅海砂底生。ふくれた、少し薄い殻をもつ。現生に比べて化石は少ない。
- 31 32 33 ピカリア (*Vicarya*) とおさがり。表紙参照。
- 34 ピカリエラ (*Vicaryella*) 表紙参照。
- ハトムソデガイ (*Neilonella*) 深い海の泥底にすむ。
- リンシア (*Linthia*) 薄い殻をもったマンジュウ形のウニ。不整形ウニの仲間。深い海の泥底にすむ。
- ナミマガシワ (*Anomia*) 薄い真珠質の殻をもつ二枚貝。岩などに付着し、形が変りやすい。
- フジツボ (*Balanus*) 海岸近くの岩や礫に付着。
- コケムシ (Bryozoa) 群体をし、形はいろいろである。岩や礫、貝殻などに付着する。
- 腕足類 (Brachiopoda) シャミセンガイの仲間、新生代から生き続けた生きている化石。
- D デスマスチルス (*Desmostylus*) オII章オ4節参照。
- P パレオパドキシア (*Paleoparadoxia*) オII章オ4節参照。
- ノジュール。地層の中に含まれる固い塊。団塊。
- サンドパイプ。カニなどのつくった巣穴などの生痕。

瑞浪層群の地層断面と貝類化石 <Itoigawa, 1960を一部訂正>

A: 賤洞~木暮



B: 土岐市~瑞浪市





## ①ビュット(butte)状の飯野山

(坂出市川津町から南西をみる)

低平な沖積平野(丸亀平野)に裾野を埋没させ、美しい姿態で浮かび上がる小さな円錐形の小山が飯野山(標高422m)で、讃岐富士の愛称をもつ。山麓の緩斜面は花崗岩の風化したマサからなり、画面手前にみえるような桃畑となっている。上半部は讃岐岩質安山岩からなるが、この部分は急斜面のため耕地化が進んでいない。(写真/ポンカライフोट)。

## ②メサ(mesa)状の国府台

(国分寺町南上空から北方を俯瞰)

中央の台地状の平坦面が讃岐岩(サヌカイト)からなる国府台。その北側に瀬戸内海にはりだしている平坦面が讃岐岩質安山岩からなる五色台である。国府台は、台地の上半部が讃岐岩および下位の讃岐岩質安山岩で構成され、縁辺部は急斜面となっている。台地の下半部は凝灰角礫岩からなり斜面も緩やかになるので、みかん畑として利用されている。ここでも岩質の違いが地形によく反映されている。(写真/京阪神航空写真)。

## ③城山南方の酸性凝灰岩と讃岐岩質安山岩

(坂出市額坂峠の採石場の露頭)

aの部分(酸性凝灰岩)で、最下部に基底礫岩がみられる(この礫岩が基底の風化花崗岩およびマサを不整合に被覆している)。凝灰岩は、ほぼ水平な層理および葉理の明瞭な水中堆積物である。この凝灰岩層の上位に水平に整合に重なるのが讃岐岩質安山岩(b)で、その下部は火山角礫岩となっており、溶岩流の下部クリンカーと考えられる。上部は赤色風化作用をうけて、赤色風化殻(c)となっている。

## ④赤色マサを被覆する凝灰岩と火山角礫岩

(小豆島段山)

ハンマーのある(a)の部分(基盤の花崗岩)が風化したマサで、その最上部の(a')の部分はマサと同質の風化生成物が堆積して、赤色化した粘土層となっている。この粘土層を、角閃石両輝石安山岩質凝灰岩(b)が不整合に被覆する(白い部分は表層の汚れを削り取ったもの)。その上部は、同質の火山角礫岩(c)で、凝灰岩および火山角礫岩は、ほとんど風化をうけていない。

<文:長谷川修一>





## 目次

特集 = 古瀬戸内海と瀬戸内火山岩類

<b>1 古瀬戸内海とマングローブ沼</b>	
瀬戸内区と古瀬戸内海 柴田博・糸魚川淳二	2
中新世中期初頭のマングローブ林 山野井徹	10
<b>2 古瀬戸内の生きものたち - 瑞浪層群を中心に -</b>	
瑞浪層群 - 古地理と貝類化石 - 糸魚川淳二	16
サメ・エイ類 西本博行	22
植物 伊奈治行	25
哺乳動物 亀井節夫	27
<b>3 瀬戸内火山岩類 - 設楽と二上山を中心に - 沢井誠・佐藤隆春</b>	
瀬戸内火山区	34
設楽地域の火山活動	35
瀬戸内火山活動	38
化学組成と鉱物からみた設楽・室生の異質性	41
二上山の火山活動	42
大阪周辺の瀬戸内火山岩類	47
瀬戸内火山活動をめぐって	48
設楽の重力異常と地質構造	50
<b>4 讃岐平野の生いたち - 第一瀬戸内累層群以降を中心に -</b>	52
長谷川修一・斉藤実	
<b>5 目で見える瀬戸内火山岩類</b>	60
佐藤隆春・沢井誠	

発行所 = 株式会社クボタ

本社

大阪市浪速区敷津1丁目2番47号

発行日 = 1989年3月

編集製作 = 秋本・原田 + 国東照幸

表紙構成 / ネオックス(池上和夫) 表紙写真撮影 / DVC(関利晃)

図版作成 = スタジオ・ツノ

印刷 = 大日本印刷株式会社大阪工場

写真 / 瑞浪層群の化石(瑞浪市化石博物館蔵)

上段: 哺乳動物

1 アネクテンス象・上顎〔×5〕(可児郡御嵩町中切)

2 デスマスチルス・臼歯〔×2〕(瑞浪市明世町山野内)

3 カニサイ・下顎〔×5〕(美濃加茂市下米田町)

中段: サメ・エイ類の顎歯〔×2〕

4 シュモクザメ 5 ホコサキ 6 ワニザメ 7 メジロザメ

8 イタチザメ 9 アオザメ 10 ホホジロザメ 11 ウシバナトビエイ

下段: 大型植物〔×4〕

12 フウ(可児市二野) 13 メタセコイア(可児市東帷子)

14 コンプトニア(土岐市泉町河合) 15 ホソバシラカシ(瑞浪市明世町山野内)



# 古瀬戸内海とマングローブ沼

瀬戸内区と古瀬戸内海 / 柴田博 = 名古屋大学教養部教授・糸魚川淳二 = 名古屋大学理学部教授  
中新世中期初頭のマングローブ林 / 山野井徹 = 山形大学教養部教授

## 瀬戸内区と古瀬戸内海

### 中新世の瀬戸内区と堆積物の特徴

編集 本日は、中新世の西日本に実在した古瀬戸内海を中心に、いろいろとお話をお伺いしたいと思います。最初に柴田先生からお願いいたします。

柴田 瀬戸内区と古瀬戸内海というテーマですが、私は、主として中新世の瀬戸内区について概略をお話しし、あと糸魚川さんから補っていただきます。

新第三紀の中新世という時代には、日本の各地に広く海が侵入したのですが、そのうち、瀬戸内区と呼ばれている地域。これは、東は長野県の南部から西は広島県の北部あたりまでの、長さが約500km、幅が約120kmぐらいの東西に伸びた細長い地域ですが、この海に堆積した地層は、同じ時代にほかの日本の各地に堆積した地層とは、大分性質が違ってきます。

図1・1は、中新世の前期から中期にかけて瀬戸内区に堆積した地層の分布図で、図にみるようにこれらの地層は、現在、主として内陸の盆地などを中心に、東は長野県の富草盆地から、西は広島県の三次盆地まで、東西方向に点々とならなっています。各地における地層の層相とその重なり方は、図1・2の地質柱状図に示しておきます。

これらの堆積物（岩）が、ほかの日本の各地にみられる同時代の堆積物とどのように異なっているかといいますと、まず第1に、瀬戸内区の中世の堆積物は、地層が非常に薄いのです。瀬戸内区で地層の最も厚いのは、伊勢湾周辺の関、一志、知多などですが、それが1,000m～1,500mほどで、他の大部分の地域の地層の厚さは数100m以下しかありません。

第2の違いは、瀬戸内区に堆積物には火山岩類が少ないということです。さきの図1・1には、瀬戸内区に隣接する地域の同時代の地層の分布をも示してありますが、例えば山陰地方やフォッサ・マグナ地域では火山岩類が著しく多い。また、紀伊半島南部は地層が非常に厚く、掛川地方の堆積物は瀬戸内区の太平洋側のそれと比較的よく似ていますが、それでも地層の厚さは2,000m程あります。

このように、地層が薄く、火山岩類が少ないという2つの点は、瀬戸内区に堆積物が他地域のそれと区別される際立った特徴ですが、そのほ

かにも、瀬戸内区に堆積物にはいくつかの共通した特徴があります。

例えば瀬戸内区では、堆積物が均質でなく、横の方向に激しく変化していること。地層は各所で基盤に急激にアバットしており、さらに上位の地層が下位の地層を覆って、上位の地層ほど分布範囲が広いこと。また、しばしば不整合面あるいは非整合面が挟まれていて、堆積の連続性が長期あるいは短期間中断する場合のあること。そしてもう1つ、これは地層の堆積後の特徴ですが、この地域の堆積岩には著しい褶曲構造がみられず、地層が余り乱れていないことです。これは、各地域とも、堆積後に激しい構造運動を受けていないことを示しています。

以上のように、この地域の堆積物にみられる共通の特徴から中新世の瀬戸内区と呼ばれるわけです。

ただし、同じ瀬戸内区に堆積物でも、大阪付近を境にしてそれより東側の地域（東部地域）と、西側の地域（西部地域）とでは、堆積物の厚さあるいは火山噴出物の量などにかなり大きな違いがあります。東部地域の方が一般に地層が厚くて、火山噴出物の量も多いのです。それで瀬戸内区をさらにこれらの2つの地域に区分することができます。

### 貝類化石群集と水域の復元

瀬戸内区に堆積した地層は、今述べましたように、火山活動が小規模で地層の乱れも少ないために、各地域の地層からは多くの生物（化石）が出てきます。なかでも貝類の化石は、それぞれの地層からいろいろな種類のものがたくさん出てくるわけですが、その大部分は、暖水域の内湾や沿岸にすむ種類です。もともとこうした水域には、非常に多くの種類の底生の貝がすんでいるわけですが、ありがたいことに貝というのは、同じ水域にあっても、塩分の濃淡や海深の程度、あるいは底質などという環境条件の違いに対応して、そこに生息する貝の種類もまた違います。

ですから逆に、貝類化石を詳しく調べることで、当時の水域の様相を詳しく推定することができます。貝類は、人間にとっては貴重な水産資源ですから、貝の生態は昔からよく調べられていて、現生の貝であればその生息場所の条件がほぼ正確にわかっています。ただし、瀬戸内区のように1,500万年前以上の地層中から産出する貝化石のなかには、もちろん現生種もありませんが、たくさんの絶滅種が含まれていま

す。それでこうした絶滅種については、近縁種で比べたり、あるいは一段上の属のレベルで現生のものと比較してその生息場所を推定します。こうした弱みがありますから、貝類化石によって、水域の環境条件を推定しようとする場合には、1種類の貝からではなくて、あるグループ（群集）を基準にしてその生息環境を推定します。つまり、地層中からは一緒に産出し、しかも生息する環境条件がほぼ同じであるという貝類を1つのグループ（群集）に集めて、それらを基準にして当時の水域の状態を推定するという方法をとるわけです。

表1・1は、こうした方法により瀬戸内区に産出した貝類化石を群集別にまとめ、それぞれがどのような環境条件に対応しているかを示したものです。この表にみるように、これらの貝類化石群集は、当時の水域の状況を、例えば海の浅深についてもかなり細かい部分まで明らかにしてくれます。したがって、こうした貝類化石群集を、それらを産出する地層の広がり方や重なり方との関係で詳しく調べていきますと、その地域における海の侵入の仕方や内湾や沿岸の状況、さらには、時代の進展とともにそれがどのように移り変わっていったかなどということが、かなり詳しく復元できます。こうして、それぞれの地域ごとに、詳細な古地理図を描くことができるわけです。

海進・海退の小サイクルによる3つの時期区分このようにして、それぞれの地域の古地理図は比較的正確につくれるのですが、こうした各地域の古地理図をもとにして、瀬戸内区全体の古地理図をつくるとなると、ある難しさを伴います。というのは、ある地域のある堆積岩が、別の地域のどの堆積岩と同じ時代なのか、この点を明らかにしない限り、同一時期の瀬戸内区全体の古地理図をつくることができないからです。それで、各地域相互間の地層の対比ということが大変重要な問題になってきます。

瀬戸内区のうち地層の最も厚いものの1つは、三重県の一志地方の地層ですが、この地層は海成の地層です。そしてこの地層を堆積した海の移り変わりの様子を、貝類化石を手がかりにして詳しく調べていきますと、その海は、図1・3のなかの一志地方の示相曲線にみられるように、時期によって深くなったり浅くなったりしています。そして全体としては、海進・海退の規模はそれぞれ違いますが、そのサイクルが3



- |                      |                     |                      |
|----------------------|---------------------|----------------------|
| 三次盆地 (備北層群: 100m)    | 奈良 (藤原層群: 300m)     | 知多半島 (師崎層群: 1,000m)  |
| 津山盆地 (勝田層群: 200m)    | 都祁 (山辺層群: 200m)     | 可児盆地 (瑞浪層群: 500m)    |
| 日心寺 (備北層群相当層: 90m)   | 普爾 (山粕層群: 290m)     | 瑞浪盆地 (瑞浪層群: 560m)    |
| 児島湾 (備北層群: 300m)     | 阿波盆地 (阿波層群: 250m)   | 岩村盆地 (瑞浪層群: 360m)    |
| 小豆島 (土庄層群: 35m)      | 一志地方 (一志層群: 1,100m) | 設楽盆地 (北設楽層群: 1,000m) |
| 神戸 (神戸層群: 270m [南部]) | 関地方 (鈴鹿層群: 1,600m)  | 富草盆地 (富草層群: 490m)    |
| 奥山田 (綴喜層群: 220m)     | 鮎河 (鮎河層群: 430m)     | 瀬戸内火山岩類は含まない。        |

図1-1 - 瀬戸内中新統の分布

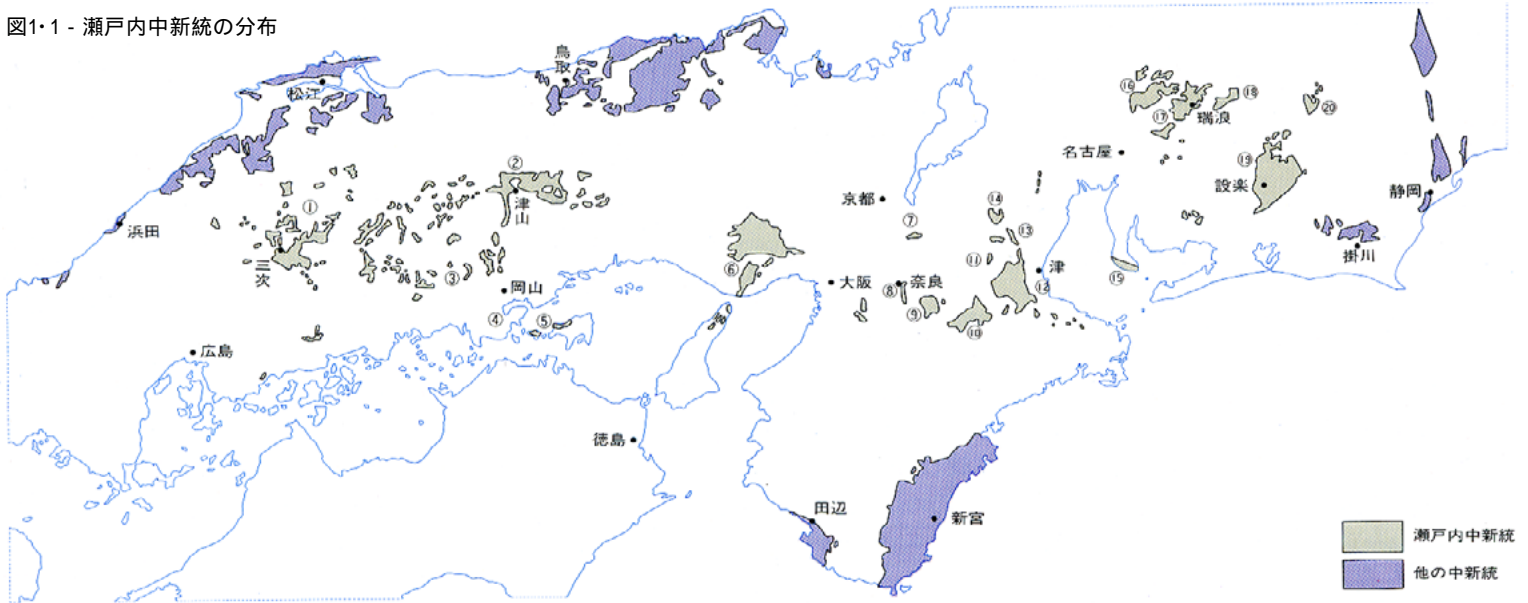


図1-2 - 代表的地域の瀬戸内中新統の地質柱状図とそれらの対比

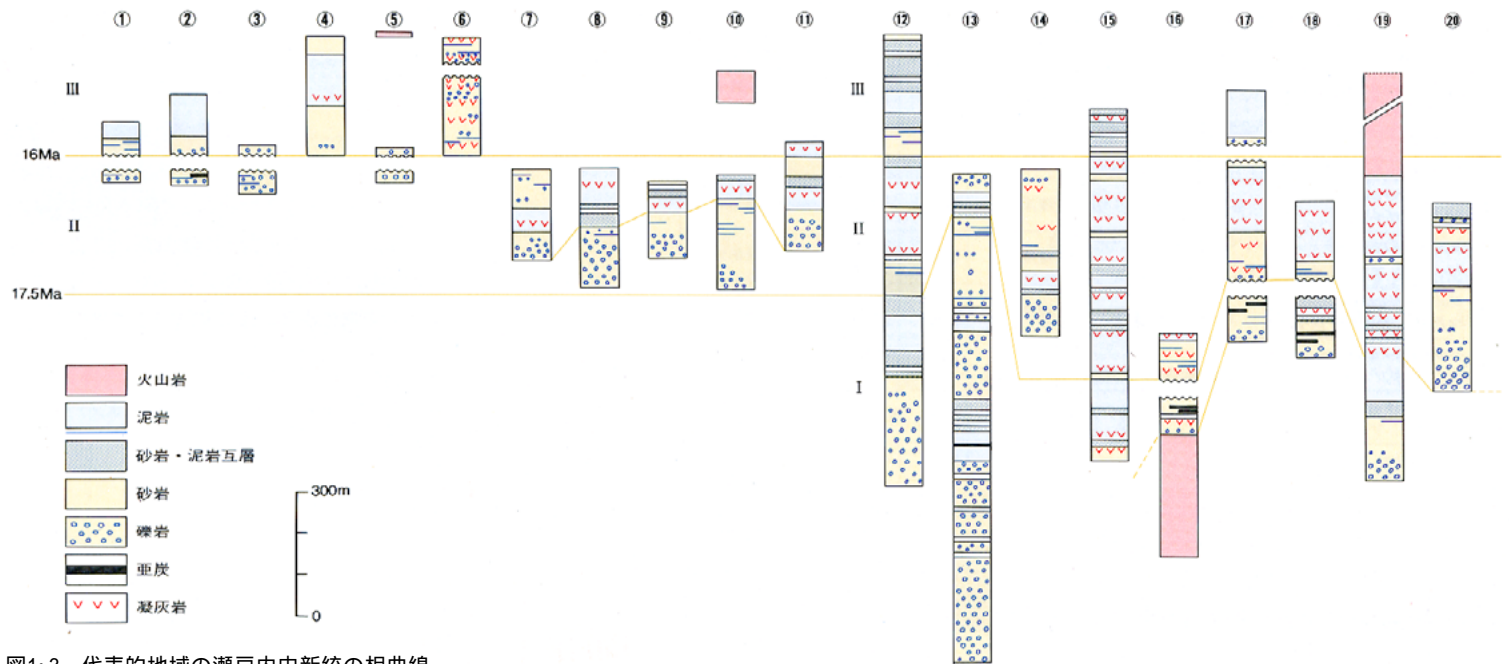


図1-3 - 代表的地域の瀬戸内中新統の相曲線

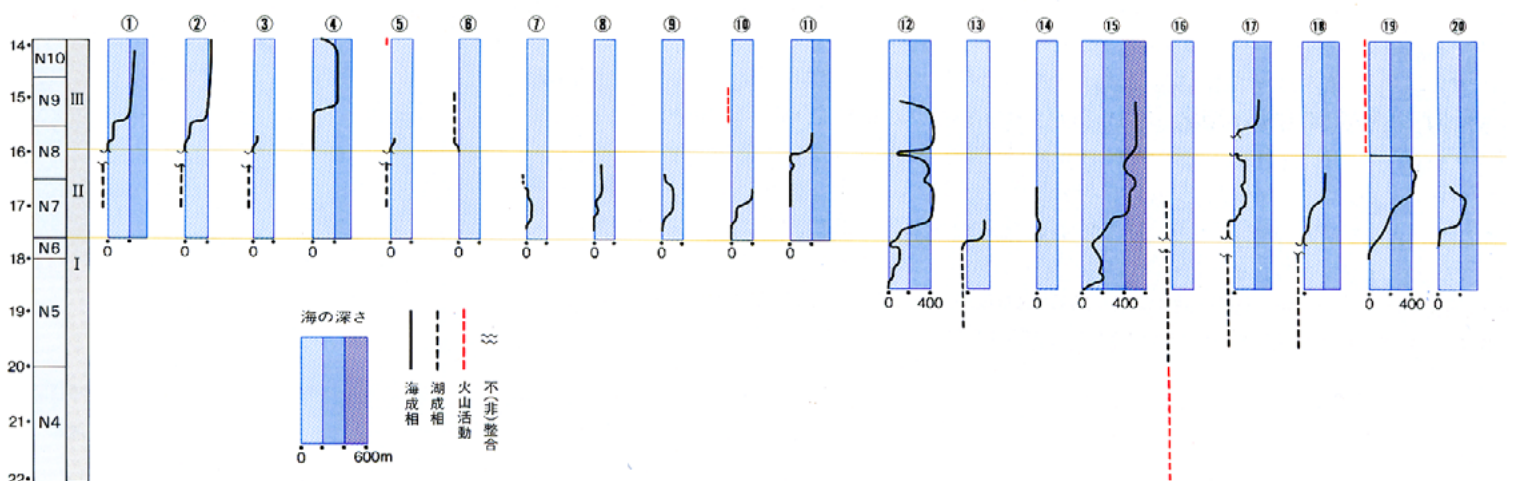




表1-1 - 瀬戸内中新統の貝類化石群集とそれらの古生態

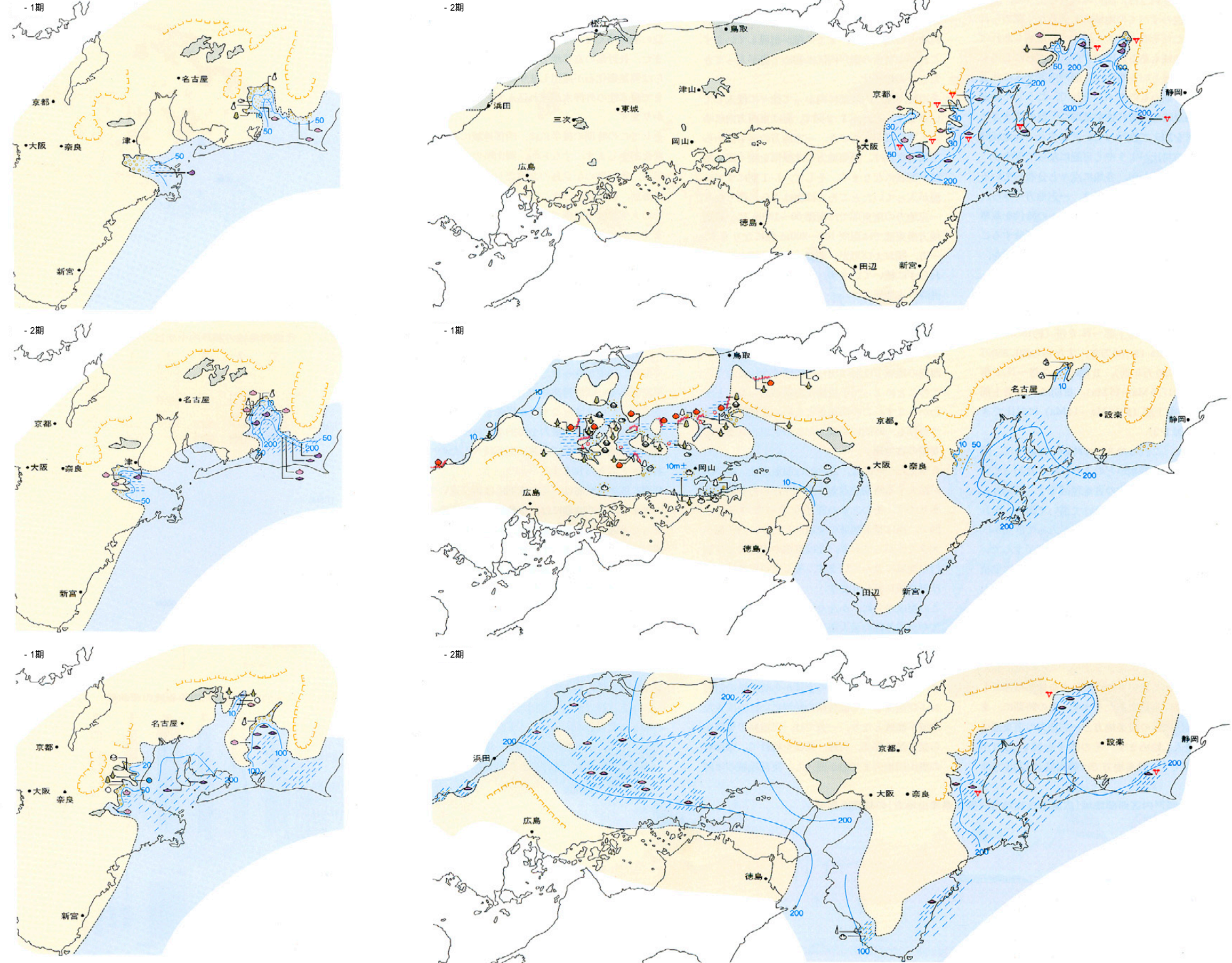
貝類化石群集	生活型	底質	深度	塩分濃度	水温
<i>Geloina</i> (ヒルギシジミ)	埋没	泥砂泥	潮間帯	汽水	熱帯水~ (亜熱帯水)
<i>Crassostrea</i> (マガキ)	付着	岩礫	潮間帯	汽水	亜熱帯水~ (冷温帯水)
<i>Ostrea</i> (イタボガキ)	付着	岩礫	潮間帯	海水	暖温帯水
<i>Cyclina-Vicarya</i> (オキシジミ)-ピカリア	埋没	泥砂泥	潮間帯	汽水	亜熱帯水~ (暖温帯水)
<i>Phacosoma</i> (カガミガイ)	埋没	砂泥	潮間帯 ~10m	海水	暖温帯水~ 亜熱帯水
<i>Nipponomarcia-Protorotella</i> ニボノマルシア-プロトロテラ	埋没	泥-砂泥 砂	潮間帯 ~10m	〃	暖温帯水~ 亜熱帯水
<i>Barbatia</i> (エガイ)	付着	岩礫	潮間帯 ~10m	〃	暖温帯水~ 亜熱帯水
<i>Chlamys</i> (カミオニシキガイ)	付着 埋没	岩礫 砂	潮間帯 ~10m	〃	暖温帯水~ 亜熱帯水
<i>Katylusia</i> (スダレハマグリ)	埋没	砂	潮間帯 ~10m	〃	亜熱帯水~ 暖温帯水
<i>Mactra-Glycymeris</i> (バカガイ)-(タマキガイ)	埋没	砂	潮間帯 ~10m	〃	暖温帯水~ 亜熱帯水
<i>Homalopoma-Chama</i> (リンショウガイ)-(キクザルガイ)	付着	岩礫	潮間帯 ~10m	〃	(亜熱帯水)~ 暖温帯水
<i>Turritella-Glycymeris</i> (キリガイダマシ)-(タマキガイ)	埋没	砂	潮間帯 ~10m	〃	暖温帯水~ 亜熱帯水
<i>Felaniella</i> (ウシジミ)	埋没	砂	10~30m	〃	暖温帯水~ 冷温帯水
<i>Vasticardium-Phacosoma</i> (ザルガイ)-(カガミガイ)	埋没	砂	10m前後	〃	暖温帯水~ 亜熱帯水
<i>Saccella</i> (ゲンロクソデガイ)	埋没	砂泥	20~60m	〃	暖温帯水
<i>Acila (Truncacila)</i> (キラガイ)	埋没	砂	10~30m	〃	暖温帯水
<i>Macoma-Lucinoma</i> (シラトリガイ)-(ツキガイモドキ)	埋没	砂泥	20~ 120m	〃	暖温帯水
<i>Malletia-Nuculana</i> マレティア-(シワロウバイ)	埋没	泥砂泥	50~ 200m	〃	冷温帯水
<i>Neilonella-Periploma</i> (ハトムギソデガイ)-(リュウグウハゴロモガイ)	埋没	泥	200m 以上	〃	冷温帯水
Pteropoda 翼足類	浮遊	表層	水	〃	熱帯水~ 亜熱帯水
<i>Miogyopsisina</i> ミオジツシナ (大型有孔虫)	表生	砂	潮間帯 ~10m	〃	熱帯水~ (亜熱帯水)
<i>Operculina</i> オバキュリナ (大型有孔虫)	表生	砂	潮間帯 ~10m	〃	熱帯水~ (亜熱帯水)
<i>Balanus</i> フジツボ	付着	岩礫	潮間帯 ~10m	〃	暖温帯水(?)

左端の記号は古地理図の凡例

図1-4の凡例

- 陸域
- 海域
- 淡水域
- 泥底
- 泥底(推定)
- シルト底
- 砂泥互層底
- 砂底
- 礫底
- マングローブ沼
- 水陸境界線(確度高い)
- 水陸境界線(確度低い)
- 水深(m)
- 急峻な山地

図1-4 - 瀬戸内区古地理





つあることがわかりました。しかも、海進・海退の移り変わりは、図にみられるように、瀬戸内区以外のすべての地域にも例外なく認められます。ただそのサイクルが1つの地域もあれば、2つの地域もあるわけですが、いずれにしても、海進・海退という事件は、瀬戸内区全体に共通した同時期のものです。それで、こうした海進時や海退時の同時代性を基準に、他のさまざまな資料を加えて検討していきますと、各地域間の地層の対比がようやく可能になってきます。こうした事情から、各地に点々と分布している中新世の瀬戸内区の地層は、一志地方でみられた海進・海退の3つの小サイクルの時代を基準にして、**期**、**期**、**期**の3つの時期に区分することができます。そして、これら3つの時代を、世界的に共通な時代区分に組み入れるために、瀬戸内区の地層から産出する浮遊性有孔虫を、Blowの浮遊性有孔虫生層序と対比してみますと、**期**はN.5帯上部～N.6帯(約18.5Ma～17.5Ma, Malは100万年, すなわち約1,850万年前～1,750万年前)、**期**はN.7帯～N.8帯下部(約17.5Ma～16Ma)、**期**はN.8帯上部～N.10帯下部(約16Ma～14Ma)に対比できます(図1・3)。

図1・4は、これらの3つの時期に対応して、瀬戸内区全体の様相がどのように移り変わっていったかを示した6枚の古地理図です。各期とも、海進時とその最盛期に分けて描いてあり、それぞれの図には、どのように海が入ってきたか、その海には、どこに、どういう貝類がすんでいて、海の状態はどうであったか。あるいは堆積物を供給した陸地側の山の様子はどうであったか。そういう細かい点まで描いてあります。

**期の古地理**  
浮遊性有孔虫の生層序でN.6帯というのは中新世前期の後半になりますが、この時期に海が侵入し始めるというのは、日本全体からみても比較的早い時期にあたります。その時期に、まず瀬戸内区の設定楽地方と一志地方の南東部に海が侵入し始めます。その様子を描いたのが**期**の古地理図です。設定楽地方では静岡県の掛川方面

から、一志地方では伊勢湾の湾口付近から、北および西に向かって海が入り始めます。他方、三重県の関地方および岐阜県の可児、瑞浪、岩村などの地域には、すでに湖が出現しています。これが中新世の瀬戸内区に初めて海が入ってきたときの姿です。その後、海は内陸部に向かって徐々に侵入していきます。それが**期**の古地理図で、海は東西方向にゆっくりと広がっていき、一志地方の南半部から三河湾を抜け、設定楽地方の北縁部を除く広い地域が海域になります。そして、**期**にすでに海が入っていたところでは海はさらに深くなり、一志地方の南東部では水深50～100mに、設定楽地方南東部では水深100～200m程になります。一方、関および可児、瑞浪、岩村地域の湖も変わらずに続いています。これが、**期**の最大海進時の古地理です。

その後、何らかの理由で海が一時的に退いていく時期があります。その期間はきわめて短期間であったろうと推定していますが、伊勢湾の西側の地域では海は明らかに浅くなっており、このことによって小規模な海退のあったことがわかります。この海退とともに、北東縁部の3つの湖も一時的に消滅したものとされます。**期**の古地理  
こうした一時的な、部分的な海退の後、再び海が拡大する時期を迎えます。すなわち**期**の始まりです。そのときの様子を示したのが**期**の古地理図で、海は東部地域の全域にわたり、内陸側へ大きく広がっており、北は瑞浪の南部および岩村の地域に及んでいます。そして可児地域は再び湖水域に変わります。

この海はさらに、かなり速い速度で広がり続けてやがて**期**の最大海進時に達します。そのときの様子が**期**の古地理図で、東部地域では、このときの海が残した地層が最大の広がりをみせています。すなわち、長野県の富草から岐阜県の岩村および瑞浪をへて滋賀県の鮎河にいたる広大な地域が海域となり、一方では、三重県の<sup>モ</sup>曾爾から奈良県の<sup>ト</sup>都祁、天理、奈良を抜けて、京都府の奥山田地方まで海が侵入し、東部地域のほぼ

全域にわたって入り組んだ湾が出現します。このときの海の深さは、一志地方で200～300m、瑞浪地方では100m前後と推定され、海岸から急に海が深くなっているという状況のようです。また、長野県の富草地方や奈良県の天理地方からは翼足類化石が産出しますから、当時、湾奥まで暖水性の外洋水が流れ込んでいたことがわかります。

そしてこの時期の後半には、西部地域に初めて変化が生じます。すなわち、岡山県の津山と日応寺、香川県の小豆島の北西部およびその西隣の豊島、広島県の三次、庄原、仏通寺などに、その大部分は小規模ではありますが湖が出現します。この**期**から**期**にかけての地層の堆積状況を一志地方の地質断面図(図1・5)でみてみると、地層はいずれも基盤にアバットしており、そして上位の地層は下位の地層に対し、順次、内陸側へオーバーラップしています。また、天理、都祁、曾爾、一志という別々の地域でも同じ現象がみられ、地層の堆積深度は、太平洋側あるいは伊勢湾側で大きく、内陸側で小さくなっています。こうした現象をみると、この時期には、東部地域の全体的な沈降に伴って、内陸の低地へ向かって急速に海が侵入したのであると考えられます。

**期**に拡大した海は、その末期には再び退いていきます。この時期には、全般的な上昇運動があったと考えられていますが、海は伊勢湾周辺部だけに小さく縮まってしまい、ほかはすべて陸化してしまいます。設定楽地方の海退はかなり急激で、陸化後、火山活動が始まっています。西部地域の各地の小さな湖もまた消滅します。

**期の古地理** - 古瀬戸内海の様相 -  
**期**に入り、瀬戸内区は3度目の海進を迎えます。このときには、瀬戸内区全域にわたって急激に海が侵入します。そのときの様子を示したのが**期**の古地理図です。東部地域では、伊勢湾を中心にして北東と西に向かって海が拡大していますが、ただ、この時期の地層は、瑞浪、南知多、一志および阿波などの限られた地域にしか残っ

ていないのです。しかしこれらの地層は、いずれも**期**の地層に比べて深い海に堆積し、外洋性の要素が強かったことを示しています。ですから、このときの海は**期**の海よりもさらに広がったろうと思われるのですが、その証拠となる地層が削剥されて今は残っていませんので、その範囲を明らかにすることはできません。いずれにしても東部地域の海は、図の等深線に示されているように、かなり深い一様な海。例えば相模湾のように急に深くなった広い湾、そういうような性質の海であったろうと思います。ただし、図にみられるように、東端部の設定楽地方へは海は入っておりません。

他方、西部地域に目を転じると、ここではきわめて重要な変化があらわれてきます。すなわち、今まで海が入らなかったこの地域に一斉に海が入り始めたのです。この海は、日本海側と太平洋側の両方から侵入した模様で、日本海側からは、恐らく米子～浜田付近を通して三次～東城地方に海が入り、続いてこの海はさらに東の津山方面に向かって進んだものと考えられます。また太平洋側からは、海は紀淡海峡あたりから淡路島北部を抜けて、西方へ進んだものと考えられます。この結果、東城・津山・大阪を結ぶ線を北限、三次・小豆島・淡路島北部を結ぶ線を南限とする東西に延びた細長い内海が出現しました。この海は、入り組んだ海岸線をもつ浅い内海で、中央部には多くの島々が浮かび、その周辺には熱帯系のヒルギシジミの生息する深度10m以下の浅い汽水域が広がっていたことが確認されています。そして北縁部の各所には、海岸線に沿ってマングローブ沼が存在してありました。

図1・6は、三次から津山に至る東西方向の地質断面図で、図の塩町累層は**期**の湖成層、備北層群下部層が**期**の浅海層、同上部層が**期**の海成の地層です。この時期の地層はどこでも同じような層相を示しますが、なかでも浅海性の備北層群下部層は、その層厚がどの地域でもほとんど同じという特徴をもっています。このことは、西部地域における初期の海が、ごく

図1・5 - 一志地方地質図および地質断面図

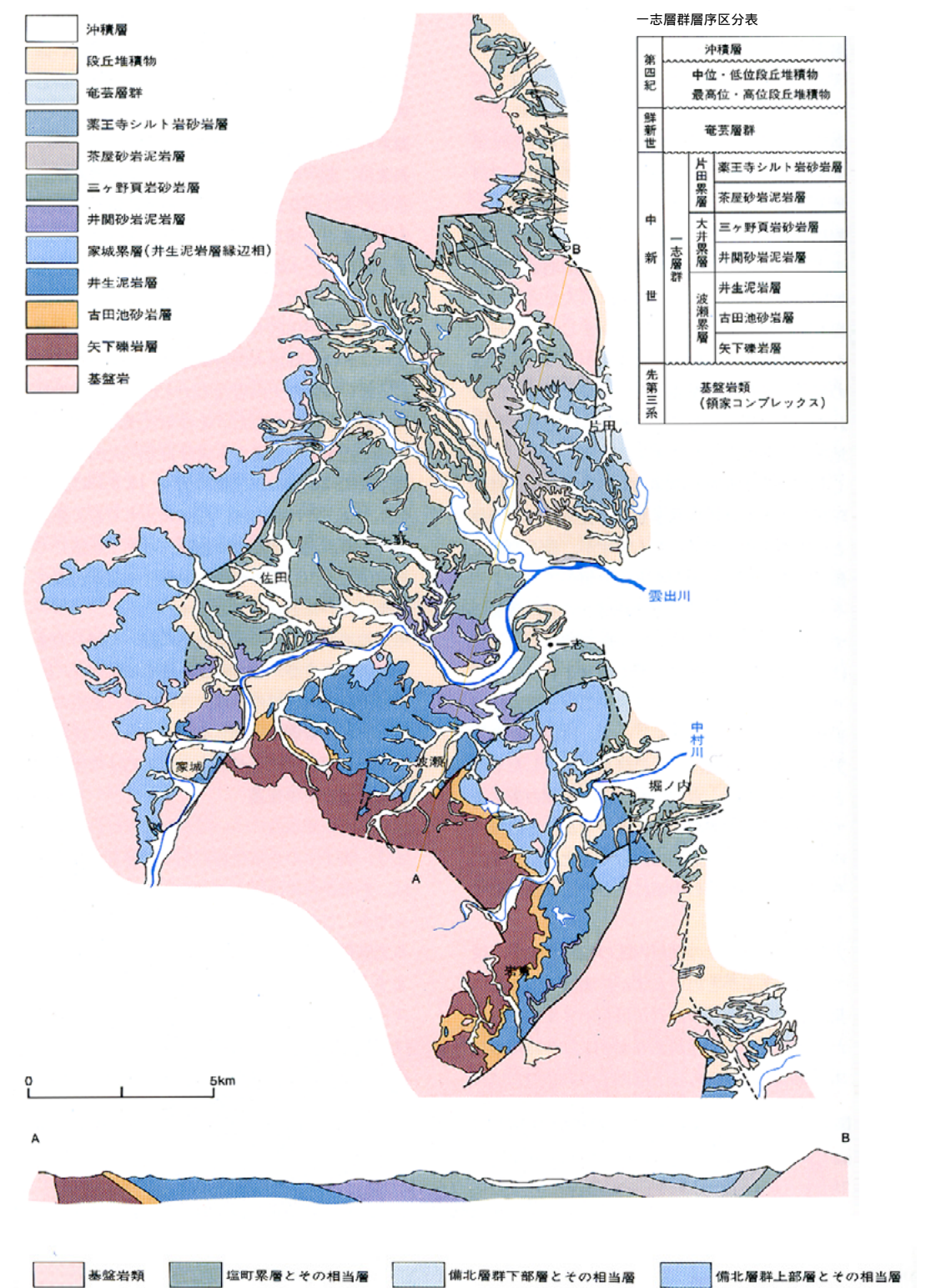
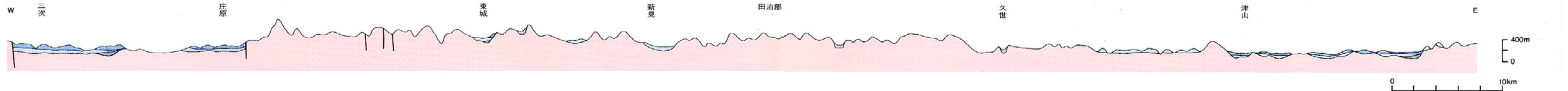


図1・6 - 瀬戸内区西部地域(広島県三次地方・岡山県津山地方)の地質断面図





短い期間に一齐に侵入したことを語っています。この海は、期の中頃、中新世中期初頭に最大海進期を迎えます。それが -2図で、瀬戸内区の海が最も大きく広がった時期で、従来から「古瀬戸内海」と呼ばれているのがこの時期の海です。図にみるように、東部地域も西部地域も深い海の下に沈んでおり、その深さは、瑞浪地方、津山地方で約200m前後と推定され、生物相もほとんど同じ様相を示しております。従来の研究では、この時期には、東部地域と西部地域は海で結ばれ、西日本には広大な古瀬戸内海が存在したと考えられておりました。私どもも、この時期の貝類化石の様相からみて、東西の海域は大阪付近を通る狭い海峡を通じて結ばれていただろうと考え、1980年にはそうした古地理図を発表しております。

しかし最近、東西の中間点にある室生火山岩の年代が大きく修正されまして、従来は13.1Maという測定値がでていたんですが、最近の測定値では15Ma、17.5Maという値がでています。そうしますと、この火山は陸域での火山活動ですから、この時期に東・西が海で結ばれたことはなかったというように考えられます。こうなりますと、東部地域の海は古伊勢海と呼ぶ方が妥当なのかもしれません。一方、津山から鳥取方面へ抜ける海峡は、この時期に出現したものと考えられます。古瀬戸内海は、期の後半までのかなりの期間続いたようですが、その後、ゆっくりとした海退期に入って陸化が始まり、やがて中新世中期の中頃にはこの海は消滅してしまいます。

大体以上が中新世の瀬戸内区の概略ですが、後でお話があるかと思いますが、実はこの時期に、果たして日本列島の位置が現在のままであったかどうかという問題があります。この時期の日本列島は、大陸にもっと接近していたのではな

いかとも思いますので、その意味では、瀬戸内区自体の古地理を、現在の日本列島だけを取り上げてそこに描くというのは、やむを得ない面があるとしても多少問題があるのではないかと思います。

#### 瀬戸内区における最初の変動

糸魚川 瀬戸内区の様相は、今、柴田さんのお話しにあったとおりですが、最近の新しい知見も含め若干の補足をさせていただきます。

まず瀬戸内区に海が入ってくる以前の問題なんですが、さきの地質柱状図では、「可児」の最下部に、瀬戸内区では珍しく火山岩が出てきます。これは、蜂屋火山岩類といって瀬戸内区で最も古い時期の火山岩なのですが、その絶対年代が最近わかりました。その年代は、実は私どもが予想していたよりも大分古く、火山岩の一番下位で22.2Ma、上位の方で19.8Maと出たんです。このことは、海が入ってくる大分以前に、瀬戸内区の変動の前触れのような感じで、局地的な火山活動がすでに中新世の前期初頭に発生していたということです。

可児地域では、この火山活動に続いて湖の地層が堆積しますが、この時期の後半になると、隣接する瑞浪や岩村の地域、さらには三重県の関地方などにも湖が出現します。こうした状況のなかで瀬戸内区に海が入ってくるわけです。

#### 古海水温とその変遷

次に当時の海水温について触れてみたいと思います。表1・1の貝類化石群集の水温という項目は、熱帯から冷温帯までに区分して示してありますが、この区分は、陸上の植物帯で分けられる気候帯とは幾分違ったニュアンスをもっています。

ご存じのように、現在、日本列島の太平洋側では列島沿いに南から北上する暖かい黒潮の主流は、銚子付近で向きを変えて遠く沖合へと離れ

ていってしまいます。ですから浅海にすむ貝の種類も、この地域を境にして分布の型が違ってきます。現生の貝類を研究している人々の間では、暖かい要素の北限を銚子付近として、九州の南端付近から銚子付近までを亜熱帯、そして九州の南端付近からその南方は熱帯として、貝類を大きく区分することがあります。ですから陸上で暖温帯とか温帯とかいわれている地域が、海の方では、場所によっては亜熱帯ということになります。

図1・7は、貝類化石から推定した瑞浪地域の古海水温の移り変わりで、図中の温度は冬の海面水温を表しています。図にみるように、この時代は全体としては大変暖かく亜熱帯の環境下にあると思われませんが、ただ、期の中頃に海水温が15前後と、急に寒くなる一時期があります。実は、この一時期の地層(山野内層基底)からはウソシジミ(*Felaniella usta*)という小さな2~3cmの二枚貝が密集して出てきます。この貝は現生種で、銚子以北の10~30mの浅海の砂底にすんでいるものです。そして現在のこの地域の冬の海面水温が15前後。それで、この期間には北からの寒流が卓越する一時期があったのだらうと推定されるわけです。また期の終わりには古海水温が20前後まで上昇し、熱帯の環境が出現します。この時期の地層(宿洞相)からは造礁サンゴや、ヒルギシジミ(*Geloina*)という、現在では奄美大島以南に分布する熱帯系の二枚貝が出てきます。それでこの時期には、古海水温は、控え目にみても20までは上昇したものだと思われれます。

なお、先ほど柴田さんはお話しになりませんが、柴田さんご自身も、瑞浪地域の浮遊性貝類やオウム貝の化石の産出状況から、期の中頃から期にかけての古海水温を推定しておられます。図1・8がそれですが、ほぼ同じような結果が出ており、特に期末期においては、古海水温を21~22と推定しておられます。中新世中期初頭の熱帯系貝類の分布

以上のように、太平洋側の瑞浪地域では、期の末期には熱帯的な海の環境が出現した証拠がはっきりと出てくるのですが、-1の時期になりますと、今度は、日本海側から入り込んだ西部地域の内海に、今お話しした熱帯系のヒルギシジミがたくさん出てきます。さきの古地理図(-1)には、三次、東城、津山などにこの貝の記号が示されていますが、これらの貝はすべ

図1・7 - 貝類化石からみた瑞浪層群の古海水温

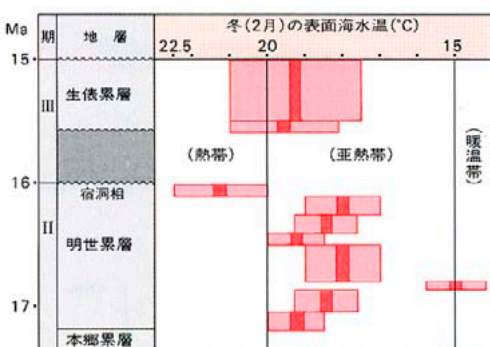


図1・8 - 浮遊性貝類から推定した瑞浪層群の表面古海水温

地層	冬の表面海水温(°C)				浮遊性貝類およびオウム貝類化石	
	22	20	18	16	種数	産出頻度
生俵累層					6	
名滝岩層					2	
明世累層					4	
宿洞相					0	
狭間層					1	
山野内層					1	
戸狩層					1	
月宮層					1	



て殻の2枚合わさった立派な化石です。それで、この内海が熱帯的な環境下にあったことがわかるわけですが、ではこの熱帯的な海はどういう広がりを見せていたのか。こうした観点から瀬戸内区だけでなく、日本の中新世中期初め頃の地層中に、熱帯系の貝類がどのように分布しているかを調べてみました。

その結果は図1・9にまとめてありますが、これは、現在の分布が南九州以南の貝類を取り上げ、その分布域を5段階に分けて化石の産出地を示したものです。図にみるように、全体では21属の熱帯系貝類が認められ、そのうち東南アジアに生息する貝類は7属で、これらは、瀬戸内区の西部地域（備北層群とその相当層）と、日本海側ではグリーンタフ地域の富山県の八尾に集中しています。また、マングローブ沼に生息する貝類は7属が認められ、これは、熱帯系の貝類を産出するの地層からも産出します。ただし現生の台湾以南のものは、今の両地域に限られており、太平洋側にはみられません。このようにみえますと、当時の備北・八尾という日本海側の地域は、現在の西表島あるいはそれ以南の台湾～フィリピンに相当する熱帯的環境下にあったことがわかります。

#### 中新世中期初頭の西南日本の位置

さきに柴田さんは、瀬戸内区の古地理を正しく復元するためには、中新世の日本列島の位置が問題になるだろうと指摘されましたが、この問題は最近、主として古地磁気試料によりいろいろと議論されております。京都大学の鳥居さんらもこうした方法によって15Ma以前の西南日本の位置を推定しておりますが、それによると、西南日本は著しく大陸に接近して、日本海の姿も現在とは大分違います。この図に、今述べました中新世中期初頭の熱帯系貝類群集およびサンゴ礁の分布を記入してみますと、図1・10のようになります。こうした図をみますと、南からまっすぐに北上する暖流は、当時はまだ入り海的な要素の強かった日本海に流れ込み、そこに高水温の海を出現させたものと思われま。ただ、いずれにしてもこれは、日本海の成立と発展に関連した未解決の大問題なので、今後の課題ということになります。

#### 期の海をめぐって

編集 -2期の図をみると、西部地域の海はいまの瀬戸内海よりぐんと深いんですね。

糸魚川 そうです。水深200m以上のところに

すむハトムギソデガイという小さな二枚貝や、ワタゾコツキヒガイ、ハリナデシコガイというホタテガイの仲間がこの時期になるといっせいで出てくるんですね。-1期の浅い海が一挙に深くなってしま。もちろん、その途中にちょっとしたステップはありますが、深くなり方があつという間なんです。しかもこの時期には、同じ貝が東部地域にも出てきますし、さらに瀬戸内区以外の地域 掛川地方や熊野地方にも同じ貝が出てきます。ただし、田辺地方は沿岸だったと思われ、キリガイダマシなどの浅海にすむ貝が認められます。

じつは 期の初め頃からは、太平洋のまわりの各地でも急激な海の侵入があったことが知られており、この時期には世界的な大規模な海水準の上昇があったとされています。したがって、瀬戸内区における 期の急激な海進も、こうした事件を背景にしているわけです。事実、この時期には日本全体が水びたしというような状況が生まれており、またこの時期が、日本海の成立した時期にもあたっているわけです。

編集 この時期には、古瀬戸内の海は紀伊水道を通じて太平洋側とつながっていたんですか。糸魚川 従来の古瀬戸内海の古地理図は、いずれもそこは閉じられていますし、また京都大学の石田さんが1979年に描かれた古地理図でも、

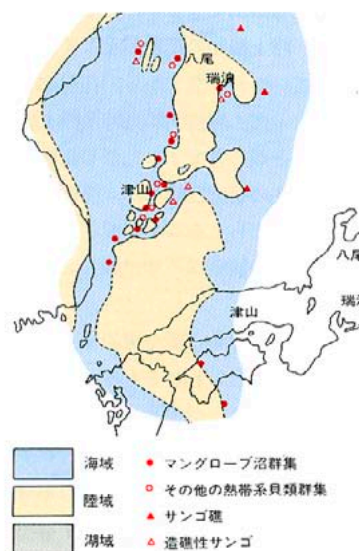
古瀬戸内の海は日本海側からだけ入っていて太平洋とはつながっておりません。しかし私は、貝化石の一様性からみて 期に限っては、この海は太平洋とつながっていたと考えています。なお図にみられるように、現在の伊勢湾口のあたりで、東部地域の海は北東-西南方向に少しくびれています。これは、中央構造線の方向と一致して、その活動と関係のある東西方向の隆起 東は設楽から西は四国の中央部まで細長くのびる長大な隆起を考えているわけです。瀬戸内区の新世の堆積物は、また第一瀬戸内累層群ともよばれますが、その後、鮮新世になると伊勢湾地域には東海湖とよばれる大きな湖が生まれます（この時期の瀬戸内区の新世の堆積物が第二瀬戸内累層群です）。東海湖が湖であって海でなかったのは、やはりこのたかまりがあるために海が太平洋から入ってこれなかった、ということだろうと思います。その点は大阪層群でも同様で、それが湖の地層として始まっているのも、やはり、紀淡水道の部分にも中央構造線ぞいのたかまりがあって、最初は海が入ってこれなかったからだだと思います。

図1・9 - 中新世中期の地層における熱帯系貝類の分布

属名 (化石の種名)	現生の分布限界			産出化石					
	北緯 10°	20°	30°	種 類	備 北	八 尾	新 瑞	登 湯	浪 浪
<i>Isognomon</i> (s. s.) ( <i>f. minoensis</i> )	(九州南部)								●
<i>Pionoconus</i> (sp.)									●
<i>Geloina</i> ( <i>stachi, yamanei</i> , sp.)									●
<i>Rissolina</i> ( <i>naomia</i> )									●
<i>Terebra</i> ( <i>itoigawai, kakiensis</i> , sp.)									●
<i>Lyncina</i> (sp.)									●
<i>Labiostrombus</i> (sp.)									●
<i>Cypraecassis</i> (sp.)									●
<i>Phylloda</i> (aff. <i>foliacea</i> )									●
" <i>Transtrafer</i> " (sp.)									●
<i>Placuna</i> (sp.)									●
<i>Maoricardium</i> ( <i>mizunamiensis</i> )									●
<i>Vepricardium</i> (sp.)									●
<i>Telescopium</i> ( <i>schencki</i> , sp.)									●
<i>Perna</i> ( <i>oyamai</i> )									●
<i>Batissa</i> ( <i>bihokuensis</i> )									●
<i>Apolymetis</i> (sp.)									●
<i>Globularia</i> ( <i>nakamurai</i> )									●
<i>Rhizophorimurex</i> ( <i>c. nagaiensis</i> )									●
<i>Rimella</i> ( <i>osawanoensis</i> )									●
<i>Volema</i> ( <i>osawanoensis</i> )									●

アカはマングローブ沼要素

図1・10 - 中新世中期の西南日本の古地理と熱帯古環境の証拠  
<古位置は古地磁気データ(鳥居ら, 1985)により復元>





## 中新世中期初頭のマングロープ林

### 花粉化石と植物化石

山野井 私の特長は花粉分析で、新第三紀の植物の花粉の化石を調べて、この時代の植物の変遷を研究しています。日本では、この時代の地層がよく発達しているのは東北日本ですから、主として日本海側の、いわゆるグリンタフ地域が私の研究の場になっております。

だいたい花粉というのは、大きいもので150μぐらい、小さいものは10μほどしかなく、顕微鏡でのぞかないとわからないという小さなものですが、花粉の外壁は、有機質でありながら非常に強固で、化学的にも非常に安定した物質できております。私どもが、花粉の化石を岩石の中から取り出すときには、まず最初に、フッ化水素酸で珪酸分をすべて溶かし、その上、アルカリで植物質のものを溶かします。こうした処理をしても、花粉化石はびくともしません、ほとんどそのまま残ります。

普通、花粉は、開花した雄しべから離れて空中を漂い地表に落ちますが、地表に落ちた花粉の大部分は、バクテリアによって分解されてしまいます。しかし、バクテリアの作用が弱い湿地や湖沼、あるいは海などの水域にたどりついた花粉は、熱による分解を受けない限り、その強靱な外壁に守られて底質の一要素となって堆積し、半恒久的に保存されることになります。したがって、水域に積もった地層（堆積岩）の中からは、火山灰質でない限りどの地層中からも花粉化石が出てきます。もちろん、これらの花粉は、陸上植物の花粉がそこにたどりついて残されているわけですから、花粉化石を調べることによって、間接的に当時の陸上植物の構成を知ることができます。ただし花粉化石の場合には、現在の研究段階では、植物を「属」のレベルでしかとらえることができません。「種」のレベルでの同定は、まだ難しい、そういう弱点があります。

一方、高等植物の葉や実の化石　いわゆる大型植物化石といわれるものは、「種」のレベルで検討することができるので、現生植物との類縁関係も詳しく調べることができます。ただし、葉や実の化石というのは、どの地層中にも残されているわけではなく、産出する地層に限られています。ですから、産出層準の古植物群は詳しくわかって、ほかの地層への連続状況とな

ると、これはもうわかりません。逆に、花粉化石の方はどの地層からも出てきますので連続性はよくわかります。このように、花粉化石と大型植物化石とは、同じ植物の化石であってもその性格は大分違っていて、一方の短所が他方の長所になっているという関係にあります。

### 新第三紀の花粉帯 - NP-2帯の特異性 -

新第三紀の植物群については、従来から、北大の棚井先生を初め多くの人々によって研究されており、その結果、いくつかの植物帯に分けられてその変遷が明らかにされています。ただ、こうした大型植物の葉の化石を中心に調べられた植物帯では、今述べた事情から、植物帯の上下関係はわかっても、それらが移り変わる境の層準がわかりません。それで私は、これらの境の層準を的確に知ることを目標の1つにして、花粉化石を調べたわけです。そうしますと、大型植物の場合と同様に、また、それに対応する形で、花粉の方でも時代ごとにそれぞれ違った植物の組み合わせが認められます。そのあるまとまった一連の花粉群集を花粉帯といいますが、新第三紀の花粉化石については、NP-1からNP-5までの5つの花粉帯に区別することができました。これらの花粉帯のそれぞれは、図2・1に示すような大型植物群と対応しているわけですが、各植物群の境の方は、今述べた事情により点線で示してあります。

これらの花粉帯の内容については、本日のテーマと離れますので省略しますが、花粉化石からみた新第三紀の植物の変遷を全体としてみますと、その変化は非常に緩やかで、第四紀のそのように激しく移り変わるといえることはありません。ただし、そのなかにあっても、かなり急激な変化をみせる花粉帯がありまして、NP-2帯がそれなんです。この図では、古気温についても記していますが、このカーブがNP-2帯のところだけ暖かい方にぐんと突き出ています。この花粉帯は、植物帯では台島型植物群という時代にあたり、当時は北海道の南部から東北地方にかけては、カシを主にした常緑樹、また現在台湾に自生しているフウという樹木、こうした植物群が支配した暖かい時代にあたります。花粉化石の方からいいますと、西日本の各地でマングロープ植物が出てくるのが、まさにこのNP-2帯なのです。この時代はまた、貝類の方からいいますと、いま糸魚川さんのお話にあった熱帯系の貝類が西日本の各地に生息してい

た時期にあたります。時代区分でいえば、中新世中期の初め頃、今から1,600万年前頃の時代です。

### マングロープ林発見までの経緯

この時期がかなり暖かい時代であったということは、すでに大分以前から、植物の方からも指摘されていたのですが、1950年代になりますと、貝化石を研究されている大山桂先生が、富山県八尾の黒瀬谷層から、ヒルギシジミ、センニンガイという、現在のマングロープ沼に生息する貝化石を発見しまして、このときに初めてマングロープ沼の存在が予測されました。

その後、今度は、今お話しがあったように中国地方の備北層群、古瀬戸内の堆積物からも立派なヒルギシジミが見つかり、この時代には、こちらの方にもマングロープ沼があったらしいということになり、この沼の存在が一段と確実視されてきました。ところが肝心な名のマングロープ植物の証拠が見つからない。そういう状況が続いていたわけです。

それが、今から10年程前くらいですか、糸魚川さんから、広島県のヒルギシジミが出た地層の花粉分析をしてみないかといわれまして、試料をもらって分析してみました。このときには、マングロープ植物のヒルギ科に属するものらしい花粉が見つかったのですが、花粉の保存状態が悪く決定的なことは言えなかったのです。それでこの後、糸魚川さんをお願いしまして、もっと多くの地点の試料を送ってもらい、あるいは広島大学の岡本先生や田口さんなどに頼みまして岡山県の料試をいただく。さらには新潟大学の津田先生からは、先ほどの八尾の黒瀬谷層の試料を幾つか送ってもらいまして、全部でたしか20個ぐらい分析したと思います。

そうしますと、そのうち15の地層から比較的保存のよい花粉化石が出てきたのですが、そのなかの約半数の8地点から、オヒルギというマングロープ植物の花粉の化石が見つかったのです。一口にマングロープ植物といいましても、これには非常に多くの種類がありまして、東南アジアには約50種類ぐらいのものがありますが、そのうちの一つのオヒルギという植物がようやくこのときに見つかったわけです。これによりまして、当時、西南日本の日本海側の海辺には、広くマングロープ沼が分布していたということ、植物の方からも裏づけることができたわけです。これは、1980年のことです。



しかし、オヒルギという僅か一種類の植物が見つかっただけでは、例えばそれが、亜熱帯北限の小規模のものか、あるいはまた熱帯の本格的なものであったのか、というような当時のマングローブ林の性格や規模というものが全くわかりません。それでこのときには、八尾の黒瀬谷層のものが花粉の保存が非常によかったので、私は、引き続きこの地層の花粉を詳しく研究したいと思ひまして、新潟大学の津田先生と一緒に調査を続けることにしました。その結果、次にお話しするように、多くの種類の植物で構成される本格的なマングローブ林の存在が浮かび上がってきたわけです。

この間、昔のマングローブ沼を研究するためには、どうしても現在のマングローブ沼の実態を知る必要があるので、富山市の横田先生のご援助をうけて津田先生や糸魚川さんなどと一緒に、ほとんど毎年のように、南方に出かけてはマングローブ沼に入り、調査を続けているという状態です。

#### 黒瀬谷層のマングローブ林

樫ノ木礫岩層と古神通川の河口域  
八尾層群というのは、富山平野南部の丘陵地帯をつくる新第三紀の地層で、この地域は、津田先生によって詳しい地質調査がなされています。

図2・2の地質図は、先生が1955年に発表されたもので、八尾層群は、下位より、<sup>いれはら</sup> 榆原、<sup>いわいほ</sup> 岩稲、黒瀬谷、東別所の4累層に分けられています。さきに年代のことに触れておきますと、黒瀬谷層直下の岩稲層の安山岩年代が16Ma（カリウム・アルゴン法による）、黒瀬谷層上位に含まれる山田凝灰岩の年代は15Ma（フィッシュン・トラック法による）と出ており、問題の黒瀬谷層は、中新世中期初頭の16Maから15Maにかけての100万年の間に堆積した地層であることが確認されています。

この黒瀬谷層は、図にみるように、東西に細長く延びて分布していますが、そのうち、神通川の東から常願寺川の東にかけては礫岩の地層があります。これは、樫ノ木礫岩と名付けられていますが、津田先生は、この礫岩の縁辺から周辺にかけての岩相や産出する化石類を詳しく調べまして、この礫層が、当時の古神通川の河口付近に堆積したことを明らかにしておられます。

#### 多種類のマングローブ植物の産出

大体现在のマングローブ林というのも、河口付近の海辺の汽水域を中心に分布していますから、まず最初は、当時の古環境から判断して、この古神通川の河口の周辺域、すなわち樫ノ木礫岩層の縁辺部を主に粗いサンプリングを行って花

粉化石を分析してみました。こうして西から久婦須川、神通川、<sup>くづす</sup> 栃津川。この川は常願寺川の支流で、樫ノ木礫岩層の縁辺を流れる小さな河川ですが、これらの3つのルートをかなり広い範囲にわたり、黒瀬谷層の下位から上位までの層準をまんべんなく選んでサンプリングしたわけです。（なお、大山先生がヒルギシジミやセンニンガイを発見したのは久婦須川流域です）。花粉分析の結果は、図2・3、図2・4、図2・5のとおりで、各ルートのすべてから多くのマングローブ植物が出てきました。これらの図でアカ色で記されている植物はマングローブ植物で、ヒルギダマシ属（*Avicennia*）、ヤエヤマヒルギ属（*Ryzophora*）、オヒルギ属（*Bruguiera*）、マヤブシキ属（*Sonneratia*）、シマシラキ属（*Excoecaria*）というのがそれです。また、図には記載されていませんが、ウミマサキ属（*Scyphiphora*）

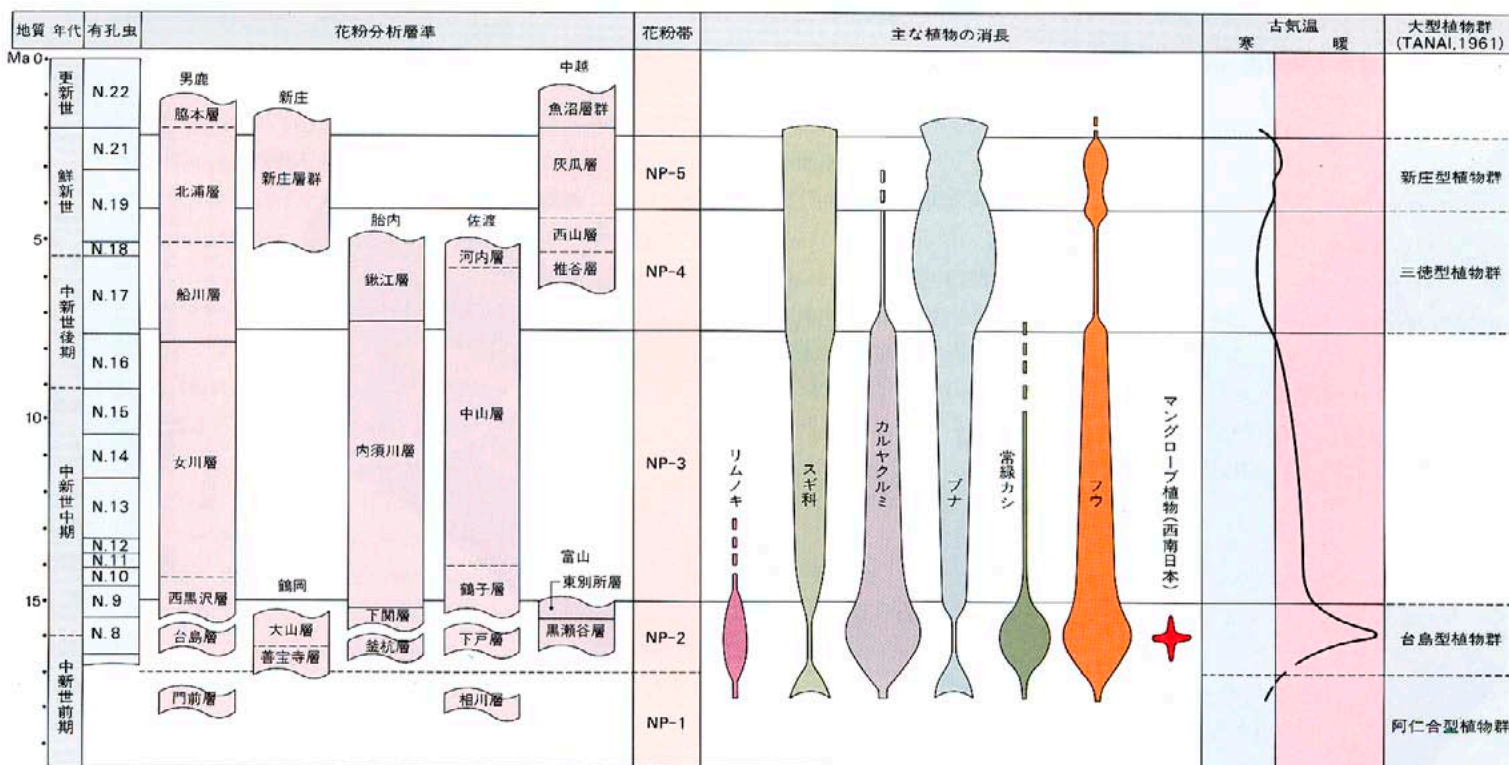
これは現生の分布がフィリピン以南に限られる種類ですが、これが久婦須川流域と栃津川流域でそれぞれ1個体ずつ、コヒルギ属（*Ceriops*）

これは現生の分布が台湾以南に限られる種類ですが、これが栃津川流域で2個体産出しています。

#### 神通川春日地点と栃津川流域

これらの図をみてすぐ気がつくことは、図2・4

図2・1 - 東北日本の新第三紀の古植物群





の神通川流域ではマヤブシキが50%以上、また図2・5の栃津川流域では、マヤブシキが40%以上、シマシラキが60%以上というように、マングローブ植物が異常な高率で出てくる地点のあることです。

それで次には、これらの層準を詳しく調べてみることにしました。神通川流域でマヤブシキがたくさん出てくるのは春日という場所ですが、今度はこの地点（図2・2のアカ丸印）で、2mおきに試料をとって分析したわけです。その結果が図2・6で、もちろんマヤブシキは、ほとんどの層準から高率に出てくるのですが、それだけでなく、シマシラキがたくさん出てくる層準もありますし、またさきの調査では出てこなかったオヒルギ、ヤエヤマヒルギ、ヒルギダマシなども、低率ではありますが出てきます。さらには、ウミマサキも1個体発見されるという具合で、この地域のマングローブ林が相当な規模であったという証拠が出てきました。

一方、栃津川の方ですが、だいたい栃津川の河床には、ほかの地域ではちょっと見られない、植物片をたくさん含むような異様な黒っぽさをもった泥岩が露出しています。幸いこれと同じ泥岩の露頭が、栃津川と常願寺川との間の丘陵上の道路のがけの部分（図2・2のアカ丸印）にありましたので、この泥岩の露頭を細かくサンプリングして分析したわけです。図2・7がその

分析結果で、この図には横に泥岩の柱状図を示してあります。そうしますと、予想どおりここでも、植物片が濃集している黒っぽい泥岩からは、マヤブシキが非常にたくさん出てきました。またシマシラキも、泥岩の下から上までほぼ連続的に出てきますし、ヒルギダマシも上位の層準から出てくるという具合で、この地域のマングローブ林も相当規模のものであった様子がうかがえます。

もともと、神通川流域の春日付近やこの栃津川流域というのは、樫ノ木礫岩層の縁辺にあって、この礫岩がより細粒な砂やシルトの地層へと移り変わる境のところにあたります。ですからここは、恐らく古神通川の河口のデルタを挟む両側の海辺のような位置にあって、そのデルタを縁どるような形で、かなりの規模のマングローブ林が形成されていたのだろう。そのように考えられます。

#### マングローブ林の景観

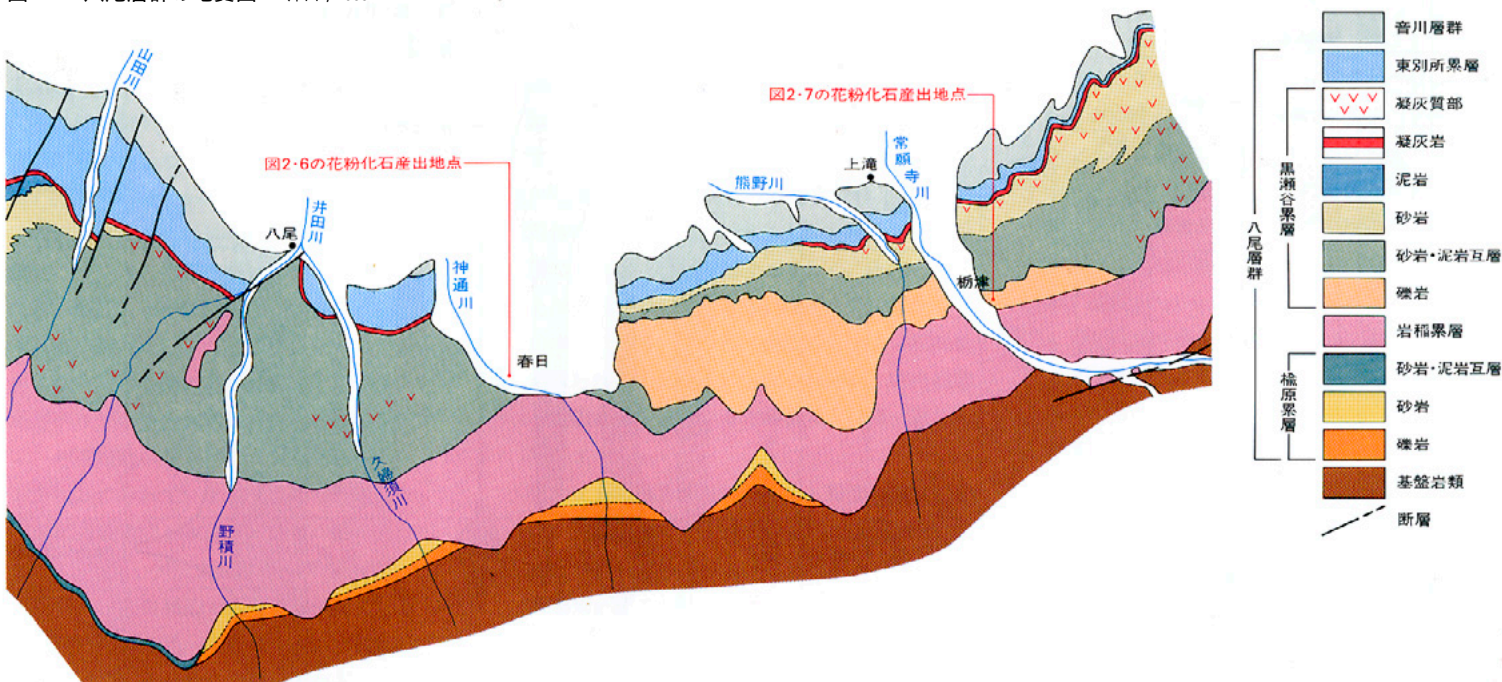
以上のようにこの地域では、多くのマングローブ植物のなかでも、特にシマシラキとマヤブシキがたくさん出てきます。このうちシマシラキというのは、現生のもものでは1種類があるだけで、その花粉形態を黒瀬谷のものとは比べてみますと、写真の1 a と 1 b にみられるようにほとんどその違いがみられません。したがって当時のものも現生と同じ種か、あるいはきわめて

現生の種に近いものであったことがわかります。他方、マヤブシキの仲間は、現生のものが東南アジアに5種類分布していますが、花粉の形態からみると、黒瀬谷のものは *Sonneratia alba* (マヤブシキ) の近縁種であることがわかります(写真2 a と写真2 b)。

そしてこれらの2種類が、現在、東南アジアのマングローブ林ではどのように分布しているかといいますと、マヤブシキの方は、マングローブ沼の最も海側の浜辺、海に面した砂地や泥地に地中から気根をいっぱい突出して大木になっている場合が多い。これに反しシマシラキの方は、マングローブ沼の背後に、河口から離れた川筋の奥まったところに生育しているという状態で、この2種類は決して同じ場所には分布していません。

また花粉の生産量を調べてみますと、マングローブ植物のなかでは、この2つの樹木の花粉生産量だけが他のものに比べて圧倒的に多いのです。ですから、この2種類の花粉がたくさん出たからといって、この2種類の樹木だけが多かったということになりません。逆にまた、オヒルギ、ヤエヤマヒルギ、ヒルギダマシなどの花粉の出る比率が低いからといって、マングローブ林のなかでこれらの樹木の構成比率が低かったというわけではないのです。現在のマングローブ林をみても、単一の樹種で成り立っている

図2・2 - 八尾層群の地質図 <津田, 1955>





というよりも、多くの樹種で構成されているのが普通ですから、たとえ低率であっても、多くの種類の花粉が出たということの方が重要な意味をもっているわけです。

さらにもう一つ、黒瀬谷から出たマングローブ植物の現生での地理的分布を調べてみますと、図2・8のようになり、シマシラキは奄美大島以南、マヤフシキは石垣島以南が生育適地ということになります。しかも黒瀬谷からは、ウミマサキ属やコヒルギ属も出ておりますから、少なくとも当時の黒瀬谷の海辺が石垣島以南の環境下にあったということが出来ます。

本誌、アーバンクボタ誌の25号では、マングローブ林が作る特有な土壌 酸性硫酸塩土壌を特集しておりますが、その表紙には、マングローブ植物のきれいなカラー写真が、東京農大の中村先生によって紹介されております。このカラー写真を参照しながら当時の黒瀬谷のマングローブ林を推定してみますと、海辺には、その表紙の2段目に紹介されているマヤフシキが大樹をなして並び、その背後や川筋には、3段目と4段目に紹介されているようなヒルギ科の仲間が支持根をはりめぐらして密生し、さらにその奥のマングローブ沼の背後、川筋の奥まったところにはシマシラキ（これは紹介されておられません）の群落が分布するという そういった景観が推定できるわけです。

<八尾層群の分布図>



図2・3 - 久留須川流域の黒瀬谷層を主体とした花粉分析図 (主要産出花粉)

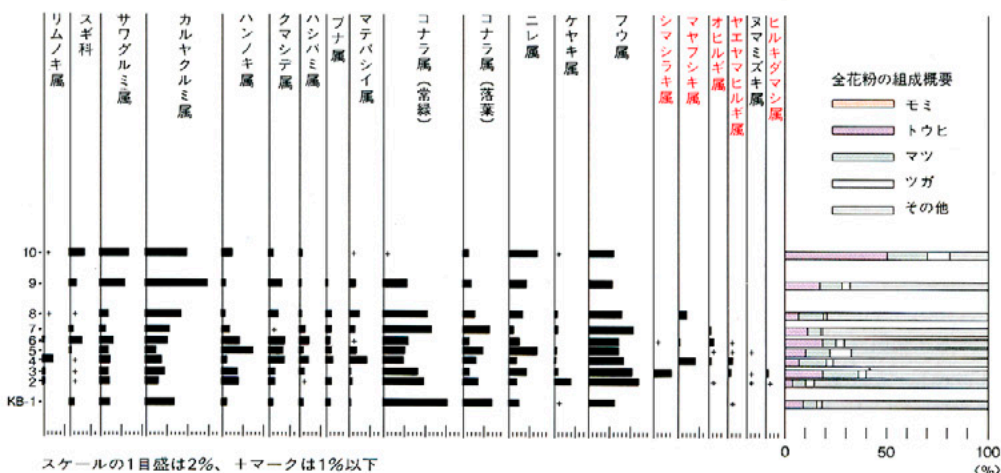


図2・4 - 神通川流域の黒瀬谷層を主体とした花粉分析図 (主要産出花粉)

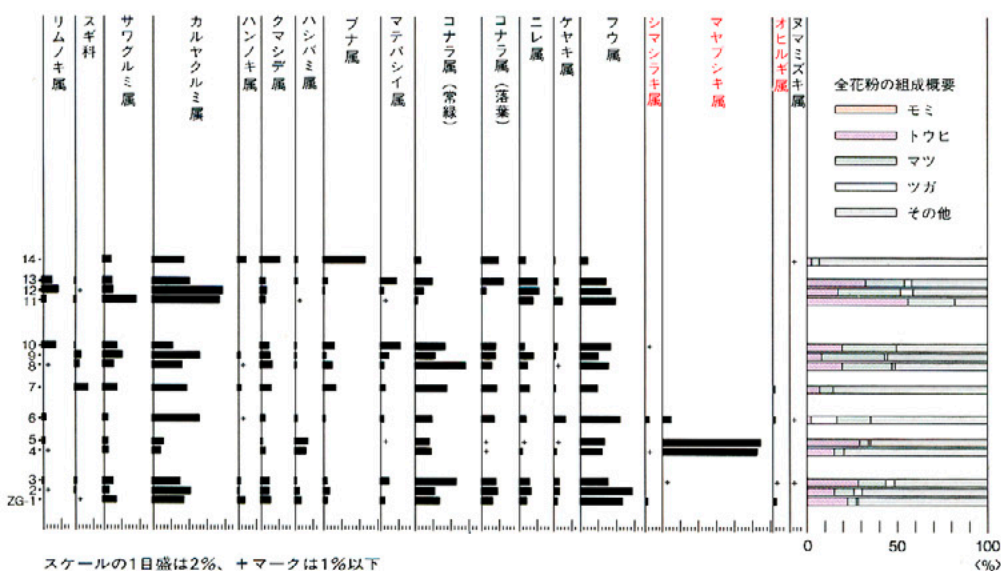
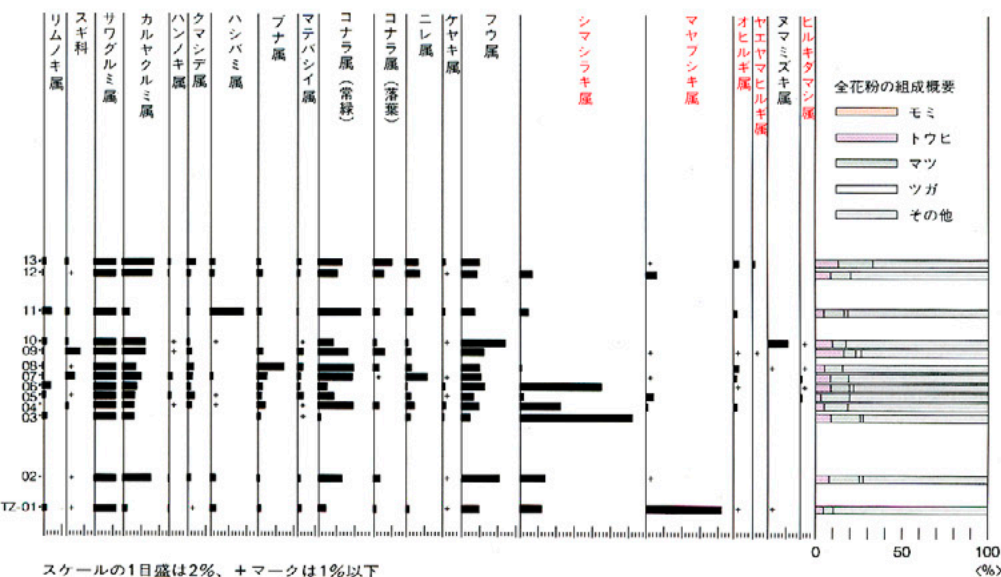


図2・5 - 栃津川流域の黒瀬谷層の花粉分析図 (主要産出花粉)





このように黒瀬谷のマングローブ林は、少なくとも産出する花粉化石から推定する限りは、現在の熱帯～亜熱帯のそれとほとんど変わらない景観を復元し得るのですが、ただし1つだけ本質的な大きな違いがあります。というのは、現在の熱帯～亜熱帯のマングローブ林の背後には、熱帯～亜熱帯の森林が続くのですが、黒瀬谷の場合には、マングローブ林の背後にあるのは、常緑カシなどを主体とする海岸低地林なのです。さきの図にも示されているように、花粉化石でもリムノキ属 (*Dacrydium*)、カルヤクルミ属 (*Carya*)、常緑カシ属 (*egr. Quercus*)、フウ属 (*Liquidambar*) などが主体となった暖温帯の植物が出てくるわけで、これは、さきに述べた台島型植物群に対応するものです。このように、陸上の植生としては、熱帯～亜熱帯の植物は一切出てきません。したがって、沿岸部の熱帯～亜熱帯、内陸部での暖温帯という、生態分布の上からはまことに奇妙なズレをみせていたのがこの時代の、花粉帯でいえばNP-2帯の一大特徴なのです。そしてこれはまた、中新世中期初頭のマングローブ林の特徴でもあります。

マングローブ沼そのものの化石か？

編集 栃津川流域の異様に黒っぽい泥岩というのは、見ただけですぐわかるのですか。

山野井 ほかの新第三紀の地層ではまず見られない、異様としか表現しようのない黒っぽさですから、これはすぐにわかります。栃津川の河床に長さ100mぐらいにわたってベターツと露出しているんです(写真3, 4参照)。

糸魚川 栃津川のもは、私も一度見に行った

図2・8 - 東南アジアにおける現生の主要マングローブ植物の分布と黒瀬谷層の産出化石

	現生の分布			化石
	10°	20°	N 30°	
メヒルギ ( <i>Kandelia</i> )	九州南部			●
シマシラキ ( <i>Excoecaria</i> )	奄美大島			●
オヒルギ ( <i>Bruguiera</i> )	沖縄島			●
ヤエヤマヒルギ ( <i>Rhizophora</i> )	沖縄島			●
ヒルギモドキ ( <i>Lumnitzera</i> )	沖縄島			●
ヒルギダマシ ( <i>Avicennia</i> )	宮古島			●
マヤブシ ( <i>Sonneratia</i> )	石垣島			●
ニッパヤシ ( <i>Nypa</i> )	西表島			○
ミミモチシダ ( <i>Acrostichum</i> )	西表島			○
コヒルギ ( <i>Ceriops</i> )	台湾			○
ツノヤブコウジ ( <i>Aegiceras</i> )	台湾			○
ウミマサキ ( <i>Scyphiphora</i> )	フィリピン			○
ホウガンヒルギ ( <i>Xylocarpus</i> )	フィリピン			○

● 多産 ● 普通 ○ 稀

ことがありますが、これはもう、ほかでは見られない独特の面つきをしています。古瀬戸内では、こういうものはありません。

編集 マングローブ沼そのものの化石というようなことは.....

山野井 感覚だけで言うならば、私は、これはマングローブ沼そのものだろうと思っています。植物片のなかには、パイライトがキラキラと光って密集して入っただけです。しかし、パイライトが入っているというだけでは、マングローブ沼だというわけにもいきませんし、この仕事もこれからの課題になっているんです。

編集 よくぞ残ったという感じなんですね。

山野井 そうい感じですね。

糸魚川 特別な、非常にいい条件だったのでしょね。

編集 この泥岩は、風化すればやはり酸性に。

山野井 もちろんなと思います。こういう地層のところを、もし田んぼなどにしたらそれこそ厄介な問題が起きてくるだろうと思います(笑)。

編集 そうい強酸性の泥では、動物の化石はどうなっているんですか。

山野井 動物の化石は全くありません。ただ、生物が泥をかきまわした跡が、まだらな形になって残ってはいます。貝なども死ねば恐らく、殻は強酸性のために数年のうちに溶けてしまうのではないかと思います。

糸魚川 以前、シンガポールの北側の島に行ったときのことですが、pHが2～3というような強酸性のマングローブ沼で、センニンガイという大きな巻き貝ですが、その外側の殻が半分くらい溶けているのを見たことがあります。ですから、化石になる前に溶けてしまうという傾向は確かにあると思うんですが、ただ、だからといってマングローブ沼では動物の化石が全く残らないというようには言えないんです。マングローブ沼というのは、現在のものを見ても実に多様なんです。ですから場所によっては、立派なヒルギシジミやセンニンガイが残ることになるわけです。

マングローブ植物の分布限界

編集 この時代のマングローブ植物は、どの辺の地域まで見つかっているんですか。

山野井 今 北海道の奥尻島から 津軽 秋田、山形というように、この植物の北限をずっと調べているんですが、今のところ、花粉の出た北

限は佐渡なんです。ただ、北限を探るといのは非常に難しい問題がありまして、花粉が出なかったからマングローブはなかったというように、短絡的に結論を出すわけにもいきません。当時の陸と海の境の、そういう地層条件のところを探して、マングローブ沼がどんな形で広がっていたかということ、これから明らかにしていきたいと思っています。

それから、当時の日本海の対岸であった韓国のポーハン(浦項)というところ、ここでは、かなり暖かい貝が出てきますから、そういうところの花粉の分析も現在やっております。この方は、いずれ結果が出てくることと思います。

また、日本海側が片づきましたら、古瀬戸内の方も 糸魚川さんにいいルートを教わりながら、これから詳しい分析をしてみたいと、そういう計画を持っております。

中新世中期初頭の古気候ミステリー

編集 中新世中期初頭という時代は、日本海側の沿岸部では、貝の方でも植物の方でも熱帯～亜熱帯の証拠がどんどん出てくるのに、内陸部の植生からは暖温帯のものしか出てこないという、何か不思議な時代ですね。その前の植生はどんな気候帯のものなんですか。

山野井 花粉帯では、NP-2帯の前のNP-1帯というのは、クルミ、カバノキ、ブナ、コナラなどの落葉広葉樹が主体ですが、マツ科のものも多産します。NP-1帯は、植物帯では阿仁合型植物群と対応し、これも落葉広葉樹に針葉樹が混交するという植物群集で、その後にくる暖かい台島型植物群とは明らかに違っています。ですからこの時期は 現在に比べてもやや冷温な気候、恐らくこの時期の日本は大陸の東縁にあって、現在よりは内陸的な気候下にあったと思います。

それがNP-2帯になると、急速に暖かくなるというだけでなく、今おっしゃられたように、沿岸部と内陸部との植生に大きなズレがあらわれてくる。これは、きわめてミステリアスな古気候事件ですから、実は、その背景について私なりに推定したことがあるんです。

台島型植物群の時代になると、内陸的な気候は続いていたものの気温は上昇し、現在よりは明らかに暖かくなります。だいたい台島型の植物群を堆積した東北日本各地の湖沼は、激烈なグリンタフ変動の過程で発生しているわけで、沈降と海進を伴っています。しかもこの時期は世



写真1~2 / 黒瀬谷層産出の花粉化石と現生花粉の走査型電子顕微鏡像 (左端下のスケールは5μm)  
 1a: *Excoecaria agallocha* L. (現生, シンガポール産), 赤道観像.  
 1b: *Excoecaria*, 赤道観像, TZ-03.  
 2a: *Sonneratia alba* J. SMITH (現生, シンガポール産), 赤道観像.  
 2b: *Sonneratia (Florshuetzia claricolpata)* YAMANOI, 赤道観像, TZ-01.

界的な気温の上昇があり、両極の氷塊が溶けて海水面が大きく上昇したといわれています。その結果、グリーンタフ地域はもちろん、古瀬戸内などの非グリーンタフ地域にも広く海が入ってくるわけですが、これは世界的な気温上昇とともに生起しているわけですから、この海進には南方からの強い暖流が流れ込みます。こうしてこの時期の日本は、内陸的な要素が失われ、気候も海洋性の気候へと変わっていきます。また、南方からの暖流の流れは、先ほどの糸魚川さんのお話しにあったように主として日本海側へと流れ込みますから、この暖かい海流に運ばれて、この海域の沿岸各地にはマングローブ林が形成され、また熱帯～亜熱帯の動物も移動し生育するようになります。ところが、この暖かい時代は比較的短い期間で終わってしまうのです。その結果、海で隔てられているために移動のおそい熱帯～亜熱帯の陸上植物の方は、日本へ上陸して生態的地位を占める期間がないままにこの時代が終わってしまう。そのため、当時の台島型の植物は、熱帯～亜熱帯の気候になったにもかかわらず、より南方の植物にその生態的地位を奪われることなく存続することができた。こうして、日本海側の沿岸部には熱帯～亜熱帯のマングローブ植物が繁茂し、内陸部には暖温帯の植物が生育するという、そうした奇妙な事態が成り立っていたのであろう。私は、このように推定しております。

編集 時間もなくなりましたので、この辺で終わりたいと思います。今日は、どうもありがとうございました。存じました。

図2-6 - 神通川流域の黒瀬谷層・春日地点の花粉分析図(主要産出花粉)

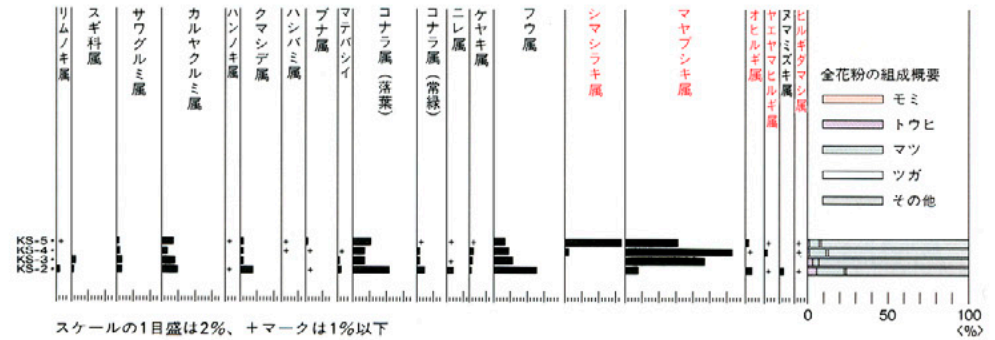


図2-7 - 栃津川流域の黒瀬谷層の重点的分析地点の花粉分析図(主要産出花粉)

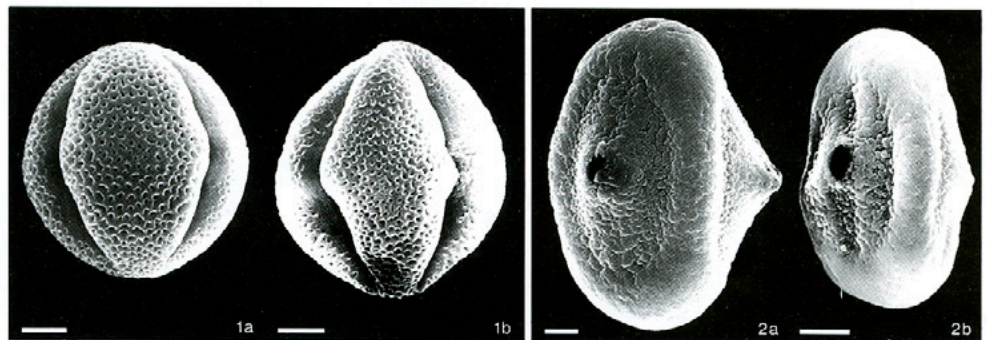
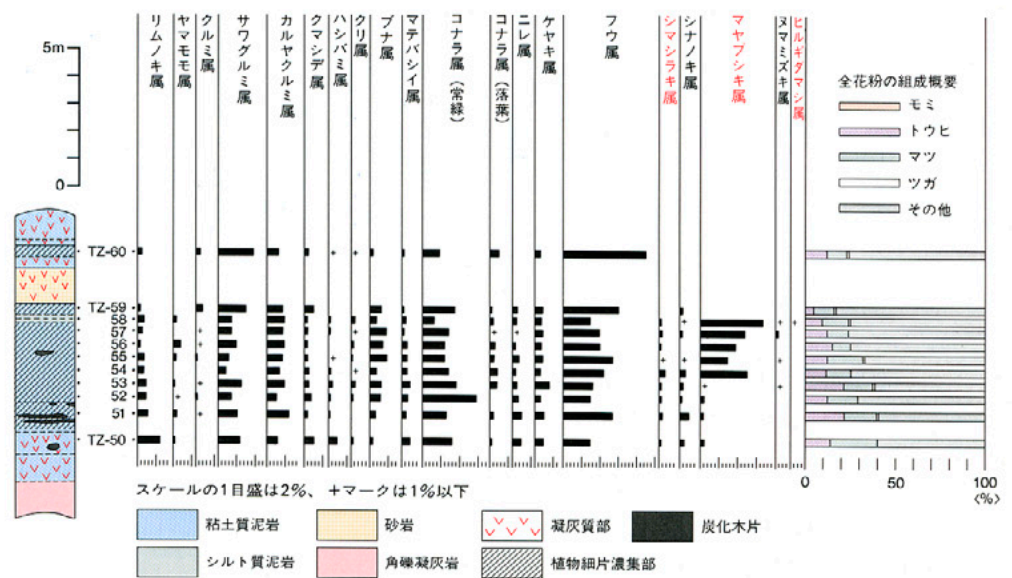
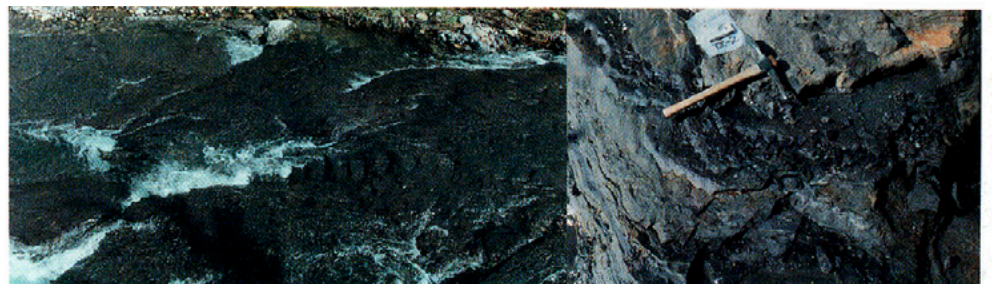


写真3-4 / 栃津川河床の異様な黒さをもつ泥岩





# 古瀬戸内の生きものたち - 瑞浪層群を中心に -

瑞浪層群 - 古地理と貝類化石 -

糸魚川淳二 = 名古屋大学理学部教授

サメ・エイ類

西本博行 = 岐阜県立多治見北高校教諭

植物

伊奈治行 = 愛知県立旭陵高校教諭

哺乳動物

亀井節夫 = 京都大学理学部教授

瑞浪層群 - 古地理と貝類化石 -

瑞浪地方と中新世の化石

編集 本日は、古瀬戸内の生物について、瑞浪地方を中心にいろいろとお話をお伺いしたいと思います。最初に糸魚川先生からお願いいたします。

糸魚川 ご存じのように地質時代は、動物の進化をもとに時代区分されますが、約6,500万年前頃から始まる新生代は、哺乳類の繁栄で特徴づけられる時代です。その新生代は、古第三紀から新第三紀・第四紀をへて現在にいたるわけですが、古瀬戸内の地層が堆積した新第三紀の中新世の頃になると、現生生物との近縁種がぐんと多くなってきます。

この中新世の化石は、日本でもいろいろな場所からでてきますが、なかでも岐阜県の東美濃に広がる丘陵地帯、可児、瑞浪、岩村といった地域は、この時代の陸や海の生物の化石を豊富に産出することでよく知られており、これらの化石が人々の生活の中にとけこんできた日本でも珍しい地域です。有名なのが「月のおさがり」で、なにか神秘性を感じさせるこの化石は、ご神体にされて一般の家では神棚にまつられ、戦時中にはお守りとしても使われていました。この実体は、今は絶滅した中新世のピカリアという巻貝——この貝は、殻の表面に深い彫りと大小の突起をもつ、すらりとした美しい形の巻貝ですが、この殻の中に砂や泥あるいは珪酸分がつまって固まり、外側の貝殻がとけて、中につ

まったものだけが内型として残ったものです。この例にみられるように、この地方からは中新世の貝類化石がたくさん出てくるのですが、明治に入ると1898年（明治31年）に瑞浪市の山野内で、デスモチルスという哺乳動物の頭骨の化石が発見され、これを瑞浪に本格的な古生物学的研究が始まります。その後、この地方からはウマ、サイ、ゾウなど多くの哺乳動物の化石が発見されて研究も一段と進み、これらは、中新世の日本の哺乳動物群を代表することになります。また貝類の研究も、1924年から横山先生によって始められます。

一方、地層の方は、戦後になって1950年代頃から本格的な研究が始まります。私自身も貝類化石を中心に地層の研究を長いことやっているわけですが、最初は岩村地方から取りかかって、そのご瑞浪地方に取り組み、1960年頃に最初のまとめを行ったんですが、そのときすでに300種ぐらゐの貝化石を認めました。これは、中新世の地層としては非常に豊富な内容をもっていることであり、この地層の貴重性が改めて認識されることになりました。また1961年には、井尻先生や鹿間先生らによって、パレオパラドキシアの発掘と研究も行われます。

そうしたところへ、1971年になると中央自動車道の工事が始まります。この道路は、その路線に古墳や古窯跡があるだけでなく、天然記念物となっている化石産地の中心部を横断します。そのため私も相談を受け、工事の進行と並行して地層の調査と化石の採集を行うことになりま

した。このときには、工事と並行しての調査・収集ですからまことに忙しい思いをさせられましたが、その結果集められた標本は実に10万点以上にのぼり、この膨大な試料を生かすために瑞浪市化石博物館がつくられます。こうして、中新世の化石を中心としたきわめてユニークな化石博物館が1974年に瑞浪市に誕生したわけです。同館の発足によって、収集される試料は年ごとに増えており、現在では非常に豊富な内容のものが同館に保管されています。このような来歴がありますから、日本の中新世の生物を語る場合には、瑞浪地方の化石を落とすわけにはいかないのです。

瑞浪層群

中新世に東濃地方に堆積した地層は、一括して瑞浪層群とよばれますが、この地層は、美濃加茂市と可児市を中心とした可児盆地、瑞浪市と土岐市を中心とした瑞浪盆地（土岐盆地）、そして恵那郡の岩村町を中心とした岩村盆地、という3つの堆積盆地に分かれて分布しています。地層の厚さは600m足らずで割合に薄いのですが、そのほとんどが湖や浅海につもった地層で、その後の構造運動の影響をうけていないので、豊富な化石を産出します。現在、これらの地層は、鮮新世の瀬戸層群やさらには第四紀の地層に被われていますが、図1・1は、そうした地層をはぎとって見たときのこの地層の姿です。東西に並列する3つの盆地は、いずれも北東～南西方向に長軸がありますが、この方向は、基盤の秩父中・古生層や領家花崗岩の構造方向と一

致しています。

表1・1は瑞浪層群の層序表で、この表にみるように各盆地に堆積した地層は、それぞれ可児層群、瑞浪層群、岩村層群ともよばれ、それらの地層は、2つの非整合によって3つの累層に分けられます。瑞浪盆地には3つの累層がすべて揃っていますが、可児盆地と岩村盆地では上位の累層が1つ欠け、また可児盆地だけでは最下位に火山性の地層が発達しています。左端の、の区分は、第1章で述べられた古瀬戸内の古地理の 期、 期、 期にそれぞれ対応しています。

図1・2～図1・4は、岩相の特徴と貝類化石群集から復元された瑞浪層群の古地理図で、中新世の前期から中期にかけて、この地域に生成した古環境の移り変わりの様相を示しています。以下、この古地理図を中心に、瑞浪層群の生成から消滅までのあらままと、それに関連した貝類化石群集について概説します。

可児盆地における火山活動（プレ 期）

瀬戸内区最初の変動は、可児盆地に発生した火山活動です。この活動で堆積した火砕岩を主とする地層が蜂屋累層で、層厚は300m、美濃加茂市蜂屋から可児市塩にかけて東西約15km、南北約13kmの範囲に分布します。火山岩は、いわゆる瀬戸内火山岩系ではなく、K-Ar法（カリウム・アルゴン法）で測定された火山岩の年代も非常に古く、22Ma（2,200万年前）という値が出ています。つまり、瀬戸内区に湖や海が出現する以前に、その変動の前触

れのような形で発生したのがこの火山活動ということになります。なお火山岩類に挟まれた砕屑岩類の中からは、あとで伊奈さんからお話があると思いますが、阿仁合型植物が産出し、またコイ科の魚や昆虫などの化石も出てきます。

期の古地理

- 亜炭とウランをためた大きな湖の形成 -  
蜂屋地域の火山活動が終息し、19Ma頃になると、可児、瑞浪、岩村の全域にわたり、それぞれ北東～南西方向の長軸をもつ沈降運動が発生し、この地域には3つの大きな湖が形成されます（図1・2）。この時期の地層は、可児盆地では中村累層、瑞浪盆地で土岐夾炭累層、岩村盆地では阿木累層とよばれます。

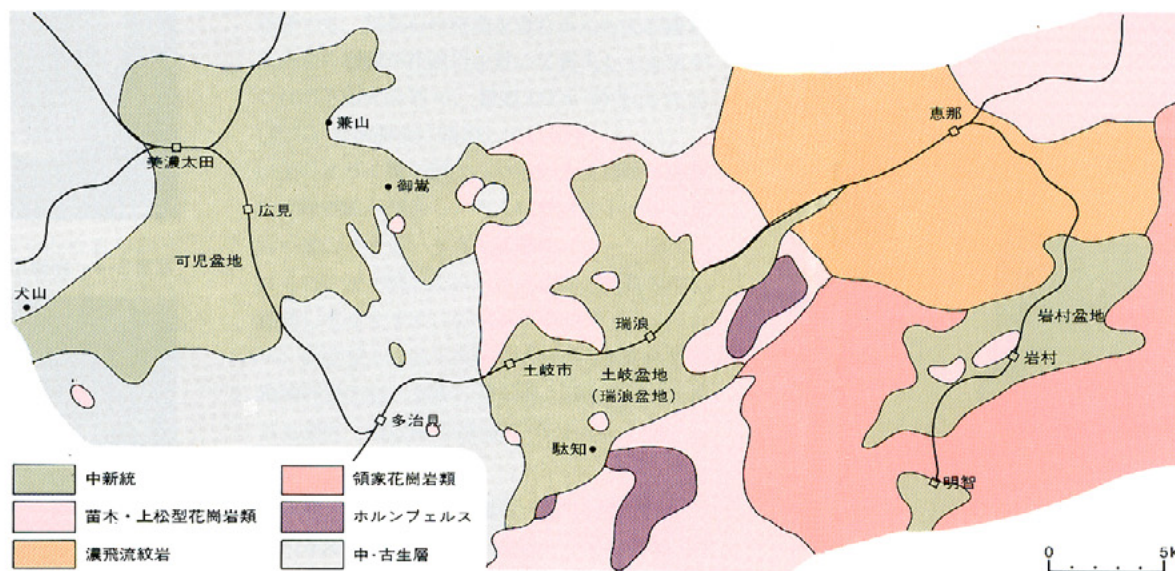
可児盆地の中村累層は層厚約120m、下部層と上部層に分けられます。下部層は、礫岩から始まって凝灰質砂岩・シルト岩の互層で終わる1つの小堆積輪廻を示します。上部層は、礫岩・亜炭をはさむ凝灰質砂岩とシルト岩からなり、3つの小堆積輪廻が認められます。これらの地層からは、ニッポンバク、カニサイ、ミノシカ、サイなどの化石を産出し、また阿仁合型植物群に対比される植物化石が出てきます。瑞浪盆地の土岐夾炭累層は層厚約140m、泥炭、砂岩、角礫岩からなりますが、主要部は泥岩で、亜炭層と凝灰岩層をはさみます。亜炭層は幾つかの層準にありますが、最上部のものは炭層の厚さが10mにも達し、かつては盛んに採掘されていました。

この地層中にはまた、ウラン鉱床が各地に形成

表1・1 - 瑞浪層群層序表

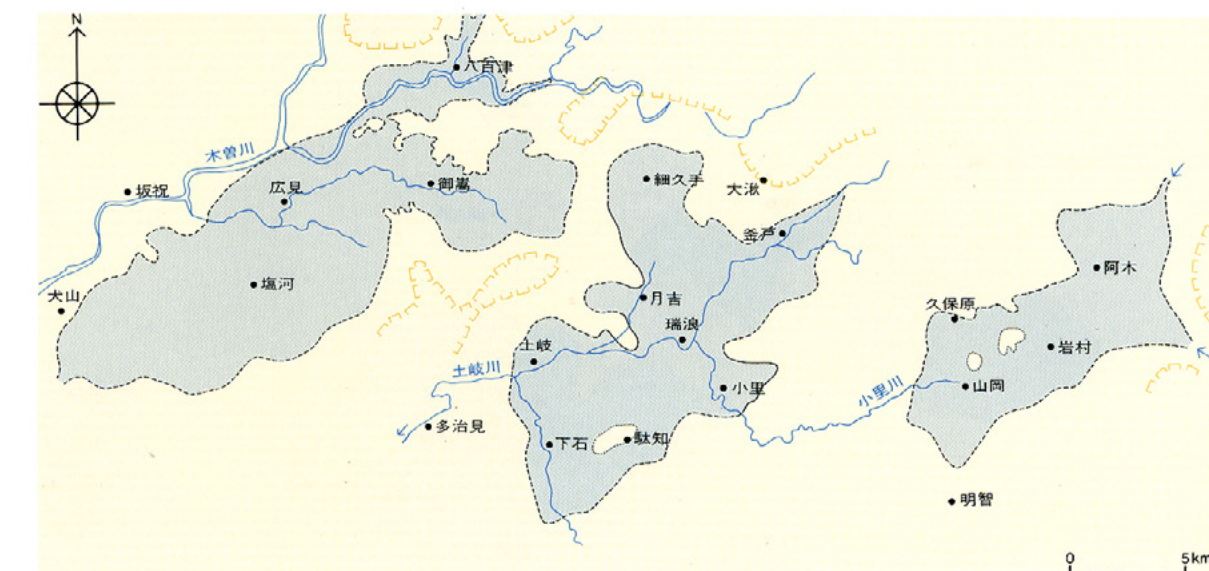
	可児盆地	瑞浪盆地	岩村盆地
III		生依泥岩層 生依累層	
II 瑞浪(可児)層群	平牧累層	肥田相 狭間層 宿洞相 名鳴礫岩層	阿木累層
	中村累層	久虎相 山野内層 戸持層 月吉層 本郷累層	阿木累層
	蜂屋累層	浅野相 土岐夾炭累層	阿木累層
I		基盤	
	基盤	基盤	基盤

図1・1 - 瑞浪層群分布図



<植村, 1961>

図1・2 - 可児・瑞浪・岩村盆地の古地理( 期)









ていますから誰でも見るすることができます。ちょっと話が横へそれましたが、実は、瑞浪の名を一躍有名にしたデスモスチルスの化石が、この時期の地層から出てくるのです。図1・4がこの時期の瑞浪盆地の古地理図で、図中のDがデスモスチルスの産出地点で、これはウソシジミの化石層の直上に、ゲンロクソデガイ・マルフミガイ群集と一緒に出てきます。ですから瑞浪におけるデスモスチルスの出現は、ウソシジミの大群に示されるような、一時的に寒流の卓越した環境条件と密接に関連していると思われる。また同じ時期には、久尻相からパレオバラドキシアが、キリガイダマシ・タマキガイ群集と一緒に出てきます(図中のP)。ただこちらの方は、瑞浪だけでみて、<sup>しゅうくのぼろ</sup>宿洞相(宿洞砂岩相)という非常に暖かい海に堆積した地層からも出てきます。

#### 期中頃の古地理 - 2

瑞浪盆地では、明世累層中部の時期には山野内層が堆積しますが、この時期に岩村盆地では牧シルト岩層が堆積します。その頃の古地理図が図1.3bです。岩村盆地では、ゲンロクソデガイ群集からシラトリガイ(*Macoma*)・ツキガイモドキ(*Lucinoma*)群集へ変遷し、中央部全体が水深30m以上の海域になります。瑞浪盆地でも山野内層の貝類化石は同じ変遷を示し、ゲンロクソデガイ群集から、シラトリガイ・ツキガイモドキ群集へと移り変わり、水深も30m以上になります。

こうして両地域とも緩やかな海進によって少しずつ海が深く広くなっていきますが、こうした事情も関連して山野内層の海にはヒゲクジラ類やクジラ類なども遊泳してきます。もちろん、サメの仲間も当然泳いでいたわけです。

#### 期末頃の古地理

山野内層の堆積後、瑞浪盆地では一時的な小さい海退がみられますが、すぐに海進があり、海はさらに広がります。図1・3cがこの時期の古地理図です。瑞浪盆地中央部では狭間層が堆積しますが、貝類化石はシラトリガイ・クルマガイ群集に変わり、水深は50m以上と深くなります。盆地の西部では、この時期に肥田・小名田付近までのびる細長い入江が新たに形成されますが、ここでも、<オキシジミ・ピカリア群集> <カガミガイ群集> <シラトリガイ・ツキガイモドキ群集>で示される海進があり、

海はだんだんに深くなっていきます。

一方、岩村盆地では、この時期に両伝寺互層を堆積しますが、ここでは水深はさらに深く200m程になります。これは貝類化石が、スミゾメソデガイ(*Malletia*)・シワロウバイ(*Nuculana*)群集から、サザナミソデガイ(*Acilana*)群集へと移り変わっていくことでわかります。またこの海には翼足類も生息し、暖水系の外洋水が流れ込んでいました。

#### 期末末における熱帯的内湾の出現

ところで瑞浪盆地では、狭間層の最上部に、縁辺相として<sup>しゅうくのぼろ</sup>宿洞相(宿洞砂岩相)が堆積します。この地層からは貝類化石が多産するのですが、分布が離れ限られているので、その層準をきめるのが難しくいろいろと議論されてきました。その後、<sup>おいたなら</sup>生俵累層に明らかな不整合関係で覆われる露頭の発見や、山野内層由来の礫がこの砂岩相に含まれていることが明らかになり、狭間層の縁辺相という層準に位置づけられました(分布域は図1・5の地質図を参照してください)。盆地北部に分布するこの砂岩相からは、内湾沿岸性のカビルキナ(*Cavilucina*)・タマキガイ(*Glycymeris*)群集や、カキ(*Ostrea*)・キサゴ(*Suchium*)群集が出てきます。ですからこの時期には、盆地北部は浅い水深の内湾という環境に変わっていて、期の海が次第に退いていった様子がうかがえるのですが、ただしこの時期の海は、以前のものとは大分違っていて、暖かい外洋水の流入する亜熱帯~熱帯の、非常に水温の高い海に変わっています。

このことは、宿洞相から出てくる化石には、熱帯系の生物が非常に多いということで裏付けられます。例えばミオジプシナ(*Miojypsina*)という大型有孔虫がたくさん出てきますが、これは中新世前期~中期の示準化石で、暖かい環境を示す指標にもなっています。また造礁サンゴの化石が出てくる露頭がありますし、さらに最近では、マングローブ沼に生息するヒルギシジミ(*Geloina*)も発見されています。

クリベアスター(*Clypeaster*)という暖かい海にすむウニの仲間も出てくるし、また翼足類も出てきます。そしてこの時期以降の浅海性の貝類は、それ以前のものとははっきりと異なっていて、暖かい環境を好む貝の種類がぐんと多くなってきます。

一方、このように水温が暖かくなっていった過程でこの海は退いていき、瀬戸内区の 期が終

了します。狭間層および宿洞相と、上位の生俵累層の間に不整合が形成されます。

#### 期の古地理

期の海進は、大規模な世界的な海水準上昇に伴って侵入しますから、この地域でもこの海進は急激で、その範囲も最も広い地域に及んでいます。この時期の古地理図が図1・3dで、主として泥岩からなる<sup>おいたなら</sup>生俵累層がこの海に堆積した地層です。岩村盆地にもこの海は当然侵入したはずですが、削剥されて地層が残っていませんから図に示すことができません。

生俵累層の最下部には、瑞浪市の名滝、桜堂などをはじめ一部の地域に礫岩の地層が不規則に分布し、名滝礫岩層とよばれます。これらは期の海の侵入とともに堆積した地層で、この礫岩層からは、サザエ(*Turbo*)・カキ(*Ostrea*)群集、ユウカゲハマグリ(*Pitar*)・クザルガイ(*Chama*)群集、カミオニシキガイ(*Chlamys*)・サンショウガイ(*Homalopoma*)群集など、主として沿岸浅海の岩礁や砂底性の貝類が含まれますが、そのほか、サンゴ、サメ、魚の耳石、腕足類など、じつに多種多様の化石が出てきます。

そして、この礫岩層の上には均質な泥岩層(生俵泥岩層)が重なります。この泥岩層には貝類化石は少ないのですが、でてくる貝類の種類は期のものとは大分異なっていて、いづれも深い海にすむものばかりです。すなわちサザナミソデガイ(*Acilana*)の群集、ハトムギソデガイ(*Neilonella*)・リュウグウハゴロモガイ(*Periploma*)の群集およびバギネラ(*Vaginella*)群集などで、そのほかフリソデガイ(*Yoldia*)や、リンシア(*Linthia*)という深い海の泥底にすむウニなどがよくでてきます。このように、海は急に深くなり、盆地中心部では水深は200mを超えていたものと思われる。

またこの海には、宿洞相の堆積時と同様に、熱帯的な暖かい外洋水が流れ込んでいました。やがてこの海は、古瀬戸内の 期の海が消滅するとほぼ同じ頃に陸化してしまい、以後、この地域は鮮新世の瀬戸層群が堆積する頃までは地層を堆積することはなく、侵食をうけていたものと思われる。

#### 瑞浪盆地にみられる貝類化石の多様性

なお、瑞浪盆地における貝類化石は、最初に述べましたように瑞浪市化石博物館に保存されています。1974年の開館時には450種が認められ



ましたが、その後の収集により1981年時点では570種に増えています。

これらの貝類化石群を、各層準ごとに地理的分布型に分類して調べてみますと瑞浪の海は、全体を通して温暖な環境下にあったことがわかります。

また瑞浪の貝類化石を、瀬戸内区のほかの地域のもの比べてみますと、まず瑞浪の貝類化石は、他地域に比べてその種類数がぐんと多いという特徴があります。瑞浪以外では一志地方で貝類化石が多いんですが、それでも200種余りで、他の地域はほとんど100種以下です。そして瀬戸内区東部地域に出てくる貝類化石の80%は、瑞浪のそれに含まれています。ただ、両者に共通する種の割合は、比較的深い海域にすむ種が高く、浅海性の貝類では低い。つまり、瑞浪の貝類は、浅海性の貝類においてその種類がじつに豊富なんです。このことは、当時の浅海のさまざまな環境条件を代表する種が、瑞浪にはそろっているということです。そうした点からも、瑞浪の貝類は、日本の中新世の貝類化石の研究には欠かせない試料になっているわけです。

中新世の貝類

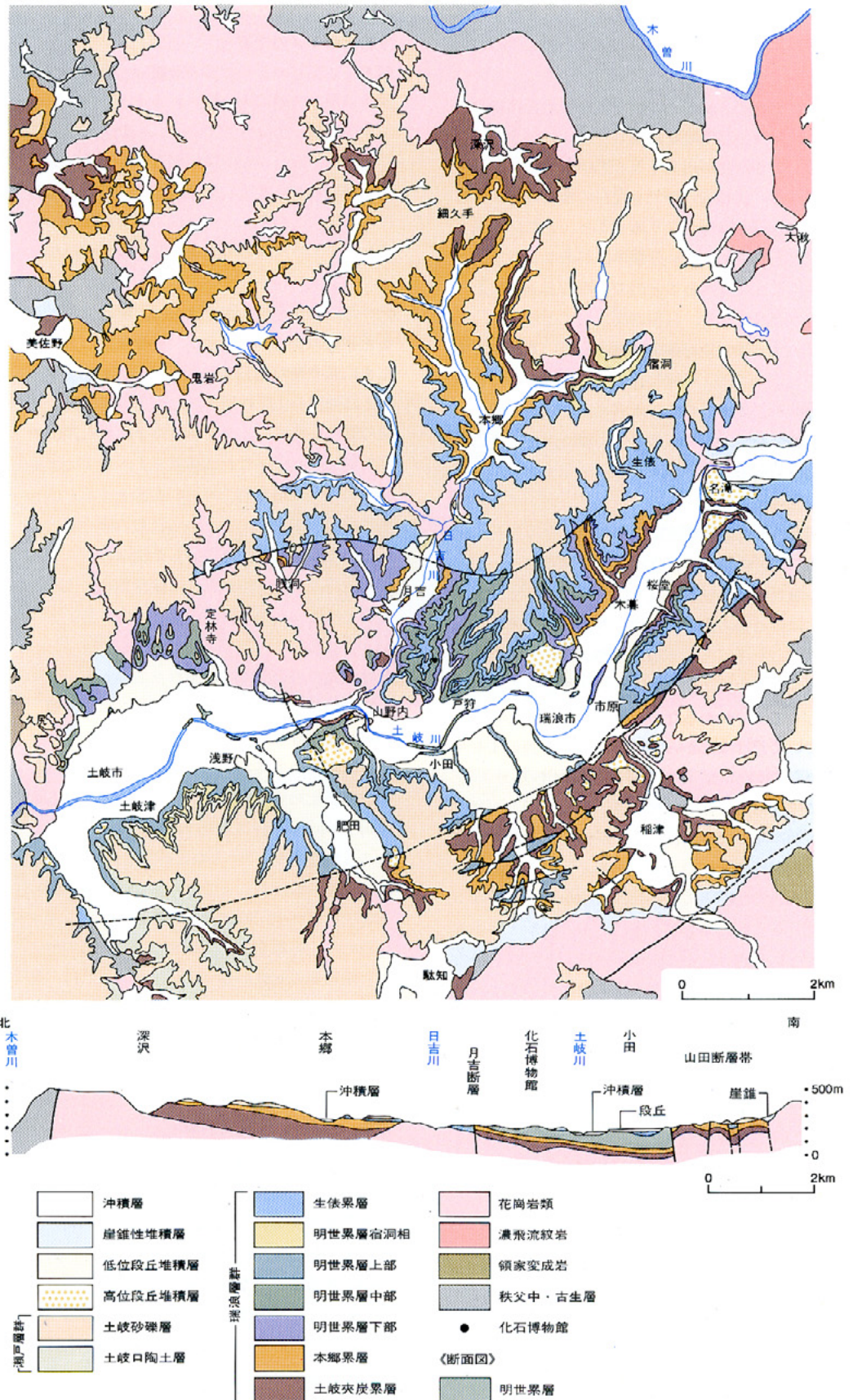
編集 古第三紀の貝類と中新世のものと比べると、出てくる数や種類には大分違いがあるんですか。

糸魚川 それはもう中新世の方が、化石の数も貝類の種類も圧倒的に多い。日本でも貝化石の出る古第三紀の地層は、北九州の芦屋層群、常磐地方の浅貝層などがありますが、こういう地層から産出する貝化石と比べると、中新世のものの方が内容がぐんと新しくなっていて、種類も非常に豊富です。何かどんどん変異して繁栄に向かって増えてきているという感じですね。これは、環境条件が豊かになれば、それだけ貝類の内容も豊かになるわけで、例えば、それまで比較的単調で均一な古第三紀の亜熱帯的環境が、熱帯的環境もあれば亜熱帯的環境もある、さらには温帯的環境まで出現するとなれば、それに応じて生息する貝類の種類も数もぐんと増えてくるし、またその内容も新しくなってくるわけです。

編集 瑞浪から出てくる中新世の貝類は、現在の貝と比べてそう変わりはないんですか。

糸魚川 種のレベルでは、そのほとんどが違っています。その上の属のレベルでは、300~400

図 1・5 - 瑞浪地域地質図





ぐらいある属の大部分が同じものです。属のレベルで絶滅したものは、ピカリア、ピカリエラ、ニポノマルシア、プロトロテラなど10あるかないかです。

それで当然、属のレベルで現在の貝と比較して、それらの生息環境を推定してよいかどうか、そういう疑問が出てくると思います。しかし実際には、同じ属の中でも現在の種に対応すると思われるものがあること、また、亜属というもう少し小さい分類単位がありまして、それによって比べることができること、その上で、1つの貝でなく、貝類群集としてとらえる。そういう方法で生息環境を推定しているわけです。その意味では、絶滅したピカリアによって昔の環境を云々するのは、本当はよくないんです。この場合には、ピカリアと一緒に出てくる二枚貝のオキシジミや巻き貝のウミニナの方が重要なんです。

編集 軟体動物の進化という点からみると、現在の貝と中新世の貝とはどんな関係に……

糸魚川 そういう視点でいえば、恐らくいま日本にいる貝のある部分は、中新世に生きていた貝類の子孫だろうと思いますが、ただどの貝が現在のどの貝につながっているかとなると、難しくよくわからない。非常に限られたものについてだけはわかっているんです。例えばキサゴ (*Suchium*)、これは昔、子供たちがオハジキに使っていた平らで小さい貝ですが、これは最初に瑞浪で中新世のものが出て、次に静岡県掛川の鮮新世のものが出る、そして現世のものへとつながってくるわけですが、その変化のプロセスがわかっています。そのほかミクリガイという巻き貝やキリガイダマシという塔型の貝、こういうわかりやすいものについてはわかっていますが、大部分のものは、形の変化が系統的にあらわれないので難しくよくわからないというのが実情です。

## サメ・エイ類

### 中新世のサメの化石

西本 ご存じのように高等魚類は、軟骨魚類と硬骨魚類の2網に大分類されますが、内部骨格がすべて軟らかい骨でできている軟骨魚類は、サメ・エイなどの板鰓類亜綱と深海性のギンザメ亜綱に分かれます。後者の方は、瑞浪の化石では皆無ですから、ここでは、軟骨魚類といってもサメ・エイなどの板鰓類だけの話になります。

だいたい中新世の魚類の化石は、鮮新世に比べると非常に少ないんですが、硬骨魚類の方ではたまに頭や顎の化石がとれることがあります。例えば瑞浪の山野内層からは、小笠原諸島より南の暖かい海にいるカマサワラ、また津山ではウシザワラ。これは体長が1m数10cmもあってメコン川を何100kmも遡上するという熱帯系の魚ですが、そういった魚の頭や顎の化石が出ています。ただこうした例は非常にまれであって、やはり中新世では硬骨魚類の化石となるとほとんどが耳石で、それも余り多いとはいえません。

軟骨魚類の場合にはこのような試料がもっと不足していて、瑞浪ではカサザメの顎(後藤, 1977)など皆無ではありませんが、こうしたケースはきわめて稀です。世界的にも、イタリアの古第三紀始新統のモンテ・ポルカの体化石群(Cappetta, 1975)が知られるぐらいです。ふつう私どもが、“サメの化石”といっているのは分離した歯のことで、これに少量の鱗・椎骨・背びれや尾の棘などを伴うわけで、サメ化石に関する報文も、これまでは一般に内外とも分離顎歯の記載が多いようです。これは、保存がよくて歯根が完全なら、だいたい属のレベルまではわかってしまうからです。

では、サメの場合、何故分離(脱離)した歯の化石がたくさんでるかということ、これはサメの歯がそなえている独特の機構によります。サメは口の中に6~20列ぐらいの歯をもっていますが、奥の方は置換歯です。つまり、1~2列目の歯で採食するのですが、その歯が割れたり欠けたりするとすぐに奥の方の歯が代わりに前面に出てきます。そういう歯の交換機能をそなえているので、サメはいつでも鋭い歯をもっているわけですが、それと同時にピリピリッと体をゆすって物を食べる際には、サメはよく歯を

落とします。ですから例えば海の哺乳類、クジラとかイルカの骨の化石が出てくるときには大抵サメの歯も一緒に出てきます。このように、サメが採食したあとには脱離した歯が残されることが多く、それがサメの化石ということになるわけです。ただサメの場合には、歯の形が近縁種で著しく違うということが余りないので、種のレベルで同定するとなるといろいろと難しい点がでてきます。

私たちが瑞浪でサメの化石を採集し始めたのは1968年頃からですが、このときには、若い人たち、主として高校生と一緒に採集しました。何しろ形が面白いものですから、一時はこの化石の採集が西日本ではブームになってしまい、本来の目的から離れて私蔵されるなど弊害も生じましたが、今は、庄原などを除いては各地とも採集熱は下火になっています。

こうした採集の場合、1つの露頭での歯の化石の産出数と個体数の関係をごく大ざっぱにみると、大体100個で10種、1,000個で20種、1万個で30種ぐらいの割合になるかと思います。瑞浪尼群のサメ・エイ類

瑞浪層群では、サメの化石は、ほとんどの浅海成層から貝類化石に伴って産出します。明世累層および生依累層の約30地点で集中的にサンプリングしましたところ、その半数の地点で組成が計数可能な量、何百~何千のオーダーで採集できました(糸魚川・西本, 1974)。ただこのときはまだ、シルト岩などの岩石資料を水槽中で溶解し、篩にかけて鱗片などの微細化石を採集するといった方法をとっておりませんで、主としてピックアップによる脱離した歯の採集でした。そうした事情もあって、化石産出量のとくに多いのは、宿洞相と名滝礫岩層の2層準の礫岩のものになっています。

表2・1が、瑞浪層群の各層準から産出したサメ・エイ類の化石表、図2・1にこれらの化石産出地を示します。この表にみられるように、板鰓類化石は28属47種が認められましたが、さきほど申しましたように、種の同定にはいろいろと問題が残っております。またこの表では、本誌の性格上、学名だけを記載してすましているわけにもいきませんので、化石種名は和名で記しました。これはたいへん便宜的な処置で正確性に欠け、将来の訂正を必要としますが、その点をお断わりして話をさきにすすめます。なお現在、熱帯~亜熱帯に広く分布する種は、表







中ではアカ色文字で記しました。

以下、サメ化石群集が大きく変わる層ごとに、群集の優勢種、その層固有の特徴種などをあげ、あわせてそれから推定される海況などについて簡単に述べます。

#### 明世累層

まず明世累層ですが、ここでは宿洞相を除き、下部・中部・上部の全体をとおして、メジロザメ<sup>(1)</sup> - ウシバナトビエイ - ホコサキ群集が優勢で、これらは、月吉層下部、戸狩層・久尻相・桜堂相の各最上部、山野内層下部、同上部、狭間層最下部、肥田相上部の7層6層準から産出しました。層準や海岸線からの距離の違いで多少の変化がみられますが、久尻相、山野内層上部（湾央部）および山野内下部でやや多産します。また山野内層上部では、湾口部になるとやや変化がみられ、メジロザメ<sup>(1)</sup> - ウシバナトビエイ - メジロザメ（エジャートニ） - ホコサキ群集が優勢となり、それにアオザメも多く、特徴種として、ウバザメ、オニトマキエイを伴います。

さきの表にもみられるように、これらのものには熱帯～亜熱帯に分布する種が多く、貝類化石

の示すそれよりも、より暖かい海況がうかがわれます。

#### 宿洞相

明世累層最上部の宿洞相になると産出数はぐんと多くなり、メジロザメ属では1万本～10万本の産出数（以下Aランクとする）をだした地点（荻ノ島）があります。他の地点でもメジロザメ属が多いのですが、この地層になると、温帯および熱帯の浅海に分布するワニザメ（シロワニ）が多くでてきます。ただし、北部と北東部では若干違ひまして、北部では、メジロザメ<sup>(1)</sup> - エイラクブカ群集が優勢で、そのほかイタチザメが多く、ワニザメを伴う地点があります。特徴種としては、インドネシアなどに分布するオオテンジクザメがでてきますが、この産出層準は造礁性サンゴが発達し、また有孔虫のミオジブシナを伴います。

一方、北東部では、メジロザメ<sup>(1)</sup> - ワニザメ群集が優勢となります。特徴種は、現在では沖縄以南にすむレモンザメで、これはマングローブ沼にすむ二枚貝のヒルギシジミと共産しました。サメの方からみても、この時期は熱帯的海況にあったことがわかります。

#### 生俵累層

瑞浪層群のなかで産出数が最も多く、出てくるサメの種類も最も豊かなのが名滝礫岩層で、とくに奥名地点の産出量と種類は他を圧倒しています。また戸狩288地点では、他にみられない特徴的な種類が出てきます。

それです、この2つの産出地点を除いた名滝礫岩層について述べますと、やはりメジロザメ属が圧倒的で、桜堂薬師西方の産出地点では産出数がAランクです。次いでワニザメ、アオザメ科の仲間、ホコサキなどがでてきますが、そのほか、カグラザメ<sup>(1)</sup>、カスザメ、アカエイ、ウシバナトビエイも出てきます。また「テングのツメ」として有名な“カルカロドン”・メガロドン この大きくて鋭い歯は如何にもテングのツメにふさわしく、江戸時代以前の人々は、何ともうまい名前をつけたと思いますが、これはホホジロザメとよばれるネズミザメ科のサメで、いわゆる「ジョーズ」の親類です。特徴種としては、南方系・外洋性のマオナガおよびイトマキエイが出ています。

名滝礫岩層の奥名地点は、産出数・産出種類とも抜群に多く、メジロザメ属とアカエイの産出数はAランク、次いでホコサキ、ワニザメ、アオザメ科の仲間が出てきます。そのほか、カグラザメ、ドチザメ科の仲間、メガロドン、ツノザメ、カスザメ、ウシバナトビエイなど、実にたくさんの種類が出てきます。特徴種でも、いずれも南方系・外洋性のさまざまな種類が出ております。

名滝礫岩層の戸狩288地点では、メジロザメ属がやはり多いのですが、ここでは次いで多いのが深海性のヨロイザメです。このサメはその同属のものが駿河湾の150～800mの深さでとれています。次いでワニザメ、ホコサキの順になりますが、特徴種としてラブカが出てきます。三またの歯をもった原始的なサメで、現在は深海性で、同属のものが駿河湾の60～300mの深さでとれています。先ほど 期の海は世界的な海水準の上昇を背景にしているというお話がありましたが、現在の深海性の魚の化石がこの時期に発見されるのも興味深いことです。なお、名滝礫岩層上位の生俵泥岩層からは、脱離化石は見つかっておりません。

中新世を境に繁栄に向かうメジロザメ科 大体以上が、瑞浪層群の板鰓類群集の概要ですが、ともかく全体を通してメジロザメ属が圧倒

図2-1 - 瑞浪層群産サメ・エイ類化石産地図





的に多いというのが大きな特徴です。北九州には古第三紀の芦屋層群が分布していますが、ここからは板鰐類の化石が出てくるのですが、そこではメジロザメ科のものは少なく、他の種類の方が主流です。この点は、ヨーロッパやアフリカなどでも同じ傾向のようです。ですから、現在、最大のグループをもつといわれるメジロザメ科は、どうも中新世の前・中期頃を境にして種が増え始め、さらに鮮新世から第四紀にかけて繁栄を続けているように思われます。

また、先ほどの糸魚川先生のお話にありましたように、瑞浪の海は比較的温暖な、そして一時的に寒流が卓越したり、あるいは急激に熱帯的な環境に移り変わっていった浅海域で、そこには実に豊富な貝類が生息していました。そのことは、当然、生態系の豊かさを予想させますが、それに伴い、サメ・エイの種類も非常に多彩になっているわけです。この点もまたそれ以前の古第三紀のものとは異なっています。

貝類と違って魚類の化石は、世界的な海流の動きや海の浅深を反映します。その点からいえば、瑞浪の板鰐類という限られた試料だけでも（その試料も脱離化石を中心とした不完全な試料ですが）、中新世あたりを境にして移り変わっていく世界的な海況の変化と、それに対応した板鰐類の生態的変化と進化の様相が垣間見られます。そうした問題を、硬骨魚類も含めて少しずつでも明らかにしたいというのが私の念願ですが、どうも容易なことではなく、今日は、この辺の話だけで終わらせていただきます。

## 植 物

伊奈 私 は、これまで瀬戸内東部の中新世の大型植物化石を調べてまいりました。ふつう大型植物化石は、地層中から連続してでることはありませんで、特に海成層からは、大型植物化石が密集してでてくることは殆んどなく、よほど丹念に採集しませんが標本が集まりません。しかし幸いなことに、瑞浪では中央道の工事のさいに、海成層から多くの植物化石（以後、大型という言葉省きます）が採集され、化石博物館に保存されています。また、岩村盆地や富草盆地でも、海成層から植物化石を採集することができましたので、瀬戸内東部は比較的連続的に植物化石が採集できた所だと思います。

産出する植物化石は、当然、各地層によってその構成種が違いますが、それ以外にも、湖沼に堆積した地層中から産出する植物化石と、海成の地層中から産出する植物化石とでは、やはり違いがあります。そのあたりにも留意しながら、瀬戸内東部の中新世の植物化石について簡単に触れてみたいと思います。

### 4つのタイプの植物群

瀬戸内東部では、植物化石は、可児、瑞浪、岩村、富草、設楽などの各盆地から採集されています。これらの盆地の植物を調べていきますと、次のような4つのタイプに、すなわち

タイプA：冷温帯落葉広葉樹を中心とする植物群

タイプB：落葉広葉樹を中心とするが、僅かに常緑広葉樹を含む植物群

タイプC：落葉広葉樹に常緑広葉樹が混じる植物群

タイプD：常緑広葉樹を中心とする植物群

という4つのタイプに大きく分けられることがわかりました。表3・1は、こうしたそれぞれのタイプの植物群が、瀬戸内東部のどのような地層と対応しているかを示したもので、以下、この表にもとづきながら、瀬戸内東部の古植物の変せんをみてみます。

### プレ 期の植物

可児盆地に蜂屋累層が堆積した時期は、さきほどの糸魚川先生のお話ではプレ 期とよばれておりましたので、ここでも使わせていただきます。蜂屋累層は火砕岩を主とする地層ですが、火山活動の合間に生じた湖沼に堆積したと思われる碎屑岩を含み、その中から植物化石が出て

います。

蜂屋累層の植物はタイプAに属し、ハンノキ、ハルニレ、ウリノキ、カエデをはじめとする落葉広葉樹や、落葉針葉樹のメタセコイアなどが多く産出します。また蜂屋累層からは、多数のアケボノビシやハスが見つかっています。このような水生植物が含まれることや、川の氾濫原に多く見られる植物を多産することから、蜂屋累層堆積時には、可児盆地には浅い湖沼が広がっていたのでしょう。そして、蜂屋累層が堆積したプレ 期の湖沼のまわりの気候は、現在の瀬戸内東部の気候より寒冷だったと思われる。なおこの時期は、日本列島はまだ大陸の一部だったと思われるから、夏冬の気温の差は現在の日本のそれより大きかったと考えられます。

### 期の植物

蜂屋累層の上に整合関係で堆積した中村累層や、中村累層とほぼ同時期に隣の瑞浪盆地で堆積した土岐夾炭累層は、湖沼に堆積した地層で、やはり植物化石を豊富に産出します。中村累層と土岐夾炭累層の植物は、プレ 期の植物とほとんど変わりなく、タイプAに属します。落葉広葉樹のドロノキ、ハンノキ、ブナ、ハルニレ、ウリノキ、カニデなどが多産するほか、メタセコイアも多く産出し、蜂屋累層の植物とほぼ同じと考えてよいでしょう。また水生植物も多く、アケボノビシ、ハス、スイレン、コウホネ、サンショウモなど多彩です。地層中には、立木のまま埋もれたケイ化木や、トクサが立ったまま化石になったものなども見つかり、浅い湖沼が広がっていたことがうかがわれます。プレ 期から 期までの長期間にわたって、湖沼のまわりの植物群はほとんど変化が見られないわけですから、気候は長い間安定していたものと思われる。

岩村盆地の阿木累層は、湖底に堆積した地層で、やはり植物化石が多産します。阿木累層の植物はタイプBに属し、メタセコイア、ハルニレ、カエデ、ウリノキなどを多産する点では、中村累層や土岐夾炭累層の植物群に似ていますが、落葉広葉樹でも台湾や中国に生えているフウヤ西アジアに生えているパロチアをはじめ暖帯に分布する種が含まれます。また、常緑広葉樹も数は少ないが産出します。このことは、海岸近くの湖では温暖な気候下で育つ植物が生えていたことを示すものでしょうが、ただ阿木累層が、瑞浪盆地の本郷累層と同時期のものという可能



性もあり、今後の課題として残されています。

期の植物

期に入ると、可児盆地では平牧累層が、瑞浪盆地では本郷累層など湖の地層が堆積します。糸魚川先生が示された層序表(表1・1)で見ていただくとわかるように、これらの地層は、期中村累層や土岐夾炭累層を不整合でおおっています。平牧累層や本郷累層の植物は、タイプBに属します。平牧累層からは、ドロノキ、サワグルミ、ハンノキ、ケヤキ、フウ、パロチアなどが多産するとともに、ナソルストガシ、ウラジロガシ、バリバリノキなどの常緑広葉樹も含まれます。平牧累層の中からはサンショウモやアオウキクサ、アケボノビシのような水生植物も産出します。つまり、平牧累層は湖沼に堆積した地層であるにもかかわらず、期の海岸近くに生えていたものと同様植物が生えていたわけで、このことは、気候の温暖化が進んだことを物語っています。平牧累層の植物とよく似た組成の植物は、富草層群の下部の温田累層や千代累層、由力累層からも産出します。これらの地層も、湖沼に堆積したものです。一方、この時期の海に堆積した地層には、瑞浪盆地では明世累層、岩村盆地では遠山累層、また富草盆地では大下条累層と新木田累層、粟野累層があります。これらの地層から産出する植

物は、タイプCに属し、アブラスギ、マツなどの常緑の針葉樹、アベマキ、クリ、ケヤキなどの落葉広葉樹、ホソバシラカシ、ナソルストガシなどの常緑広葉樹がいっしょに産出します。また、コンプトニアというヤマモモの仲間が産出するのもこれらの地層からです。したがって、内陸の可児盆地では夏冬の温度差が比較的大きく、落葉広葉樹を中心にした植物がおい茂っていた頃、瑞浪、岩村、富草などの沿岸部では常緑広葉樹や落葉広葉樹、常緑針葉樹が繁茂していたこととなります。

ただ例外的に、明世累層の上部の狭間層からは、落葉広葉樹を主とするタイプBの植物が見つかっています。一時期、常緑広葉樹が成育できない冬の寒さが襲ったことも考えられます。

期の植物

期の地層は瀬戸内東部では少なく、植物化石が見つかっているのは、瑞浪盆地の生依累層と、設楽盆地の設楽火山岩類のなかからだけです。生依累層の植物は、タイプDに属し、常緑広葉樹が多く、特に常緑カシ類が多く、ホソバシラカシ、イチイガシ、アカガシ、ウラジロガシ、シラカシ、アラカシが産出しています。またセイ、クスノキ、バリバリノキ、コンプトニア、ヤマモモなど暖帯林にみられる種が、いろいろとでてまいります。その一方で、ブナの穀斗が

含まれていて、山地にはブナ林があり、丈夫な穀斗だけが200mもの深さの海底にまで流れ込んできたと思われます。ですから、この時期の瑞浪地方は、夏は涼しく、冬は暖かい海洋性気候下にあったと考えられます。

一方、設楽盆地では、設楽火山岩類に挟まれる凝灰岩から植物化石が多数採集され、北設楽郡の東栄町に保存されています。設楽火山岩類に含まれる植物化石は、生依累層の植物化石とは全く異なっていて、シラカバ、イヌシデ、ハルニレなどの落葉広葉樹が多く、水生植物も産出します。したがってこれらの植物は、火山活動の合間に生じた湖沼に堆積した地層中に保存されたものと考えられます。設楽火山岩類の植物は、冷温帯の植物を含む点でタイプAにやや似ていますが、メタセコイアやブナ、ウリノキなどタイプAに一般的な種を含んでおりません。サッサフラスやコウヨウザンなどを含んでいます。そのほか、タイプAの植物よりは、現在の日本に分布する種によく似た種が多いようです。現在シラカバは、中部地方では900m以上の山地にしか生育していませんから、当時、設楽にできた湖は、標高900m以上のところにあったのではないかと考えられます。

表3・1 - 瀬戸内東部の層序と古植物

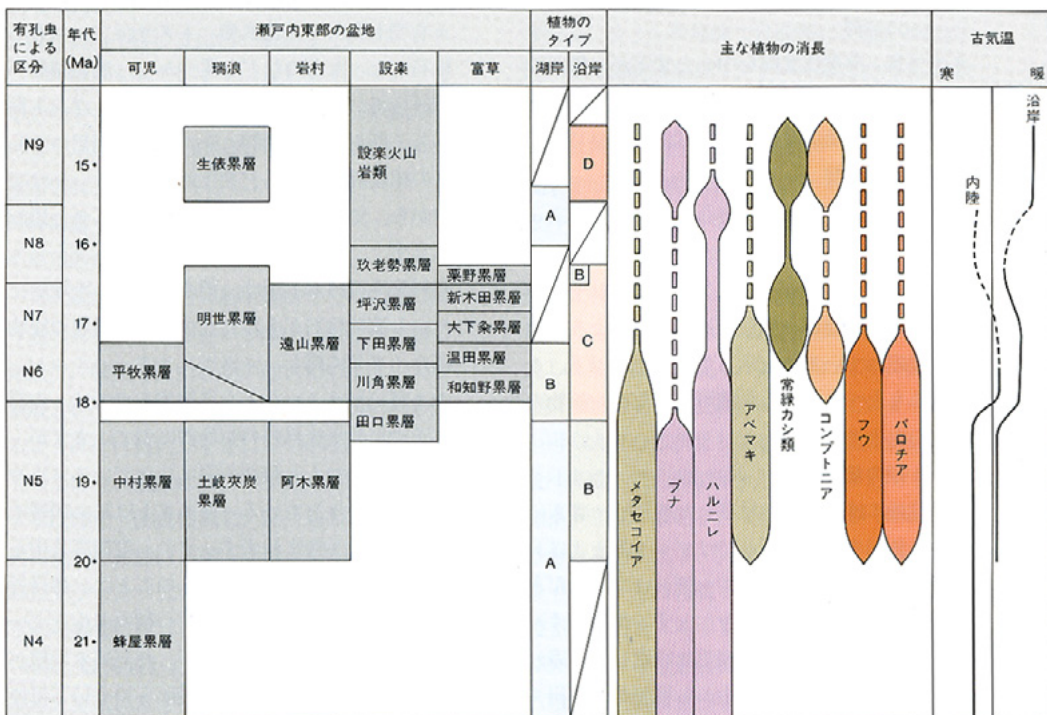
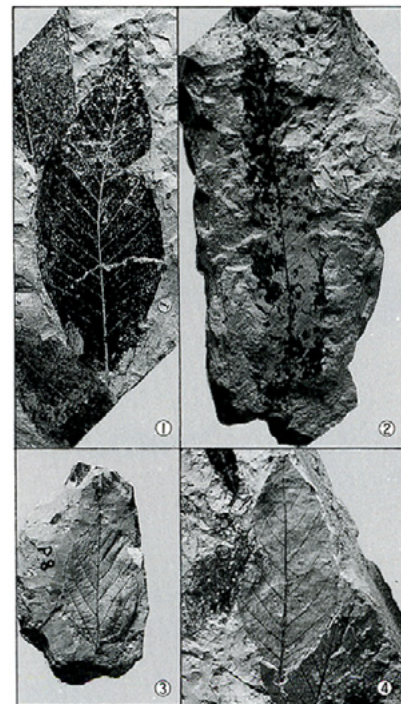


写真 / 瑞浪層群の大型植物化石



①ブナ ②アベマキ ③パロチア ④ハンノキ (各×5) (瑞浪市化石博物館蔵)



## 哺乳動物

### 中新世の哺乳動物化石の宝庫

亀井 さきほど糸魚川さんから、日本の中新世の古生物学研究の始まりは、瑞浪市山野内でのデスモチルスという哺乳動物の頭骨化石の発見がきっかけになったというお話がありました。この動物は、主として海にすんでいて、その子孫は現在は死に絶えてしまったものです。舌を噛みそうな、おかしな名前の由来は、化石として最初に見つかった歯（臼歯）が、ほかの動物の歯とは違ってたいへん奇妙な形をしていたことから名づけられました（扉写真参照）。デスモスはギリシャ語で「束ねる」、スチロスは「柱」で、鉛筆を集めて束ねたような格好の歯をもった動物という意味の学名なのです。面白いことに、このような奇妙な形をした歯の化石は、その当時、日本の瑞浪とアメリカのカリフォルニアのほかには発見されていなかったのですが、瑞浪で見つかったのは1898年（明治31年）でした。カリフォルニアでは、それより10年前の1888年に発見されていてデスモチルスと命名もされていたのですが、その当時は、論文が出てから10年たっても日本にはそのことが伝わっていませんでした。そのようなわけで、1902年に日本では、徳永重康、岩崎重三の両氏によって「新しい化石の哺乳動物の発見」として論文が発表されたわけです。瑞浪のものは、歯だけでなく立派な頭の骨もありましたから、デスモチルスの頭骨化石の第1号ということで世界の学者たちの注目を浴びるようになったのです。

1914年には、可見盆地でゾウの化石が発見されました。上顎の化石で、東北大学の松本彦七郎先生が研究され、アネクテンスゾウと名づけられました。それから数年後、同じ場所で、そのゾウの下顎の化石が見つかり、京都大学の横山次郎先生が研究されました。

その後、1950年（昭和25年）には、土岐市の隠居山で、デスモチルスの仲間であるパレオパラドキシアという動物。「パレオ」はギリシャ語で古い、「パラドキシア」はパラドックスということで、古いなぞの動物という名が学名としてつけられている。その動物の全身骨格が見つかりましたから、これも大発見ということで、またまた瑞浪の名が世界に広まったわけです。こうして1,500万年前頃という、非常に古い時

代に日本にいた哺乳動物の様子を知る貴重な手がかりが、この瑞浪でつかめることになったわけです。

そうした化石が、瑞浪層群のどういう地層から出てくるかということは、糸魚川さんのお話にありました。それを哺乳動物化石の立場でまとめてみますと、陸のものとしては、アネクテンスゾウという非常に古いゾウが代表的なものとされており、そのほか、カニサイという小型のサイ、これはアフリカのサバンナにいるクロサイなどとは違って、主として水辺で生活していたサイの仲間です。また、ニッポンバクといわれるバクの先祖や、ヒラマキウマという後肢が3本指の非常に小さなウマの先祖、ミノシカという小さなシカ、これは現在生きているものでいえば東南アジアのマメジカの仲間です。それからイノシシ、リス、テン、そういうさまざまなものも知られることになりました。

一方、海のものでは、前に述べたデスモチルス、パレオパラドキシアのほか、イルカの仲間のミノイルカ、クジラの仲間ではヒゲクジラ、ハクジラ、それからアシカの仲間、そういうものがみついています。このように瑞浪層群では、およそ1500万年前の中新世とよばれる地質時代の、陸と海の両方の代表的な哺乳動物化石が同時に見られることに大きな意義があるので

す。これらの動物化石を手がかりにして、同時代の古瀬戸内の動物を眺めてみますと、長野県の南の富草層群、知多半島の師崎層群、三重県の一志層群、ちょっと西へ飛んで岡山県の備北層群からも同じような哺乳動物化石が知られています。このように、古瀬戸内には、共通の陸と海の哺乳動物がすんでいたわけです。

ユーラシア大陸にみられる動物相の共通性  
次に、日本のまわりの広い地域についてみます。まず、朝鮮半島の北東の部分、咸鏡北道の吉州、明川では、瑞浪で見つかったアネクテンスゾウ、カニサイと同様な化石が発見されています。また、可見盆地から出てくるコイ科の魚と同じ仲間の化石も出ています。ですから、朝鮮半島の北部と古瀬戸内とは、その当時は共通の生物区であったことになり、さらに大陸の方にいきますと、中国の山東半島のつけ根のところに山旺という化石産地がありますが、ここの中新世の地層からは瑞浪層群のものと同様な化石が見つかります。当時の

山旺は、沼地あるいは入江のような環境にあって、そうしたところにいた多くの動物が化石としてよく残されていることで有名です。このように1500万年前頃には、東アジアの大陸と古瀬戸内の陸上哺乳動物は共通していたわけです。またヨーロッパでは、この時代の哺乳動物の化石の研究が非常によく進んでいて、哺乳動物化石による細かい時代区分がされていますが、いま述べた山旺、吉州、瑞浪などの東アジアの哺乳動物の化石は、ヨーロッパではオレニアンといわれている時代のものと内容的に一致しています。

したがって、中新世の1,500万年前頃の哺乳動物は、ヨーロッパと東アジアでは共通の要素が非常に多く、ユーラシア大陸として普遍的なものであったと理解できます。ただ、アジア大陸東端の古瀬戸内のも、例えばニッポンバク、アネクテンスゾウ、ヒラマキウマ、ミノシカ、そういうものを見てみますと、種のレベルでは独自の要素であるといえます。つまり、生物地理の立場からは全体としてはユーラシアとして共通の一つの生物区の中に含まれてはいたけれども、その中で古瀬戸内は、独特な要素を持った地域として確立していたということになるわけです。

### 中新世における哺乳動物の大変革

約6,500万年前頃から始まる第三紀という地質時代は、哺乳類の時代といわれ、哺乳類の進化が非常に活発に行われた時代です。この第三紀は、古い時代の古第三紀と新しい時代の新第三紀とに区分されますが、その中でも、中新世は新第三紀の前半にあたり、それ以前の古第三紀に比べて、哺乳動物の様相が大きく変わり、新しいグループが全世界的に出現してきた時代とされています。この時代に出現した新しい哺乳動物のグループが先祖型となって今日のものへとつながることになるわけですが、なかでも注目されるのは、この1,500万年前ぐらいにヒトの遠い先祖にあたるものが出現したということです。

現在、日本にいる哺乳動物はいずれも森林性で、草原性や砂漠性のは見当たりません。こうした森林性の日本の哺乳動物の起源を調べていきますと、この暖かい中新世の時代にまでさかのぼってしまいます。例えば日本特有のものとして、ネズミの仲間のヤマネというのがありますが、そのヤマネの起源をさかのぼってみます



図4・1 - 中国の古第三紀の気候帯

<中国古地理図集, 1983 より>

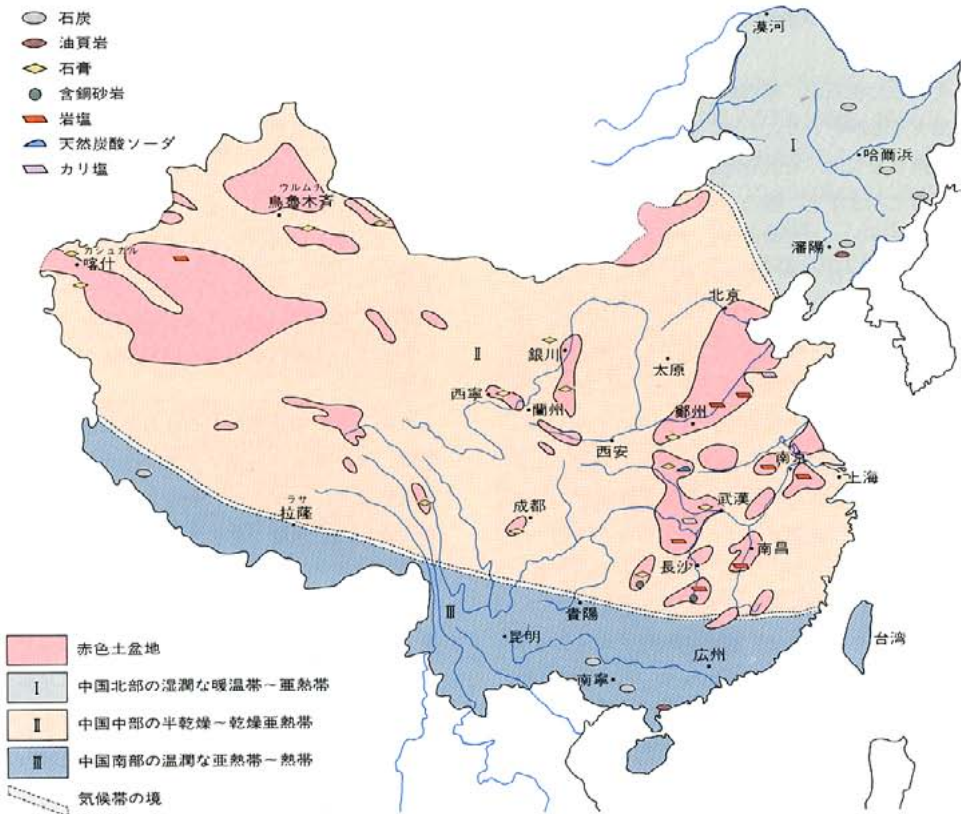
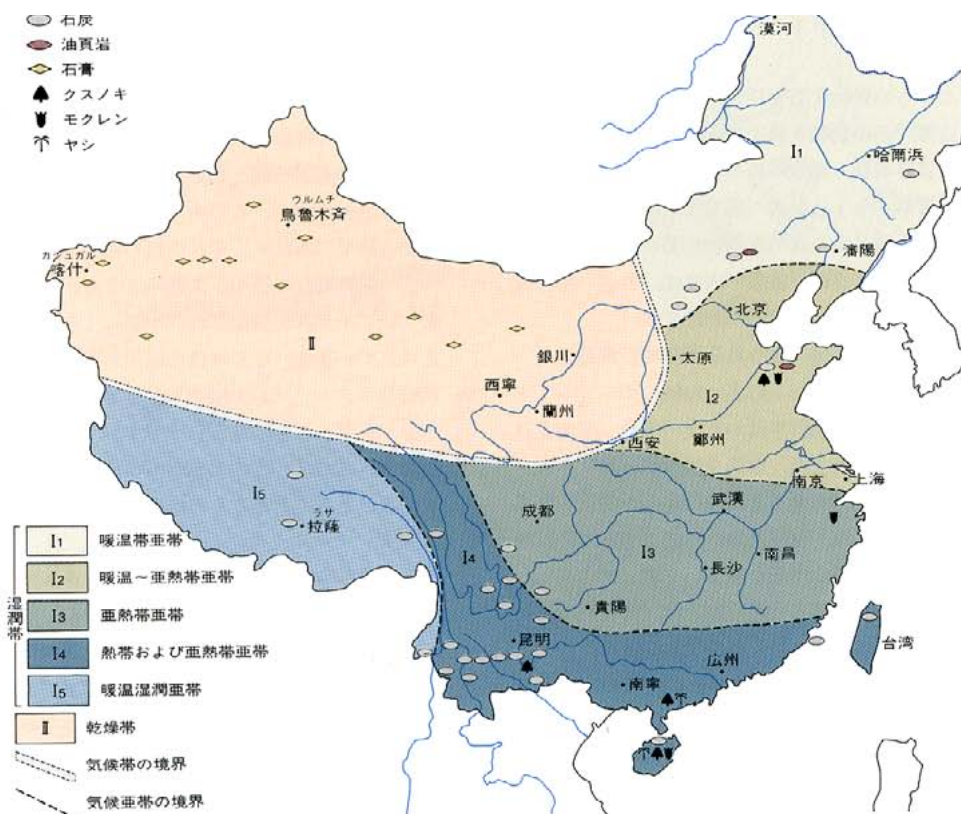


図4・2 - 中国の新第三紀の気候帯

<中国古地理図集, 1983 より>



と、実は中新世までさかのぼる。世界のほかのところでは絶滅したものの子孫が、日本では今日も引き続いて生き残っている。そのほかモグラの仲間にも、このような古い時代から現在まで引き続いてるものがあります。このように、日本特有の哺乳動物の起源は、中新世の世界までさかのぼらなければならないことがわかります。

先ほど糸魚川さんから、瑞浪層群の最後の暖かい時期の海進は、全世界的な大規模な海水準の上昇を背景にしているというお話がありました。海面が上昇してくると、大陸の方では地下水水位が上がり、これに対応して全体的に森林が発展するというのが考えられます。逆に、海面が下がると地下水水位が下がり、全体としては乾燥してくるといえます。

最近の中国では、化石植物、特に花粉分析の研究をもとにして、古気候を示した古地理図が作られています。図4・1は古第三紀、図4・2は新第三紀の頃の大陸の古気候を示しています。これらの図は、大陸の広大な地域を対象にしているので、時代区分も1,000万年ぐらいを単位としておりますが、哺乳動物の消長の背景を探るには、こうした広域的な図からもいろいろな情報が引き出せます。

この図にみるように、古第三紀には、大陸ではほぼ全域的に乾燥していて広大な草原～砂漠が広がっており、台北の北ぐらいの緯度のところが、そうした草原～砂漠と熱帯の森林との境になっています。恐らくこの時期には、これだけの広大な乾燥地帯が一様に広がっていたことからみても、地形も割合に単調で、動物の移動を妨げるような大きな山脈もまだ形成されていなかったように思われます。そうした事情からも、生物の様相がヨーロッパからアジアまで共通していたということも理解できます。

ところが中新世の時代になりますと、先ほど述べた地下水水位の上昇に伴って、乾燥地帯は内陸の奥深くまで後退してしまい、大陸の東部から南部の広大な地域には、森林で占められる地域が急激に拡大してきています。図4・2にみるように、暖温～亜熱帯帯( I<sub>2</sub> )、亜熱帯帯( I<sub>3</sub> )、熱帯～亜熱帯帯( I<sub>4</sub> )というような気候下のさまざまな森林帯が、大きく広がるようになりました。もちろんこれらの森林帯には、大小の河川が流れ、多くの湖沼があり、局地的には草原も分布していたはずですが。



こうして、この図例に示されるような多様で豊かな環境がつけられたことに対応して、それまでの、ほぼ共通の環境に対応していた古い時代の大陸の哺乳動物群のなかから、新しいさまざまなグループが急速に出現してきたわけです。ヒトの遠い先祖もまた、この時期に形成された熱帯～亜熱帯の森林の中で姿を現しました。また、暖温～亜熱帯亜帯の森林帯は、大陸から東へのびて古瀬戸内を包み、そのために、山旺から古瀬戸内まで同じような動物群が生息することになったわけです。また環境の多様化は、すでにこの頃から各地域での独自の要素の形成をもたらすことになったと思われまふ。日本特有の哺乳動物の起源が中新世の森林性のものにまでさかのぼるということも、こうした事情が背景になっているといえます。

そして次の時代、中新世の後半に入りますと、今度は世界的に海が退いていき、大陸では乾燥の時代が始まって、サバンナが拡大し森林は再び後退していきます。動物は草原性のものへと大きく移り変わり始めますが、この新しい事態のなかで、さまざまな動物の盛衰のドラマが展開されました。森林から離れて地上におりたったヒトの先祖は、二本足による独自の生活の場をきり開き、その子孫として今日の我々があるわけです。また日本のように、ずっと森林の状態がひきつづいていたところでは、今日も古いものの一部が生き残っているのです。

以上のように中新世という時代は、哺乳動物の時代といわれる第三紀の中でも、現在の動物の先祖型にあたる新しいタイプが出現し、より古いタイプの動物群が消えていった1つの大きな変革の時代であったということが出来ます。

従来から、古瀬戸内にいたゾウ、ウマ、シカなどが、どこからやってきたかという問題がありました。例えばヒラマキウマは北米大陸に先祖があつて、そこから渡ってきた。アネクテンスゾウはヨーロッパにいたアングステンスゾウの仲間がやってきたものではないかなど、いろいろと議論されていたわけです。しかし、古瀬戸内にヒラマキウマやアネクテンスゾウがくる前に、既にユーラシア大陸全体にわたってアメリカ由来のものやヨーロッパで発生したものが広く混じりあつて、既にユーラシア大陸としての共通の哺乳動物の世界ができていたといえます。図4・3にも示されているように、ベーリング海峡のところは陸でつながっており、ヒマラヤ山

脈や中国の南部と北部を分ける山地もまだ低かったので、北アメリカのウマ類は中国やインドにまで広がり、インドで発生したクマ類は北アメリカに広がっていく。今日では東南アジアの一部に限定されているパンダの先祖たちは西のイングランドにまで分布していた。そういう世界が、中新世の初めには展開されていたわけです。

それが、森林が大陸に大きく広がることによって、広大な生物区が小さく分断され、各地域ごとに動物が進化してくる。古瀬戸内の哺乳動物群も、そういう流れの中でとらえられます。従来のように、1つ1つの種類がどこからきたのかという道筋で考えるのではなくて、まず全体のものであり、環境が分断されると、地域ごとに違ったグループがあらわれ、古いタイプは消滅し、新しいグループはその数を増やしていく。中新世という大きな変革の時代では、そういう形で生物の進化を考えることができるように思っています。

編集 中新世になって増えてくる哺乳動物の種類は、全体としてどれくらいになるんですか。

亀井 種数についてはわかりませんが、分類単位の科(family)という大きなまとまりでは、中新世になって科の数が急に増え、27%の新しい哺乳動物の科があらわれています。それ以降はそんなに増えない。ですから、古第三紀という時代と中新世の間には非常に大きなギャップがあるわけです。

ムカシクジラと中新世以降のクジラ

編集 この時代の陸上の哺乳動物は、いまのものに比べて小さかったということですが、海にいたクジラも、やはり小さいんですか。

亀井 いや、中新世のクジラは現在とほとんど同じくらいの大きさのものがあつます。古第三紀のクジラは今のものと違いますが、中新世になると、今と同じクジラが見られるようになっています。中新世より古い時代のクジラは、ムカシクジラと呼ばれて別なグループとされていますが、これらには足が残っており、また非常に複雑な形の歯をもっていました。瑞浪層群からは、ハクジラとヒゲクジラの両方が出てきますが、これらはもう現在のクジラとはそう変わりません。ハクジラは、現在のイルカもその仲間ですが、歯は単純な円錐形の歯が並んでいます。ヒゲクジラは、ナガスクジラのように、歯が退化して鯨ヒゲで餌を食べるものです。いず

れも後ろ足は退化して、前足はヒレに変わっています。

これだけの違いがありますから、ムカシクジラが中新世のクジラとどうつながっているかということは、大きな研究テーマになっているんです。古第三紀と中新世の境目は、陸のものだけでなく海の哺乳動物でも、大きな変わり目にあたっているわけです。

編集 今のクジラにも足の退化した跡があるんですか。

亀井 痕跡はあります。クジラの胎児には、立派な後ろ足がみられます。

編集 クジラのご先祖はどんな動物ですか。

亀井 クジラのご先祖はまだ何かよくわかりませんが、クマの仲間だろうという説があります。

編集 えっ、クマですか?(笑)

亀井 クマといっても、クマと共通の先祖。クマの先祖から分かれた1グループの陸上のもの中から、一方においてクマがあらわれ、他方において海へ入ったものの中から、クジラへつながるものがいた。そういうわけになっています。

デスマスチルスとパレオパラドキシア

編集 デスマスチルスは、どの程度の深さの海にいたのですか。

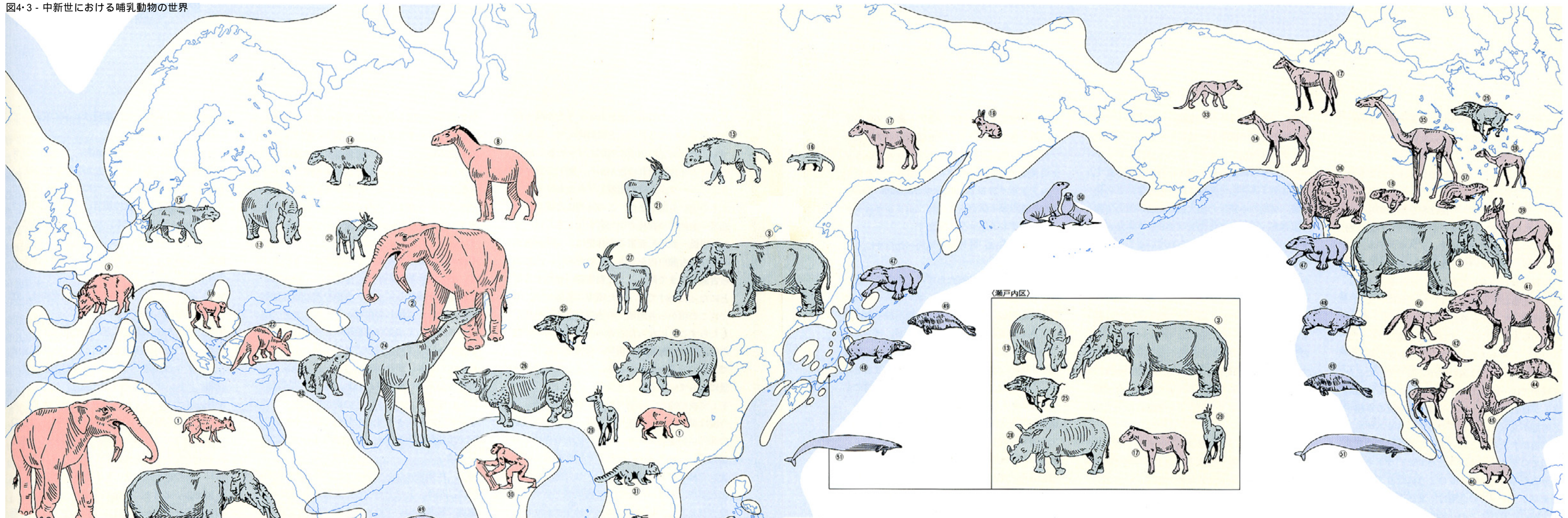
亀井 デスマスチルスの正体はまだよくわかりません。デスマスチルスやその仲間のパレオパラドキシアの全身骨格は、日本ではかなり見つかってきており、復元されてもいます。ただ、研究者によって復元の仕方が違い、いろいろなポーズのものがあつます。しかし、どの格好のものでも、そんなに遠くへ泳ぐというようなものではなくて、沿岸近くの浅い海での生活が推定されています。

日本では同じくらいの時代に、海牛(ジュゴン)の仲間の化石がたくさん見つかっています。それで、恐らくそういうものと食べ物と同じで、競合しながら生活をしていたのが、やがて海牛に生活圏を奪われて、デスマスチルスの方が滅ぼされたという考え方もあるのです。

デスマスチルスは、どちらかというとかバに似ているといいますが、ずんぐりした格好をしており、パレオパラドキシアの方は、もうちょっとすんわりしていたというようにも考えられています。頭の格好などはかなり似ていますが、ただ歯の形は決定的に違います。デスマスチルスの方は、鉛筆を集めて束ねたような歯で、その高さはわりと高い。それに対し、パレオバ

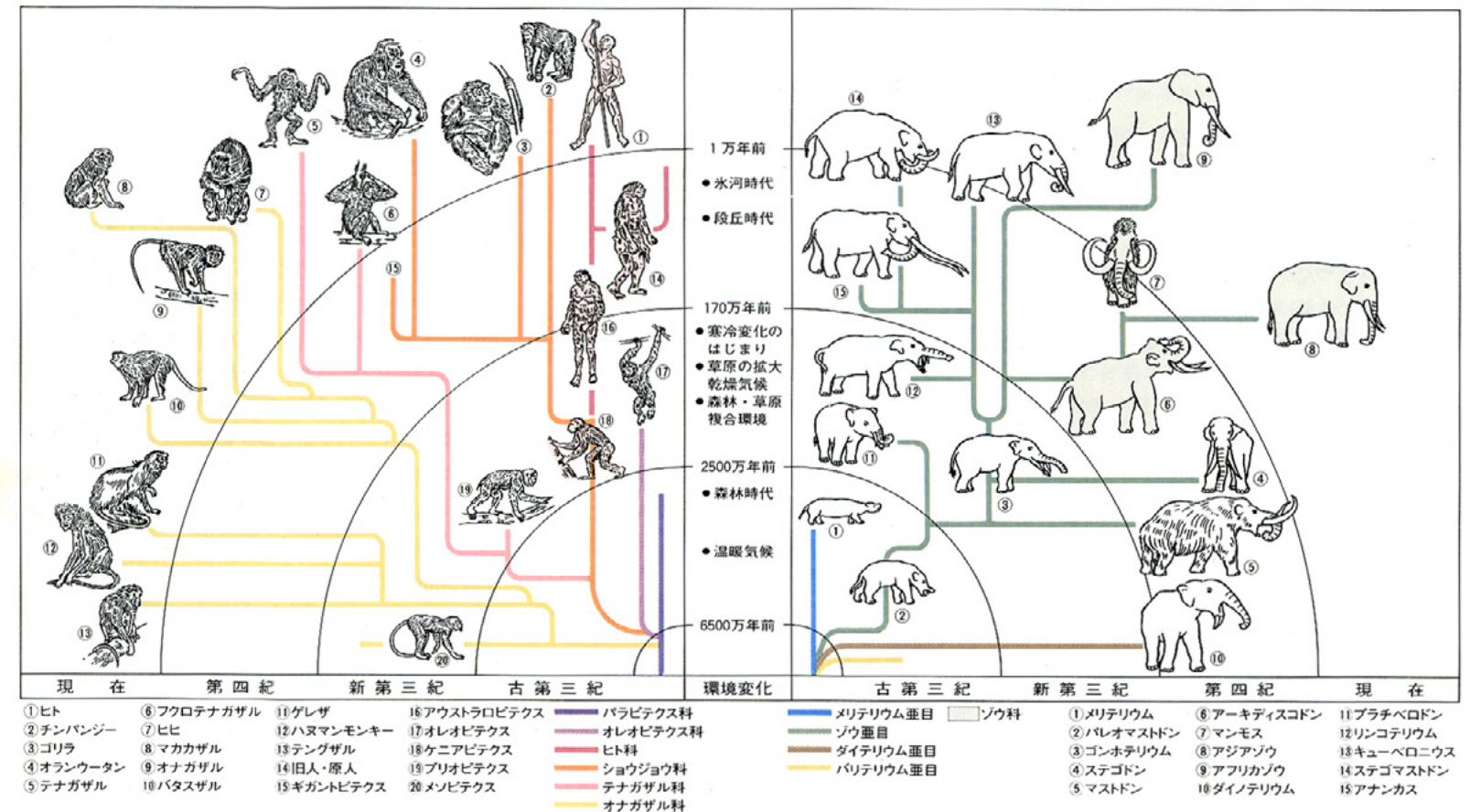


図4-3 - 中新世における哺乳動物の世界



- 陸生哺乳動物**  
(アフリカ)
- ① ドルカテリウム (偶蹄目, マメジカ)
  - ② ディノテリウム (長鼻目)
  - ③ コンホテリウム (長鼻目)
  - ④ ミオレクテロプス (管歯目, ツチブタ)
  - ⑤ アセラテリウム (奇蹄目, サイ)
  - ⑥ パレオメリクス (偶蹄目, シカ)
  - ⑦ ケニアピテクス (霊長目, ショウジョウ科)
  - ⑧ カリコテリウム (奇蹄目)
  - ⑨ ヒオテリウム (偶蹄目, イノシシ)
  - ⑩ マカイロダス (食肉目, 剣歯虎)
  - ⑪ タビルス (奇蹄目, バク)
  - ⑫ インドアークトス (食肉目, グマ)
  - ⑬ カリコテリウム (奇蹄目)
  - ⑭ ヘルクロクダ (食肉目, ハイエナ)
  - ⑮ ツングリクティス (食肉目, ジャコウネコ)
  - ⑯ アンキテリウム (奇蹄目, ウマ)
  - ⑰ ヒボラプス (ウサギ目)
  - ⑱ メンピテクス (霊長目, サル)
  - ⑲ ディクロセロス (奇蹄目, ムンチャク)
  - ⑳ ディノテリウム (長鼻目)
  - ㉑ ガセラ (偶蹄目, カセル亜科)
  - ㉒ オリクトロバ (管歯目, ツチブタ)
  - ㉓ ヘルニウム (食肉目, イタチ)
  - ㉔ ヘラドテリウム (偶蹄目, シラブ)
  - ㉕ スス (偶蹄目, イノシシ)
  - ㉖ カインタテリウム (奇蹄目, サイ)
  - ㉗ パレオリクス (偶蹄目, ヒポトラクス)
- 海生哺乳動物**
- ㉘ デスマスチルス (東柱目)
  - ㉙ パレオパロキシア (東柱目)
  - ㉚ ドゥンシレン (海牛目)
  - ㉛ アロデスマ (食肉目, アシカ)
  - ㉜ ヒゲクジラ (鯨目)
- ③ コンホテリウム (長鼻目)**
- ㉝ キロテリウム (奇蹄目, サイ)
  - ㉞ アンヒトラグリス (偶蹄目, パレオメリクス)
  - ㉟ ドルカテリウム (偶蹄目, マメジカ)
  - ㊱ ラマピテクス (霊長目, ヒト科)
  - ㊲ シバナサス (食肉目, アライグマ)
  - ㊳ シバカンシオン (管歯目, ヤマアラシ)
  - (北アメリカ)
  - ㊴ アンフィキオン (食肉目, イヌ科)
  - ㊵ アンキテリウム (奇蹄目, ウマ)
  - ㊶ プラストメリクス (偶蹄目, オドコリウス=シカの先祖)
  - ㊷ スス (偶蹄目, イノシシ)
  - ㊸ アルティカメルス (偶蹄目, ラクダ)
  - ㊹ テレオセルス (奇蹄目, サイ)
  - ㊺ ヒボラプス (ウサギ目)
  - ㊻ シテルス (管歯目, ハタリス)
  - ㊼ ステノミルス (偶蹄目, ラクダ)
  - ㊽ コンホテリウム (長鼻目)
  - ㊾ シンディオセラ (偶蹄目, マメジカ)
  - ㊿ トムアークトス (食肉目, イヌ科)
  - ① ディノヒウス (偶蹄目, エンテロドン)
  - ② ニムラプス (食肉目, ネコ科)
  - ③ メリコダス (偶蹄目, エダツノカモシカ)
  - ④ エピカウルス (管歯目, ミラガウリ科)
  - ⑤ モロプス (奇蹄目, カリコテリウム)
  - ⑥ メリコケルス (偶蹄目, メリコイドドント科)
- (瀬戸内区)**
- ⑦ タビルス (奇蹄目, バク)
  - ⑧ ヘルニウム (食肉目, イタチ)
  - ⑨ キロテリウム (奇蹄目, サイ)
  - ⑩ コンホテリウム (長鼻目)
  - ⑪ アンヒトラグリス (偶蹄目, パレオメリクス)
  - ⑫ アンキテリウム (奇蹄目, ウマ)

図4-4 - 霊長類と長鼻類の進化の比較概念図





ラドキシアの方は、形は似ていますが、束ねた形ではなくて、こぶが集まった格好でわりと小さい。

編集 そうすると、それらの食性はどのように違うんですか。

亀井 デスモスチルスの歯は物をかみ切ったりするのに便利で、パレオパラドキシアの方は物をおしつぶす傾向の歯です。デスモスチルスの方は水草、パレオパラドキシアの方はやわらかい海藻をおしつぶして食べる、そういうように考えることもできます。いずれにしても、食性は違っていたと考えられています。

それからもう一つは、すむ環境も違っていたようです。デスモスチルスは少し寒い北の海、パレオパラドキシアは南の暖かい海です。たまたま瑞浪では一緒に出てきますが、これも糸魚川さんが言われたように、一時的に寒流の卓越する時期があって、それによってデスモスチルスは瑞浪にきたのだと思います。この時期の日本周辺でのデスモスチルスとパレオパラドキシアの分布をみると、図4・5のようになります。パレオパラドキシアの北限は、北海道の渡島半島ですが、これは、この一時期には日本海側の沿岸にマングローブ林が生育するような非常に暖かい時期がありますから、パレオパラドキシアはその暖かい海流によって北の方までいったものと思われる。

一方、デスモスチルスの方は南限が瑞浪と島根です。北の方は、この図では北海道の宗谷で切れていますが、実際にはここから北回りで樺太からカムチャッカを経て北米海岸まで、太平洋の北にずっとつながって分布しているんです。そして、この時期以降になると、デスモスチルスもパレオパラドキシアも忽然と姿を消してしまします。

ラマピテクス

編集 1,500万年前のヒトの遠い先祖は、何という名前ですか。

亀井 ラマピテクスといっています。「ラマ」はヒンズー教の神さまの名、「ピテクス」はギリシャ語でサルのことですから、ラマ神のサルということになります。中新世の類人猿はドリオピテクスといわれますが、これは南フランスの中新世中期（約1,400万年前）の地層から、たくさんのカシの葉の化石と一緒に発見されました。それで、ギリシャ神話のカシの木の妖精「ドリアッズ」をとって、そう呼ばれるわけ

ですが、一方、ヒマラヤの南側、インドのシワリク丘陵の北部の同時期の地層からも、このドリオピテクスが出てきます。ところが、シワリクからは、さらによりヒト的な化石が発見されて、ラマピテクスとして区別されたのです。この発見後、各地の中新世の類人猿の化石が改めて調べ直され、東アフリカのケニアピテクスなどもラマピテクスと同じと考えられていましたが、今では別にされています。こうしてラマピテクスの仲間、ドリオピテクスという霊長類ショウジョウ科から外されて、生物の分類ではヒト科の方に入れられ、同時にヒト科の仲間では最も古いタイプということになったわけです。このラマピテクスは、いろいろと復元されていますが、どの復元図を見ましても、骨盤の形は二足歩行的のものとして描かれており、また顎の形も、ゴリラなどより人間に近い格好になっています。

15年程前、このラマピテクスの出たシワリク丘陵北部の発掘調査が日本とインドの合同で行われました。そのとき、古生物の担当ということで私も参加したのですが、約1,300万年前頃のその地層からは、ワニ、カメ、大型のニシキヘビなどの化石がたくさん出てきます。哺乳類では、イノシシ類、古型のシカ類が多く、次いで、古型のウシ、サイ、ジラフ、ゾウが見られます。動物群の組み合わせからは、沼沢地の河辺林地帯で、森林が卓越するが周辺はややひらけているという、森林とサバンナの複合環境が推定できます。このようなことから、森林の一部がサバンナ化することによって、森の中にすんでいたドリオピテクスのなかで分化がおこり、よりヒト的なラマピテクスがあらわれてきたと考えられたわけです。

ほかの地域でも、森林型とサバンナ型の複合した動物群と一緒にラマピテクスやドリオピテクスが発見されていますが、その一番古いのはトルコのイスタンブールの南のパサラルのもの、1,500~1,600万年前頃とされています。地域的には、中近東を中心にヨーロッパ、東アフリカ、西アジア、アジアではパキスタン、インド、中国の雲南省にまでラマピテクスは分布しています。

アネクテンス象の仲間とその子孫たち

編集 シワリクで見つかったゾウは、瑞浪のゾウと同じ仲間ですか。

亀井 シワリクでも南フランスでも、ラマピテ

クスやドリオピテクスの化石と一緒にゾウの化石が出てきますが、このゾウは瑞浪のアネクテンスゾウと同じ仲間、ゴンホテリウムというゾウの仲間です。瑞浪のゾウの学名はゴンホテリウム・アネクテンス (*Gomphotherium annectens*)、南フランスのものはゴンホテリウム・アングスチデンスとされています。

編集 それらは、今のゾウに比べたらやはり小さい？

亀井 今のゾウに比べたらずっと小さく、また身体の格好も違っています。ゴンホテリウムは、胴長で足が短い。今のゾウは、顎が短く頭は高く丸く、長い鼻を持っていますが、ゴンホテリウムは、顎が細長く頭は低く細長く、鼻は短い。今のゾウは、上顎にしか歯がありませんが、この方は、短い歯が上顎と下顎の両方にあります。

編集 そうすると、今のゾウとは食べ物や食べ方も違いますね。

亀井 ゴンホテリウムの臼歯は小さくて、顎に数個ならんで生えており、森の中にあるやわらかい木の葉や果実をおしつぶして食べるのに適していて、このゾウが森林性であったことを示しています。そして、ヒトの遠い先祖であるラマピテクスもまた、このような森林の生活者であったわけです。

だいたいゾウの仲間、動物分類でいう長鼻類は、中新世以降、鮮新世から更新世中期にかけてさまざまに分化し、大繁栄したものです。日本でも、さまざまな種類のゾウが入れかわり立ちかわり現われ、今から2万年前頃まではたくさんのゾウがすんでいたのですが、これらのほとんどは、このゴンホテリウムの仲間を先祖として進化してきたものです（図4・4）。

日本では、ゴンホテリウムの次の時代にはステゴドンというゾウがあらわれますが、このゾウは、顎が短くなって頭の高さも高くなり、大きな臼歯をもつ、大きなからだのものへと変わってきております（ステゴドンの名は、屋根型＝ステゴス、歯＝デンスに由来する）。ゾウの進化段階は、臼歯の形態によくあらわれるのですが、ステゴドンは、新しいタイプの大きな臼歯の発展によって食物の幅を大きく広げ、やわらかい葉や果実だけでなく、硬い草や木の枝もおしつぶし、すりつぶして食べる能力を身につけることができたわけです。その結果、大陸に訪れた乾燥化と草原の拡大化に対して、より有利



な生態的地位を獲得し、さまざまな環境条件に対応して、その仲間を急速に増やすこととなります。このようなステゴドン<sup>1</sup>の時代にあらわれたのが、前人<sup>2</sup>とか猿人<sup>3</sup>とよばれる東アフリカのアウストラロピテクス<sup>4</sup>です。人類の進化は、石器の作製と使用によって進行し、このアウストラロピテクスの仲間からジャワ原人や北京原人<sup>5</sup>のような原人、さらに旧人<sup>6</sup>、新人<sup>7</sup>を経て私たち現代人<sup>8</sup>につながりました(図4・4)。

一方、ゾウの方をみますと、現生のアジア象、アフリカ象、絶滅したナウマン象やマンモス象などは、広義のエレファス(ゾウ科)のグループに入りますが、それらの臼歯はいずれも、ステゴドンのそれよりも、さらに強力であり発達した形になっています。板状の咬板は何枚か重なり合い、その大きな咬合面(かみ合わせ面)は、周囲はエナメル質の板でとりまかれ、その外側のすき間にはセメント質がぎっしりとつまっているという構造で、硬い草や木の枝をすりつぶす<sup>9</sup>ひき臼<sup>10</sup>の機構はさらに完全なものとなり、草食動物ではこれに追従できる臼歯をもつものはありません。エレファスにおいて、臼歯の発達<sup>11</sup>は頂点に達したのです。

こうして、日々の食物の大量採取が可能となったゾウのからだは、次第に巨大化して力も強くなり、一方では、上くちびるから変化した筋肉質の鼻も長くなり、鋭敏な神経を集中させた「第三の手」としての働きを発達させます。こうしてゾウは、陸上の王者として大繁栄の時代を築くことになるわけです(図4・4)。ゴンホテリウムからエレファスにいたるこのようなゾウの系統進化は、もちろん地球全体のできごとに対応して起こる長大なスケールの進化です。ヒトの進化も、それと無関係ではありません。こうした大きな進化のなかで、地域ごとの進化は互いに関連し、作用し合いながら進んだわけです。瑞浪のアネクテンス象が注目されるのも、実はこうした大きな流れの原点を示すものとして位置づけられているからです。

編集 大変残念ですが、時間がなくなりましたのでこの辺で終わりたいと思います。本日は長い間、どうもありがとうございました。

図4・5 - 中新世中期初頭(16Ma~15Ma)の古地理図

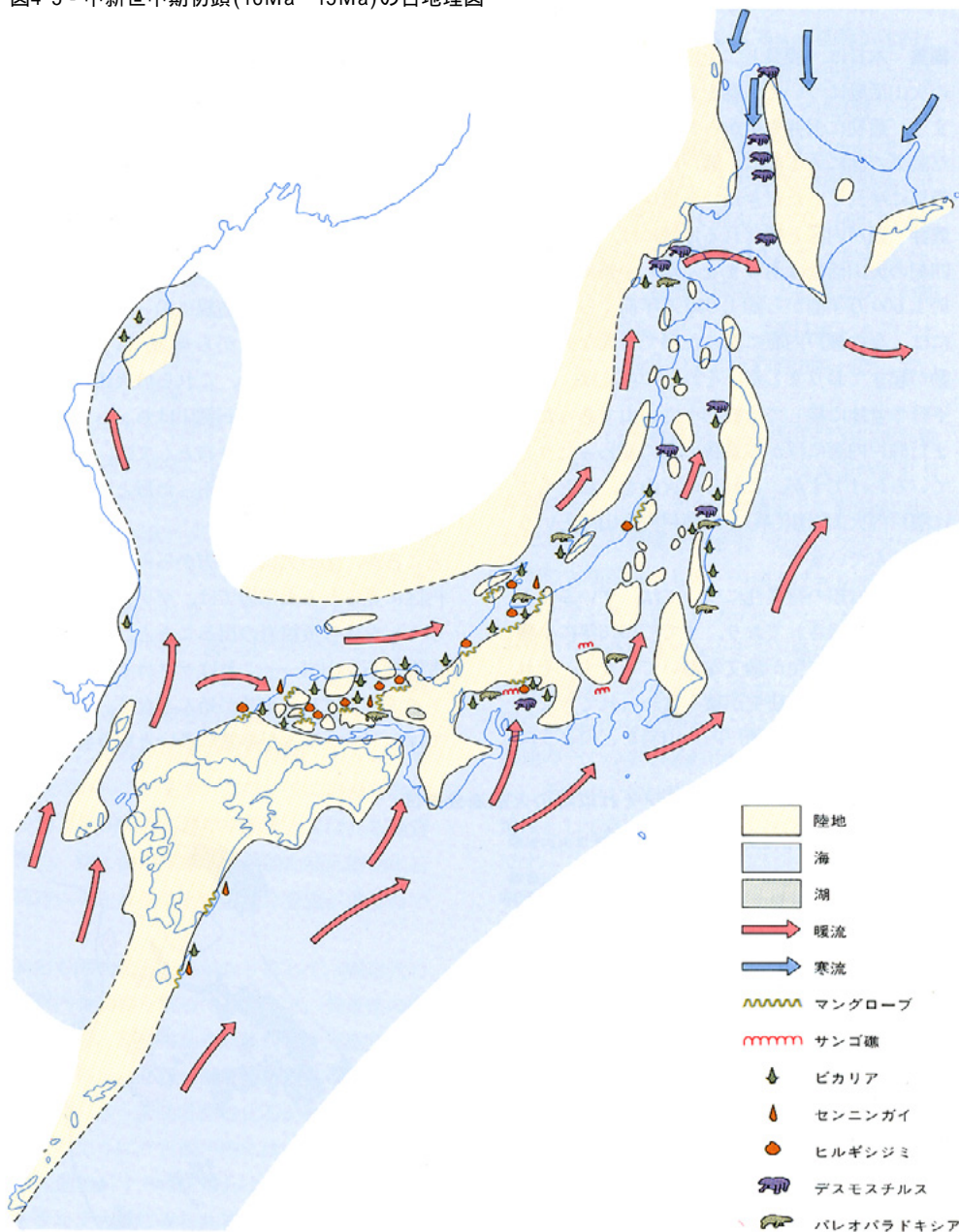
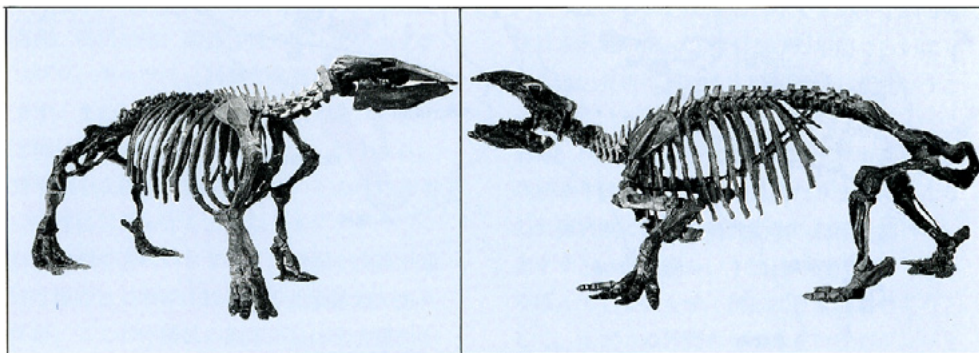


写真 / デスモスチルスとパレオパラドキシア

<瑞浪市化石博物館>



パレオパラドキシア(土岐市泉町久尻 隠居山)

デスモスチルス(サハリン(樺太)気屯)



# 瀬戸内火山岩類

沢井 誠 = 愛知県立犬山高校教諭  
佐藤隆春 = 大阪府立長野高校教諭

## 設楽と二上山を中心に

### 瀬戸内火山区

**編集** 本日は、**設楽と二上山**を中心に瀬戸内区の火山活動についてお話をお伺いしたいと思います。最初に沢井先生からお願いします。ただ設楽の話に入る前に、瀬戸内火山岩について簡単に触れていただきたいと思います。

**沢井** 瀬戸内区と呼ばれる地域には、現在、第四紀の火山活動はありませんが、中新世中期の約1,600万年前から約1,000万年前ぐらいの間には、今の瀬戸内海に沿った形で特異な火山活動が起きておりました。それらの多くは、現在、平野や盆地に接して比較的小さい山であったり、また瀬戸内海に浮かぶ景勝の島に変わったりしているわけですが、これらの火山を、私どもでは瀬戸内火山岩類(系)とか瀬戸内火山区という名で呼んでいます。

この火山岩類の特異性については、ずいぶん古くから指摘されており、すでに1916年に小藤文次郎という先生が論文を書いています。それ以来、いろいろと研究が積み重ねられてきているんですが、では、瀬戸内火山岩をどのように

定義するかとなると、これにはさまざまな意見がありまして、現在はまだ一定したものがありません。

瀬戸内火山区(火山岩系)というのは、普通、①地理的な分布範囲、②火山岩の種類、③火山活動の時代という3つの立場からとらえられます。まず①の分布ですが、これは図1・1にみるように、東から設楽、室生、奈良、二上山、小豆島、香川、石鎚山、松山周辺、山口大島というように、ほぼ中央構造線に沿ってその北側に、一部はその上に乗りながら幅狭く、約100km間隔でまとまりながら、これらの火山岩類が出てきます。このうち、石鎚山はちょっと問題がありますが、地理的な分布としては、中央構造線の北側で、瀬戸内海に沿った形というのが普通の定義なんです。

ところが、②の火山岩の方からみますと、瀬戸内区に見られる火山岩では、ザクロ石(ガーネット)を含む流紋岩の出ることと、もう1つは、古鋼輝石安山岩——これはサヌカイトやサヌキトイドとよばれ、斑晶が殆んどなく、化学成分ではマグネシウムが非常に多いという特殊な安

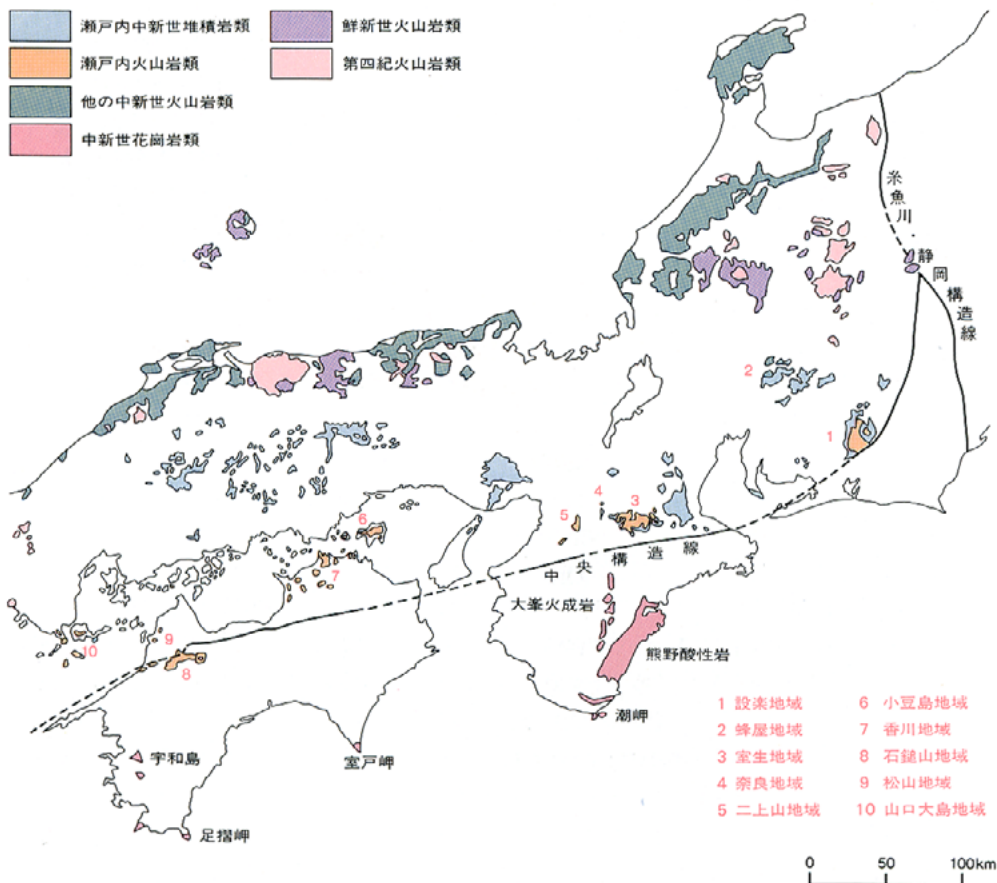
山岩ですが、こうした火山岩が出るのが瀬戸内火山区の特徴なわけです。この安山岩が出てくる時期は、瀬戸内火山区では主として14Ma~10Ma(1,400万年前~1,000万年前)ですが、ところがこの同じ時期に、東の方では千葉県の銚子に、西の方では大分県東南部の中央構造線の少し北側にある代三五山に、この特殊な火山岩が出てくるのです。ですから、瀬戸内火山岩類をそこまで広げて考える人もいるわけです。そうなりますと、その分布は東西1,000kmに及ぶわけで、もちろん瀬戸内区からはぐんとはみ出してしまいます。

さらにまだ問題がありまして、瀬戸内火山区で流紋岩が活動するのは主として16Ma~14Maですが、この同じ時期に西南日本では、中央構造線の南側(西南日本外帯)で花崗岩類の活動があるんです。その地域はさきの図にも示されていて、東から熊野酸性岩、大峯火成岩、潮岬、室戸岬の先端、足摺岬の先端、宇和島、こういったところでは、この時期に花崗岩類が貫入しています。花崗岩は地下でマグマが冷却・固結した深成岩で、珪酸分の多い酸性岩という点では流紋岩と一緒にです。ですから、酸性岩の活動としてとらえると、この時期には西南日本では、内帯・外帯の広汎な地域で同時に起こっているわけです。

そうしますと、さきの図にあった石鎚山というものにも花崗岩が貫入するのですが、これは中央構造線にまたがって、瀬戸内区と外帯との境目のところにあります。そしてこの時期の瀬戸内区にはもちろん花崗岩の活動はありませんから、石鎚山は外帯の方に入ってしまう、瀬戸内火山区からは外されてしまうわけです。

ところが松本徂夫先生などは、石鎚山には特徴的な瀬戸内火山岩類が出てきますから、本誌の22号で紹介されているように、これを瀬戸内火山区に入れておられます。しかもそれだけでなく、松本先生は、その延長にあって石鎚山と同じタイプの九州の祖母山、さらには宮崎県の尾鈴山までも瀬戸内火山岩として扱っております。このように瀬戸内火山岩類というのは、区分の仕方によっていろいろに分かれてきます。現在は、そういう状況にありますので、ここではその問題に深入りせず最も一般的な、さきの図に示した範囲のものに限定して話をさきにすすめたいと思います。

図1・1 瀬戸内火山岩類およびそれ以降の火成岩分布図





## 設楽地域の火山活動

設楽地域の火山活動については、1976年に愛知教育大学の学生と卒業生とが中心になって設楽団体研究グループ(代表者：沢井)がつくられて以来、すでに12年以上に及ぶ野外調査が続けられております。この調査は現在もなお続行中ですが、本日の話はすべて、こうした長年にわたる私たちの研究成果がもとになっています。

### 設楽層群

設楽地域は、瀬戸内区の内なかでは最も早くから海が入り始めた地域で、瑞浪や富草とは違って1,000m以上に及ぶ厚い海成層が堆積します。そして瀬戸内区の内なかでは一番早い時期に陸化してしましますが、陸化後、今度は火山活動が始まります。この活動は、16Ma頃から10Ma頃まで続いたものと思われませんが、これらの火山岩類を含め、設楽地域における中新世の堆積物は、一括して設楽層群と呼ばれます。このうち、下位の海成の堆積岩類を北設壱層群、上位の火山岩類を南設壱層群と呼んで区分します。図2・1が設楽層群の地質図、表2・1が設楽層群の層序・岩相表です。図にみるように、設楽層群は中央構造線に接して、その北側に分布しますが、この地域はまた、地質構造上からは、瀬戸内区の東端にあたり、グリーンタフ地域の南縁部に近接する位置にあります。

### 《北設壱層群》

北設壱層群の内なかで一番下位にある東門谷累層は、化石がたくさん出てくる海成の堆積岩で、この地域の周辺部一帯に分布します。中央の火山岩類が分布する地域にもこの地層は堆積したはずですが、それらは、その後の火山活動によってふき飛ばされてしまい、恐らく地下を掘っても出てこないと思います。

この東門谷累層の最下部の地層を詳しく調べていきますと、寒狭川にかかる長篠橋の北側、設楽町田口の北にあたる八橋、あるいは東栄町本郷などには、直径が3m大もある花崗岩の巨礫や領家変成岩の巨大な角礫岩からなる特異な角礫岩層がよく発達しています。これらの角礫岩は遠くから運ばれてきたものではなく、当時、近くに急崖があってそこから供給されたものと考えられます。ですから瀬戸内区においても、北設壱層群の堆積盆の発生は、陥没によって始まっていることがわかります。

東門谷累層の上位にあるのが坪沢累層ですが、

これも海成の堆積岩で、設楽地域では海進が最大に達し、海が一番広がった時期の地層です。

このときの海は、北の富草地域にまで及んでいました。

さらにその上位には玖老勢累層が堆積します。この地層はちょっと変わった分布を示し、北部の津具東方の狭い地域と、南部は坪沢累層の内側にしか分布しておりません。これは、後で触れますが、大峠周辺を中心とするドーム状隆起に関係しているため、大峠周辺ではこの地層は削剥されたり、吹きとばされてなくなってしまっているからです。これも貝やウニの化石がたくさん出てくる海成の地層ですが、ただ、この地層中にはきわめて連続性のよい3層の軽石凝灰岩層があり、この鍵層を追跡することにより、本層の地質構造が明らかになりました。

### 《南設壱層群(設楽火山岩類)》

その後この地域は陸化して、これらの海成層が堆積したその内側の地域に設楽の火山活動が始まるわけですが、その範囲は、貫入岩類を含めると東西30km、南北40kmの広さに及びます。南部域では、これらの火山岩の分布域を中心にして北設壱層群が盆状構造をしており、これは設楽盆状構造(納富, 1929. 斉藤, 1955)とよばれます。北部域では、火山岩は大峠を中心に分布しますが、南部域に比べるとその発達は小規模です。

火山活動は、約16Ma～10Ma頃までの長期にわたりますが、その間、火山活動の特徴などから活動時期は大きくは2つに区分され、それを第1サイクル、第2サイクルと呼んでいます。第1サイクルは、酸性の流紋岩から始まって中性の安山岩で終わり、第2サイクルは、再び酸性の流紋岩で始まって塩基性の玄武岩の噴出で終わります。両サイクルの間は不整合関係で、それぞれの火山活動の規模や範囲にも大きな違いがあります。

### 第1サイクルの火山活動

#### 《火山活動発生直前の運動》

第1サイクルの最初の火山岩類が尾籠累層で、これは南部のほぼ全域にわたり設楽盆状構造に調和的に分布し、その一部が中央部を取り巻く形で地表に顔を出しています。

尾籠累層は、下位の北設壱層群とは大部分が不整合関係ですが、特に南西部の湯谷付近では、基底部に北設壱層群由来の巨礫岩層が発達しま

す。さらにこの地域の地層をよく調べてみますと、中央構造線に近づくにつれて玖老勢累層の削剥量が大きくなるので、陥没前の隆起量が大きかったこともわかりました。つまり、隆起量の大きい部分で陥没がおき、その陥没地の縁辺部に巨礫岩層が堆積し、その後、尾籠累層の火山岩類をためた大規模な火山活動が始まったわけです。このように瀬戸内火山岩分布域でも、グリーンタフ地域と同じように、隆起→陥没→火成活動という発生機構がみとめられます。

一方、北東部の東栄付近でも中央構造線に近づくほど玖老勢累層の削剥量が大きくなっており、したがってまた隆起量の大きかったことがわかります。ですから、湯谷付近と東栄付近をつないでみますと、北設壱層群堆積後、尾籠累層堆積前に、中央構造線に平行する方向に隆起軸をもつ隆起運動のあったことが浮かび上がってくるわけで、この時期には、広い意味で中央構造線の活動があったものと思われれます。そしてこの運動に伴って設楽地域の火成活動も変わり始めています。

### 《尾籠累層一含ザクロ石流紋岩》

尾籠累層の火山岩はすべて流紋岩質の火砕岩で、一部に溶結凝灰岩が発達しますが、これらの流紋岩には瀬戸内火山岩に特徴的なザクロ石や黒雲母が含まれています。またザクロ石を含む松脂岩(ピッチストーン)がたくさん出てきます。普通マグマは、高温の液体中に鉱物の結晶が混合しているのですが、それをほとんど含まないマグマが地表で急冷するとガラス質の火山岩になります。このとき、水分が1%以下だと黒曜岩、4%以下だと真珠岩(パーライト)、さらに多くて5%以上になると松脂岩ができます。松脂岩は、松脂のような光沢をもつのでこの名で呼ばれますが、ガラス質ですから叩くとパリッと割れます。昔から山岳仏教の霊場として有名な鳳来寺山は、この松脂岩が出てくる山としてもよく知られています。

### 《大島川累層一層厚400mの溶結凝灰岩》

その上位の大島川累層は、尾籠累層と同じような形で分布しますが、これは大部分が溶結凝灰岩で、場所によっては黒色泥岩や砂岩の薄層が挟まれます。ですから火山活動は、間に何回もの休止期を挟んでいるわけですが、岩質は、上位に向かうにつれて流紋岩質から石英安山岩質に変わっていきます。

大島川累層の溶結凝灰岩は全部で7層もあり、



火山活動の激しさを物語っています。だいたい溶結凝灰岩は、高温の火砕流堆積物が互にくっつきあって堆積し、それが冷え固まる時にできます。この大島川の場合には、少なくとも7回以上の火砕流が発生してそれらが徐々に堆積し、そしてこれが冷え固まる時には、一度に数枚の火砕流堆積物が溶結しています。そのため、きわめて厚い溶結凝灰岩がつくられており、その厚さは400mにも達しています。もちろん、それに伴う柱状節理もよく発達しておりますが、とにかくこの溶結凝灰岩の岩相は如何にも古く、新第三紀中新世のものとは思えないほどの貫禄があります。

明神山累層 中性の安山岩へ  
この上に尾籠累層と同じような形で分布するのが明神山累層で、これは石英安山岩(デーサイト)および安山岩の溶岩が主体です。これも一度の堆積でなく、間に何回かの休止期を挟んでいます。ただここではデーサイトや安山岩の中に、鉄シソ輝石という鉄分の多い鉱物が入っている、そういうちょっと珍しいタイプの火山岩が出てきます。なお、フィッシュン・トラック法によって、鳳来寺山地域のデーサイトの年代がはかられており、15.9Ma(鈴木、1970)という値が出ています。

以上のように、尾籠累層から明神山累層までの火山活動は、南部一帯の全域にわたりほぼ同じ範囲で大規模に発生し、その間、岩質が酸性の流紋岩から中性の安山岩へ変わっていく。そういう特徴をもっています。おそらく、マグマだまりの中で、マグマが酸性のものから中性のものまで、累帯的に分化していたのではないかと推定されます。

大峠累層  
典型的なグリンタフ式火山形態  
一方 尾籠累層から大島川累層までの期間には、今述べた火山活動の場からは少し離れた北部の地域で、特異な火山活動が起きています。大峠累層というのがそれで、これは地質図にみられるようにほぼ五角形をした1つの堆積盆地をつくっており、基底には、すぐ近くの基盤に由来する巨礫層(崖錐性礫岩)が分布します。この火山活動の形態は、藤田至則さんが明らかにされたグリンタフ式の隆起・陥没・火山活動という形の典型です(ただし規模は小さく4km×7km)。断面図を見てもらうとわかるように、基盤と堆積岩は中央部に向かって盛り上がって

いきますが、その盛り上がった一番上の部分がポコンと落ちます。この陥没は急激に起こるので、縁辺が急崖となった直線状に縁取られた多角形の盆地ができ、そこに崖錐性礫岩が堆積し、その中で火山活動が始まり、火山岩類を堆積することになります。

エニグマ石と過アルカリ岩  
ここに出てくる火山岩類は大部分が白色に変質しているのですが、粗面岩(アルカリ成分の多い酸性の火山岩)と流紋岩質火砕岩が主体です。そしてこの粗面岩のなかには、表中にも記してあるように、日本でも非常に珍しいアルカリ岩

アルペソン閃石・エニグマ石・ソーダ質鉄ヘデン輝石粗面岩というアルカリ岩が小規模な貫入岩として出てきます。これは非常に変わったアルカリ岩で、エニグマ石という鉱物が火山岩に入っているのですが、これは日本でも1~2ヵ所、世界でも数ヵ所しかないという非常に珍しい火山岩です。もちろん瀬戸内火山区にもありません(60p. 写真 参照)。

なおこの時代に、これと同じようにアルカリ岩が出てくるところは、近くでは、糸魚川・静岡線の東側の西八代層群、それに静岡県の高草山などです。また、大峠累層の火山岩類の化学組成を分析しますと、普通のアルカリ岩よりもアルカリ成分が非常に多く、過アルカリ岩と呼ばれる部類に入ります。大体こうした火山岩は日本では少なく、もちろん瀬戸内火山区にもありません。そうした意味では設楽は、瀬戸内火山区の中では異質なタイプということになります。第2サイクルの火山活動

神田累層 独立した堆積盆  
設楽地域の火山活動は、第2サイクルに入るとその規模はぐっと小さくなり、また活動の場も局地化してきます。第2サイクルの最初の火山岩類は神田累層で、これは神田周辺と南部の小地域にしか分布しません。神田周辺は1つの独立した堆積盆を形成し、基底には明神山累層由来の巨礫を含む礫岩層が発達しています。火山岩の大部分は斜長石流紋岩と黒雲母流紋岩で、他は流紋岩質の溶結凝灰岩がほとんどです。溶結凝灰岩は4層あり、1層の厚さが70mというものもあります。大部分が白色に変質していますが、一部は変質をまぬがれ、黒色の松脂岩様ものとなっています。これは、流紋岩のピッチストーンときわめてよく似ていて新鮮な割れ口では区別できませんが、風化すると、溶結

表2-1 設楽層群層序・岩相表

層序	主な岩相	層厚 (m)	火山岩	岩系		
南設楽層群	津具累層	玄武岩溶岩, 同質火砕岩 斑晶質安山岩, 同質火砕岩 石英安山岩質火砕岩 (貫入岩類も含む)	200	カンラン石・チタン質輝石玄武岩 チタン質普通輝石玄武岩 カンラン石・普通輝石玄武岩 カンラン石・シソ輝石・普通輝石玄武岩 普通輝石・シソ輝石安山岩	高アルカリ岩系 高アルミナ玄武岩	
	棚山累層	松脂岩, 流紋岩, 同質火砕岩 (貫入岩類も含む)	400	黒雲母流紋岩 松脂岩		
	鳳来湖累層	松脂岩, 流紋岩, 同質火砕岩 (貫入岩類も含む)	400	斜長石流紋岩 松脂岩 黒雲母流紋岩	カルクアルカリ岩系	
	神田累層	流紋岩質溶結凝灰岩 流紋岩溶岩, 同質火砕岩 (貫入岩類も含む)	350	斜長石流紋岩		
	明神山累層	石英安山岩溶岩, 同質溶結凝灰岩, 同質火砕岩, 輝石安山岩溶岩, 同質火砕岩 (貫入岩類も含む)	300	普通輝石・シソ輝石安山岩 シソ輝石安山岩 黒雲母・シソ輝石・石英安山岩 黒雲母・普通輝石・シソ輝石石英安山岩 含ザクロ石・黒雲母・シソ輝石石英安山岩		
北設楽層群	大島川累層	石英安山岩質火砕岩 同質溶結凝灰岩 流紋岩質火砕岩 同質溶結凝灰岩	層厚 500m	溶結凝灰岩中の結晶片, 鉄シソ輝石, ザクロ石, 斜長石, 石英	アルカリ岩系	
	尾籠累層	流紋岩質火砕岩 松脂岩, 流紋岩 同質溶結凝灰岩 崖錐性礫岩 (貫入岩類も含む)	層厚 350m	粗面岩 流紋岩質火砕岩 崖錐性礫岩		
	玖老勢累層	緑色凝灰岩(石英安山岩質), 砂岩 泥岩・白色凝灰岩互層	415 以上		アルカリ岩系	
	坪沢累層	泥岩・白色凝灰岩・砂岩互層	175			
	東門谷累層	上部泥岩層	黒色泥岩(白色凝灰岩をはさむ)	85		
		上部砂岩層	砂岩(巨礫を含む)	135		
下部泥岩層		黒色泥岩(砂岩をはさむ)	280			
下部砂岩層		砂岩(円礫層をはさむ)	155			
	不淘汰礫岩	崖錐性礫岩	80			
先新第三系	傾家成層, 花崗岩類, 圧砕岩類					

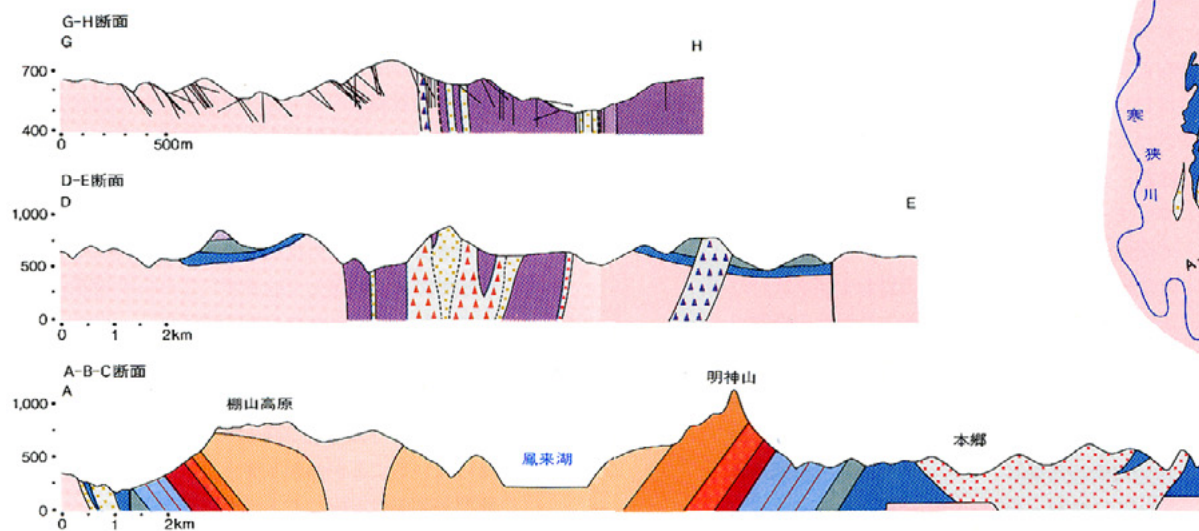
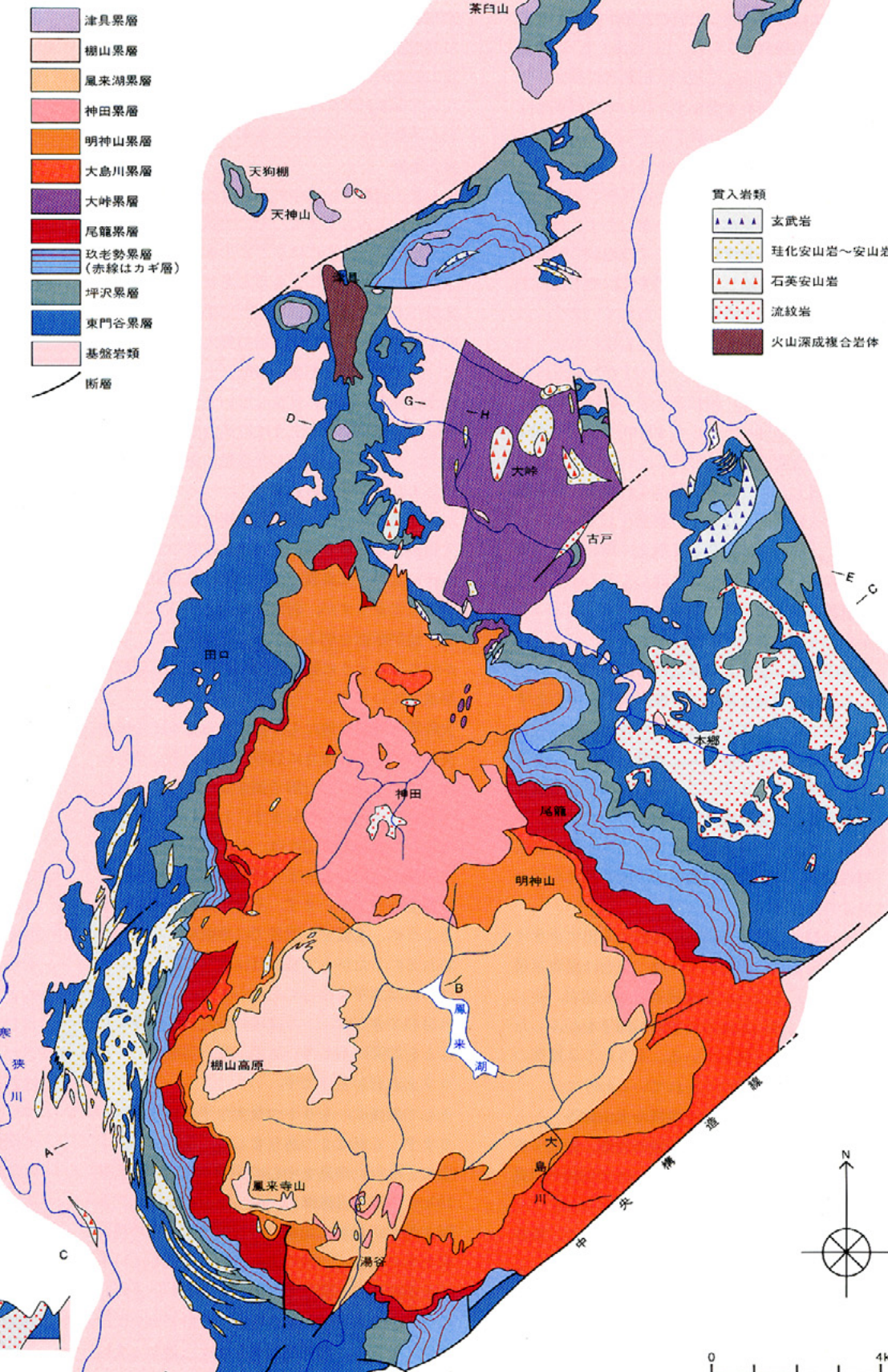


図2-1 設楽層群地質図





したレンズ、礫がよくわかり区別できます。最上部には、凝灰岩・泥岩の互層が発達します。そしてこの凝灰岩からは、「三河白」とよばれる刀の仕上げ用として使われた砥石が採掘されていました。石英を含まず、きわめて均質な性質がこの砥石にはピッタリだからです。

#### 鳳来湖累層 複雑な褶曲構造

その上位の鳳来湖累層は、神田累層の南側、設楽盆状構造の中央部一帯に分布します。火山岩の大部分は斜長石流紋岩で、この地域の地形は、流紋岩のつくる険しい岩場が多く、その真ん中に鳳来湖という人造湖がつくられています。火山岩の大部分は変質が著しく、岩相の変化も激しいので区分が大変だったんですが、最近になって漸くこの中に、溶結凝灰岩、砂岩、軽石、凝灰岩などが少なくとも400mほど積み重なり、複雑な褶曲構造を形成していることがわかってきました。鳳来湖累層はこれまで、鳳来湖周辺の火砕岩がほぼ水平の構造をしていることから、大局的には設楽盆状構造に調和しているとされていましたが、より詳しくみると、かなり複雑な構造で、そう単純なものではないことがわかってきたわけです。

#### 棚山累層 設楽盆状構造外の水平層

この鳳来湖累層を被って、棚山高原を中心とする地域には、黒雲母流紋岩、斜長石流紋岩(一部は松脂岩)を主体とし、火砕岩層からなる棚山累層が分布します。この地層はほぼ水平層で、いわゆる設楽盆状構造に加わっていません。したがって、いわゆる設楽盆状構造は、鳳来湖累層堆積後、棚山累層堆積前に形成されたものと考えられます。

この地層は、鳳来寺山の山頂部にも出てきます。ですから鳳来寺山というのは、土台は尾籠累層の松脂岩、その上に鳳来湖累層の松脂岩、そして一番上に棚山累層の松脂岩が帽子をかぶったようにちょっと乗っている。そういう3層準の流紋岩や松脂岩でつくられているわけです。

#### 津具累層 散在する小規模な火山体

最後の津具累層は、設楽地域の北部、愛知・長野の県境にある茶臼山、あるいは天狗棚や津具周辺など、これまで火山活動のなかったところで離れたなれに発生した小規模な活動で、現在は、残丘状の地形となって点在しています。これらの火山岩には、カルクアルカリ安山岩と高アルミナ玄武岩とがありますが、高アルミナ玄武岩は、ただ点在しているわけではなく、津具

を中心に南北に走る15kmに及ぶ平行岩脈群の分布域に出てきます。ですからこれらは、これらの岩脈が貫入する時期に形成された玄武岩や安山岩の火山体で、その後の侵食で現在の姿になっているわけです。この活動を最後に設楽の火山活動はすべて終了します。

#### 貫入岩類

なお貫入岩類、地層中の割れ目に沿ってマグマがすうっと入ってきて、そこで固結した岩脈・岩床の類は、設楽にはすごく大きなものから小さなものまで、実にたくさんあります。まず大規模なものでは、西部の東門谷累層に出てくる非常に連続性のよい安山岩の貫入岩です。これは、珪化安山岩(嘉藤, 1962)ともよばれ、そのほとんどが白色に変質していますが、その分布は、地質図にみるように設楽盆状構造に調和的で、この構造を形成した運動に深くかかわっているものと考えられます。

一方、東部の方にも東門谷累層中に大規模な貫入岩が分布しますが、これは流紋岩の岩床で、西部のものとは異質です。岩脈は地層中にほぼ垂直にできますが、岩床は地層と平行にできません。地形断面を切ると平らになっていて、これが図にみるように延々とつながり巨大な岩床を形成しています。

大峠累層堆積盆地にも、図にみるようにその中央部や基盤との境目に岩脈があり、その東方には、この盆地を囲む形で領家変成岩中に玄武岩の大きな岩床がみられます。しかしそれだけでなくこの盆地の周辺には、たくさんの小さな貫入岩類が盆地をとりまく形で分布し、巨大な岩床群を形成しています。それらは、断面図にみるように、基盤との境目では垂直に、そこから離れるにしたがって割れ目は次第に傾いていき、ついには水平になってしまいます。こうした割れ目のでき方は、この盆地が隆起して陥没したことを如実に示しています。貫入岩類は、アルカリ玄武岩が主体です。

そして最後に、もう1つ長大な平行岩脈群があります。これは2つありまして、その1つは、先ほど触れた津具を中心に南北に延びる延長15kmの平行岩脈群で、これは亡くなられた久野久先生が最初に記載したものです。その後、私たちの調査で、南の方にさらに延長していることがわかり、現在では、湯谷西方から長野県の根羽村の辺まで、幅1kmほどのゾーンに南北性で幅狭く、岩脈が何本も延々と連なってい

ることがわかっています。もう1つは、神田の南から古戸にかけて北東方向に延びる延長13kmの平行岩脈群です。こちらの方はもっと幅が狭く、多いところでは、とにかく100mぐらいの距離に1mから10mぐらいの大きさの小さな岩脈が何本あるか数え切れないほど出てきます。だいたい平行岩脈群というのは、地下の断層とか割れ目に沿って生じるとされていますから、その意味では、これらの地下の断裂線が非常に注目されるわけですが、ただその分布は、設楽層群全体の地質構造とは全く非調和的ですから、一番最後の時期の活動と考えられます。

#### 瀬戸内火山活動

以上のように設楽の火山活動は、前期・後期にはっきりと区分できます。それで今度は、他の瀬戸内火山岩類にもこうした画期があるのかどうか、そういった点に注目して、これまでに発表されている瀬戸内火山岩の文献を調べ整理してみたんですが、そうしますとおおよそそのことですが、2つの時期に分けられることがわかりました。

だいたい瀬戸内火山岩の活動時期は、以前は、中新世と鮮新世の2期に分けられていたのですが、1978年頃からは、火山岩の年代測定が盛んに行われるようになり、それまで鮮新世の活動とされていた瀬戸内火山岩が、すべて中新世の活動というように修正されました。そうしますと、瀬戸内火山活動は、大体14Maを境に区分でき、前期(第1サイクル)の活動はおおよそ16Ma~14Ma、後期(第2サイクル)の活動はおおよそ14Ma~10Maで、前期の火山活動は酸性岩の活動で始まる大規模なもので、後期のもは小規模なこと。大局的にみると、以上のようなとらえ方が成立することがわかってきました。それでここでは、さきの図1・1に示されていたもののうち、二上山と香川を除き、蜂屋、室生、奈良、石鎚山、松山、山口大島について、ごく簡単に触れてみたいと思います。

#### 蜂屋火山岩

蜂屋累層は、玄武岩質の安山岩および玄武岩の火山角礫岩・凝灰角礫岩を主とした火山岩類で、淡水中に堆積した地層です。火砕岩の間には何層かの亜炭層も挟まれています。矢島一昭さん(1978)によりますと、この地層を堆積させた造盆地構造運動は、グリンタフ地域で指摘されている、隆起・陥没・火山活動というパターン



写真 / 設楽火山岩類( ~ )

表参道からみた鳳来寺山。左手が鳳来寺山で、ほぼ全山が松脂岩からなる。左端の山頂付近のルリ岩は榎山累層の、その右下の鏡岩は鳳来湖累層の松脂岩(写真が鏡岩のアップ)。鏡岩の下から写真右手のパークウェイ駐車場を結ぶ線より下方は尾籠累層の松脂岩。谷底には坪沢累層の露頭が見える。

鳳来湖(人工湖)西岸のじょうろ岩。鳳来湖累層の流紋岩で鳳来湖から乳岩峡にかけてこのような奇岩が多い。岩古屋。植林地帯より上方が明神山累層のデーサイト。植林地帯を含む下方が玖老勢累層。デーサイトは、大きな縦方向の節理が発達するため断崖をつくりやすい。

海老の西、旧田口鉄道トンネル出入の露頭、珪化安山岩の貫入岩。柱状節理が道路に対して東(左手)に傾き、これとほぼ直角に走る線が貫入岩の貫入方向とほぼ一致する

写真 / 設楽火山岩



写真 / 室生火山岩類( ~ )

曾爾村(南)からみた室生火山岩類。左手(西)から中央付近まで屏風岩が連なり、さらにその東部には兜岩(左)と鎧岩(右端)が並ぶ。室生火山岩類は、その後の中央構造線ぞいの隆起に伴い、北側へゆるく傾斜している。そのため分布の南限では、ほぼ東西方向にきりたった崖をつくる。

屏風岩の西端、流紋岩質溶結凝灰岩の大規模でみごとな柱状節理がみられる。右下の露頭は、下位層の曾爾層群。室生火山岩類は侵食されて深い渓谷をつくる。香落溪はその代表で、流紋岩質溶結凝灰岩の柱状節理が山頂から谷底まで続く。岩石は、中新世のものとは思えないほど新鮮である。

鎧岩。柱状節理に直交する横の割れ目は、溶結凝灰岩堆積時の火砕流のフローユニットを示す。室生火山岩類が、連続して噴火した何回もの火砕流堆積物からなることがわかる。

写真 / 室生火山岩類





が認められるとされています。基底は崖錐性の角礫岩が分布し、不整合は直線的で、基盤岩である美濃帯の中・古生層の中にも、陥没時にできたと推定される固結破砕帯が堆積盆の縁辺に沿って多く分布しています。蜂屋累層は瑞浪層群の最下位層にあたりますが、放射年代はK-Ar法により22Ma~20Ma(鳥居, 1982. 野村, 1986)で、瀬戸内火山岩に比べると年代がぐんと古くなります。火山岩の類も、他の瀬戸内火山岩にみられる岩石がなく、そのかわりに、クロムに富むクロム質透輝石を斑晶にもつ火山岩が出てきます。この火山岩は、時代は異なりますが、鮮新世のフォッサマグナ地域に比較的よく出てきます。ですから、分布としては瀬戸内火山区に入りますが、時代も違えば火山岩も違いますので瀬戸内火山岩の仲間に入らず、先瀬戸内火山岩ということになります。なお時代的にこれと対応する火山岩が山口大島の一部に分布しています。鷹村権さん(1973)によりますと、これは変質した安山岩で先瀬戸内火山岩として記載されています。そういった意味では、これらは、グリーンタフ活動との関連という面か

らも考えてみる必要があるかと思えます。

#### 室生火山岩

次に室生ですが、図3・1が志井田功先生が1967年に描かれた室生火山地域の地質図です。図にみるように、室生火山岩は奈良県東部の都祁村から三重県西部の美杉村にかけて、東西28km、南北15kmの広い範囲に分布し、その規模は設案に劣りません。山粕層群は古瀬戸内の海成層、その上に不整合関係で曾爾層群が堆積しますが、その最上位の地層が室生火山岩類です。火山岩は黒雲母とシソ輝石、ときどきザクロ石を含む流紋岩質の溶結凝灰岩で、最大層厚は400m。女人高野で有名な室生寺付近をはじめ、曾爾村の堀風岩、香落溪などでは見事な柱状節理がみられます。従来は、さきほどの地質図にも示されているように、中新統上部から鮮新統とされてきました。火山岩の年代も、以前には13.1Maという値が出ていたのですが、最近の測定値ではフィッシュン・トラック法で15Ma、K-Ar法で17.5Ma(松田ら, 1983)で、年代が修正されました。スケールの大きさと火山岩からみて、これは当然第1サイクルに対応す

ると考えられます。

#### 三笠山

この図の北西部、天理から奈良市鹿野園にかけては、南北に細長く古瀬戸内の海成層(藤原層群)が伸びていますが、その北側には古瀬戸内の淡水成層(地獄谷層)が分布し、これを被うのが三笠山(若草山)の火山岩です。この火山岩は輝石安山岩の溶岩で、この溶岩および花崗岩を貫いてほぼ北西方向にかんらん石粗粒玄武岩の岩脈が貫入しています。三笠山安山岩の年代は13.3Maですが、地獄谷層は室生火山岩に対比されますから、前期に入るかと思えます。

#### 石鎚山~松山

石鎚山は、中央構造線にまたがって三波川変成帯の上に出てきます(図3・2)。瀬戸内の火山活動を知るためには大変重要な地域で多くの研究がありますが、構造が複雑で火山層序がまだはっきりしないので、前期・後期の区分ができません。ただ、最初に流紋岩~安山岩質の大規模な火砕流堆積物のあること、それが花崗岩に貫入されていて、その年代が14Maですから、花崗岩を境界として、前期・後期としてとらえることも考えられます。石鎚山の円形陥没体については、コールドロンとする考え方(吉田, 1970)と、ドーム状隆起岩体とする考え方(増原, 1981)があります。

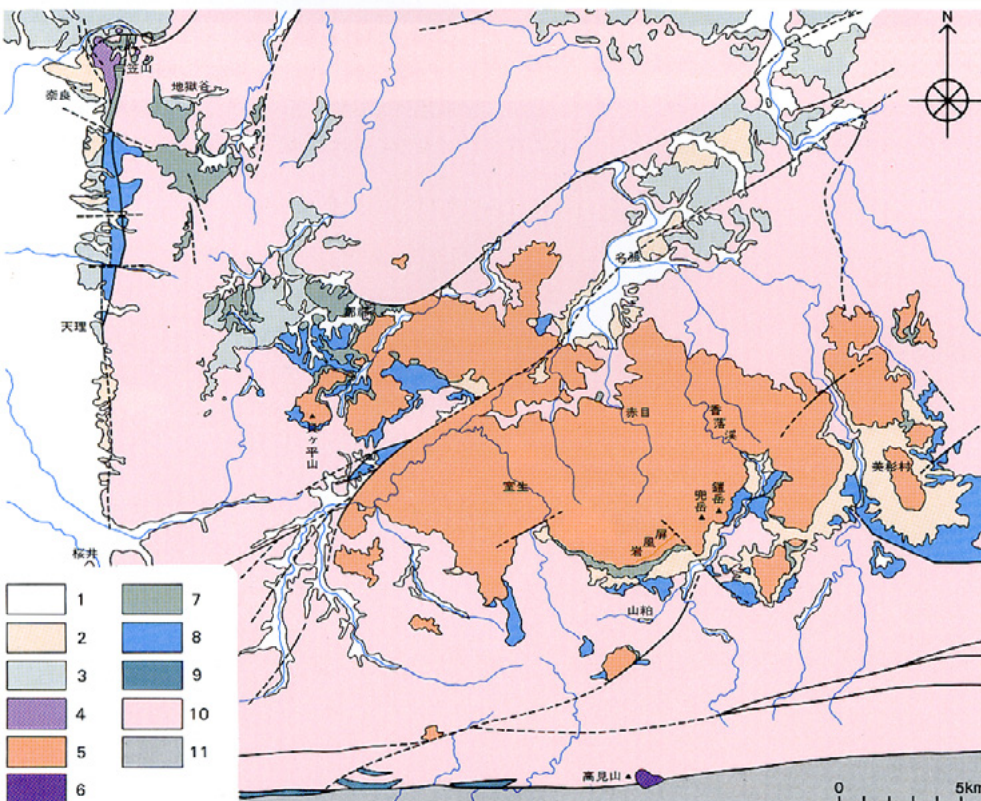
なお松山の北の高縄半島では、高マグネシア安山岩や古銅輝石安山岩などが、岩頸、岩脈状に分布します。松山の西にある興居島層群は古瀬戸内のうすい湖成層で、この上に石鎚山のものともいわれる松山溶結凝灰岩が重なりますから、これは前期とみなせます。その年代は14.2Ma。それを貫いてサヌカイトが出てきますが、ただここでは、後期との境がはっきりしません。

#### 山口大島

山口大島というのは、松山の西方にある山口大島、平郡島、祝島などの瀬戸内海に点在する島々と、その北側の室津半島の皇座山などに分布するものです。さきに述べましたように、鷹村さん(1973)の研究によりますと、最下部に著しく変質した先瀬戸内火山岩があり、その上に、いわゆる瀬戸内系火山岩が分布しています(図3・2)。島ごとに分布するため対比がむづかしいのですが、いずれも安山岩質の溶岩の活動が主体で、間に何回かの休止期を挟みながら厚い地層をつかっており、最後の方に古銅輝石安山岩(12.6Ma)や玄武岩の活動があります。

図3・1 室生火山地域地質概略図

志井田功編, 1967を一部修正



- 1 沖積層 2 更新統 3 鮮新統~更新統(古琵琶湖層群・佐保累層等) 4 三笠山安山岩 5 室生火山岩(中新統上部~鮮新統)
- 6 高見山火成岩 7 中新統~鮮新統(地獄谷累層・都介野層群・曾爾層群等) 8 中新統(藤原層群・山辺層群・山粕層群等)
- 9 新白亜系(和泉層群) 10 領家複合岩類 11 三波川変成岩類



以上、二上山と香川をとばして、駆け足で瀬戸内火山岩を一瞥したわけですが、火山層序や年代に不明な部分も多く、まだ何ともいえない部分も残されており、ただ大局的にみた場合には、一般的な瀬戸内火山活動は、14Maを境に前・後期に区分されるように思います。これを、古瀬戸内の古地理との関連でみていきますと、古瀬戸内の海が広がっている時期には、既に大規模な火山活動が起きており、それは東からいうと、設楽、室生、二上山などです(石鎚山については何ともいえません)。そしてこの海が退いて、全体が陸化し始めてからは、瀬戸内区の全域にわたり特定の地域に集中する形で、比較的スケールの小さい火山活動があちこちで起きていたものと思われる。なお後期には、最初に述べたように瀬戸内区以外でも、東の銚子や西の代三五山で、同じタイプの火山活動が発生していたこととなります。

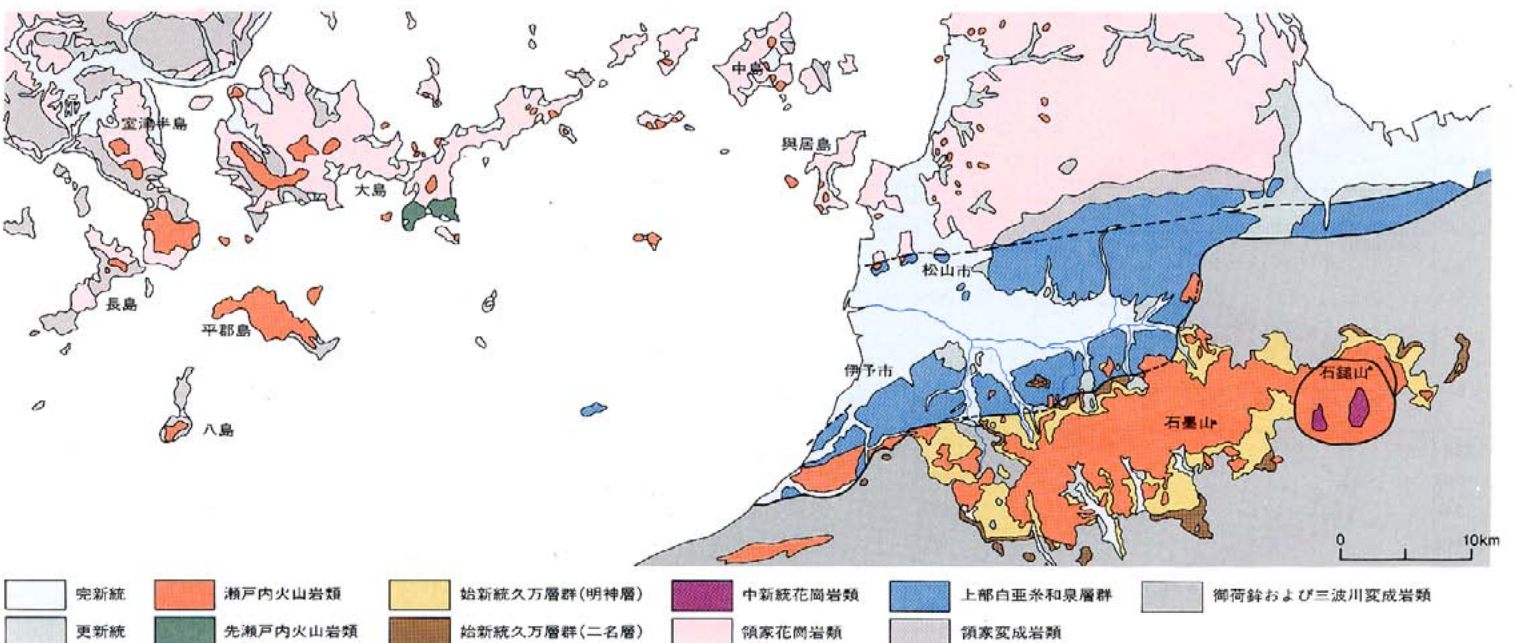
化学組成と鉱物からみた設楽・室生の異質性では、このように東西に並ぶ瀬戸内火山岩類を、岩石の化学組成や含まれる鉱物からみるとどうなるか。実は設楽は、果たして瀬戸内に属する火山岩なのかどうか。そういう問題意識から調べてみたのが図4・1です。これは、山口大島、松山、香川、二上山、設楽などの火山岩についての、チタン(TiO<sub>2</sub>)、マグネシウム(MgO)、鉄(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>に換算)、カリウム(K<sub>2</sub>O)、ナトリ

ウム(Na<sub>2</sub>O)などの化学分析値です。そうしますと図にみるように、設楽というのは鉄、チタン、ナトリウムが多く、カリウムは一般的、マグネシウムが非常に少ないんです。それで右端の図のように、鉄とアルカリとマグネシウムをとって三角形ダイアグラムをつくってみますと、設楽は鉄が多くてマグネシウムは少ないので、ぐんと上の方になってしまいます。この図のバックには、久野さんによるカルクアルカリ岩系とソーライト岩系の線を入れてあります。これは火山岩というのは、化学組成や含有鉱物の性質から、この2つの系列と、もう1つは、K、Naに富むアルカリ岩系という3系列に大別されるので、どの系列に入るかが非常に重要な事柄になってくるからです。そうしますと設楽というのは、図にみるように、多くのものがソーライト岩系に入ってしまう。他方、普通の瀬戸内の火山岩は、その多くがカルクアルカリ岩系の中に入っています。二上山、小豆島、香川、山口大島などにもソーライト岩系のものがありますが、これはすべて後期のもので量もわずかで、それが図の中に出てきます。しかし設楽は、前期の大規模なものまでもこの岩系に入っているわけで、その点で設楽はちょっと異質な要素がみられます。それで、火山岩としてこれを見てみますと、その違いが歴然とあらわれてきます。いわゆる高

マグネシウム安山岩 サヌカイト、サヌキトイド、古銅輝石安山岩というようなマグネシウムが非常に多い安山岩、瀬戸内火山岩の特徴となっているそういう特殊な岩石は設楽には出てきません。ではそれがどの辺から出てくるかというと、二上山ぐらいが境目で、二上山より西側にはこうした岩石がたくさん出てくるのですが、室生・設楽にはサヌカイトやそのグループは全く出てきません。したがって、マグネシウムも当然少ない。それからまた、設楽の場合には、先ほども触れましたように、明神山累層の石英安山岩(デーサイト)の中には鉄分の多い鉄シソ輝石という鉱物が入ってきます。瀬戸内火山岩類では、普通は、こうした酸性岩の中には、角閃石とか黒雲母が入っていて、こうした鉱物は含まれていないのです。それで、これも西の方から見ていきますと、角閃石が入っているのは奈良ぐらいまでで、ここから西にはあるんです。しかし、室生とか設楽には角閃石はなく、そのかわりに流紋岩や石英安山岩の中に鉄シソ輝石が入ってくる。ですから、当然鉄が多くなっている。この点もまた、東西方向での違いです。次にアルカリ岩系を見てみますと、普通の瀬戸内火山岩からは、アルカリ岩系のものは全く出てきません。ところが設楽の場合には、先ほども述べたように、まず最初の時期に、世界でも珍しいきわめて特殊なアルカリ岩が出てき

図3・2 石鎚山周辺及び山口県大島付近の地質概略図

永井浩三, 1972. 鷹村権, 1973. 地質調査所, 20万分の1地質図・松山, 1957などより編図





まず、この時期には、さきの表2・1にも示したように、一方ではカルクアルカリ岩も出てきますが、それらが終わると、今述べたソレーイト岩、その次はカルクアルカリ岩ですが、最後に出てくるのがまたアルカリ岩です。この面では設楽の異質性が如実にあらわれています。では室生はどうかといいますが、これがアルカリ岩的なのです。それは、アルカリ長石が入っているためにそうになっているわけです。そして奈良から西には、アルカリ岩系のものは一切出てきません。この点もまた東西方向の違いです。こうしてみますと、設楽は、瀬戸内火山区の中では異質タイプであることがはっきりとわかります。実は設楽が異質タイプであることは、これは何も私が初めて言うわけではありません。亡くなられた久野久先生が、設楽というのはちょっと異質ではないかということ、を、大分以前に指摘しております。私の方は、その異質な部分を詳しいデータに基づいて検証してみたわけですが、ただそういう要素があるからといって、設楽が瀬戸内火山区から外れることはありません。久野先生もまた、含ザクロ石松脂岩の出ることが瀬戸内火山岩類の特徴であると指摘しています。それに加えて、これまで述べてきたような火山活動の共通性があります。活動が前・後期に分かれ、それぞれの時期で規模が対応していること、こうした共通性をもちながらも、同時にまた設楽は、瀬戸内火山区のものとは全

く異なった要素をもあわせ備えている。そういうことではないかと思えます。

#### 二上山の火山活動

佐藤 一般的なことは、いま沢井さんから話していただきましたので、私は、主として二上山の火山活動について少し詳しくお話しし、そのあと大阪周辺の小規模な火山岩について触れてみたいと思います。

今のお話しにあったように、瀬戸内火山岩はザクロ石を含む流紋岩とサヌキトイドで特徴づけられるわけですが、サヌカイトという名前は四国の讃岐からきており、高松市周辺が本場ですが、ザクロ石を含む火山岩となると、これは二上山が有名であったようです。1910年に大湯正雄先生が調査し、1916年に小藤文治郎先生がまとめをしておりますが、これらの中で、「二上山は瀬戸内火山の扇のかなめである」と指摘されています。

その後、ザクロ石についての研究は盛んに行われたようですが、二上山の地層や火山岩全体を調べた研究というのは意外に少なく、当時は、二上山の火山岩類は第四紀まで活動していたものと考えられていました。それが戦後になって、森本良平先生、市原実先生らが団体研究を組織し、1953年に地質図を発表しました。この研究によって、二上山の火山岩類が大阪層群に不整合におおわれることから、二上層群は第三紀の

地層であることや、二上山の火山岩類の活動順序などが明らかになりました。

そのご私どもは、1978年に一般の方々も含めて二上山地学研究会をつくり、二上層群堆積の後期に噴出したサヌキトイドを中心に野外調査を続けてきました。そしてようやく1986年になって地質図をつくることができました。それが図5・1で、図5・2は火山岩類の層序関係図です。以下、これらにもとづきながら、二上山の火山活動について概略をお話しします。

#### 二上層群

まず、二上山の火山噴出物が堆積している範囲ですが、これは東西が約7km、南北約9kmという範囲で、設楽や室生に比べるとその規模は非常に小さいものです。ただ範囲は狭いですが、ここでは、次から次へというんな火山噴出物がみられますから、火山岩を調べる上では非常に面白いところです。

二上山の火山活動が続いていた時期、つまり中新世中期の時代に、この地域に堆積した地層は一括して二上層群と呼ばれますが、これらの地層は、下位からドンズルボー累層、原川累層、<sup>じょうがしる</sup>定ヶ城累層と大きく3つの地層に分けられます。ドンズルボー累層の火山岩には、ザクロ石と黒雲母が含まれているのが大きな特徴です。原川累層に含まれる火山岩はサヌキトイド、そして一番上の定ヶ城累層ではデーサイトの出てくるのが特徴です。

図4・1 瀬戸内火山岩類と設楽火山岩類の化学組成の比較

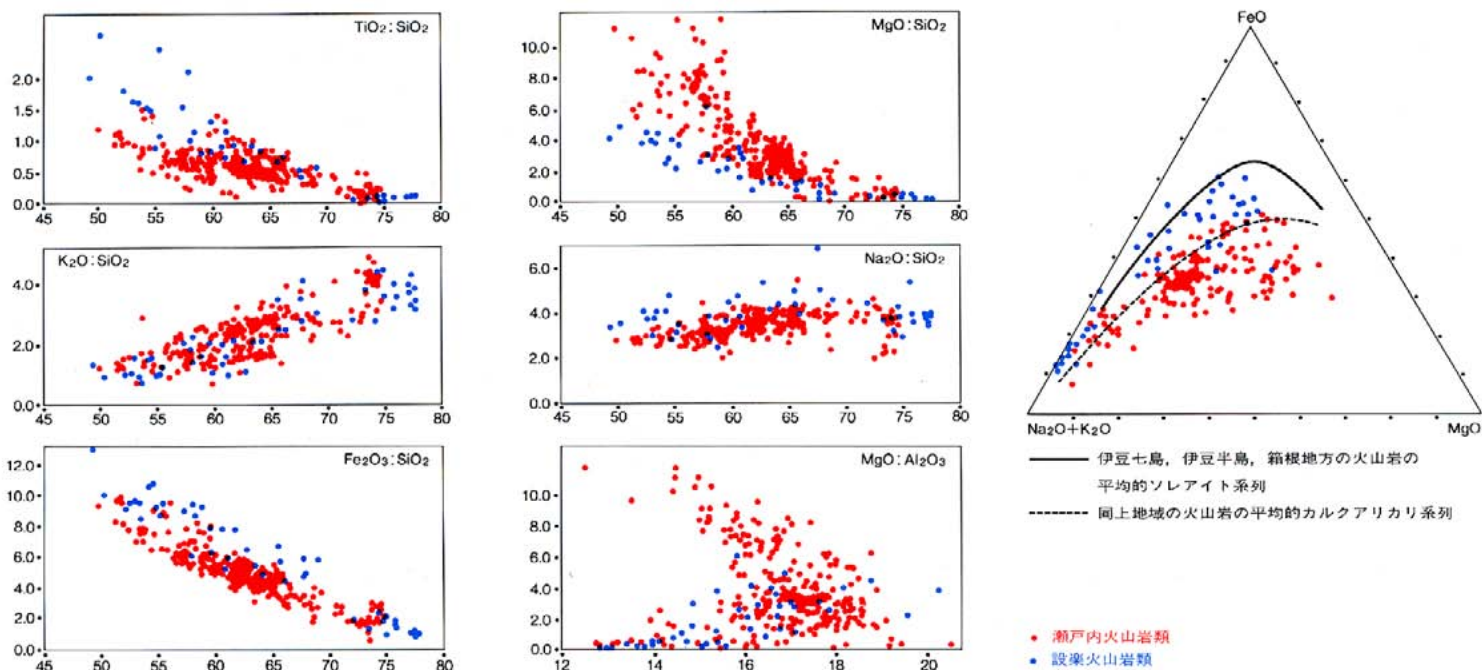




写真 / 二上山の火山岩類( - )

当麻町(東)からみた二上山。中央(北)が雄岳(517m)、左(南)が雌岳(474m)。万葉の昔には「ふたかみやま」とよばれた。山麓には中将姫をまつる当麻寺(写真では屋根だけがみえる)があり、雄岳山頂には大津皇子がまつられている。竹内街道から遠望した鹿谷寺跡と雌岳。手前の山の斜面には、黒色の下部ドンズルポー層の溶結凝灰岩の露岩がみられ

る。鹿谷寺跡には、溶結していない凝灰岩を削りとった奈良時代の石塔や線刻画が残されている。また古墳時代には、この凝灰岩が石棺の石材としてしばしば利用された。

石切場火山岩の柱状節理。溶岩が冷却・固結するとき、体積が減少するために規則的な割れ目が入り柱状節理ができる。この火山岩は、ザクロ石と黒雲母を多量に含んでいる。山麓の香芝町や太子町の沖積層には、これらの火山岩が風化し、

ザクロ石が濃集して堆積しており、最近まで採掘されていた。屯鶴峯の凝灰岩(上部ドンズルポー層)。白色の流紋岩質凝灰岩および凝灰角礫岩が堆積している様子がみられる。独特の景観のため、奈良県の天然記念物とされ、休日にはハイカーなどでにぎわう。手前の谷で急崖をつくる地層は火砕流堆積物である。火口から噴出した熱い火山灰とガスがまじりあって高速で流下し、湖水中に堆積した様子が想像できる。

このような基準で分けていますから、二上山の火山活動は、以上の3つの地層を堆積した時期ごとに、第1期から第3期までに区分されることとなります。

第1期：爆発的噴火の時代 ドンズルポー累層  
第1期の火山活動は、二上山のある南部一帯で繰り返し発生しますが、この時期に堆積した地層は、含まれる火山岩の礫を基準に、下位から下部ドンズルポー層、中部ドンズルポー層、穴虫峠礫岩層、上部ドンズルポー層に分けられます。

ザクロ石黒雲母流紋岩質の溶結凝灰岩  
二上山の火山活動は、花崗岩(領家花崗岩)の基盤の上にいきなり爆発的噴火が発生し、たくさんの軽石や火山灰を周辺一帯に放出するという形で始まります。岩質はザクロ石黒雲母流紋岩で、それらは溶結凝灰岩や凝灰岩として二上山南部から太子町春日にかけて分布します(下部ドンズルポー層)。鹿谷寺跡周辺では、花崗岩を不整合に被って黒色ガラス質の溶結凝灰岩がみられます。また春日山南方には、分布は限られていますが礫岩の地層があり、そこから淡水性の珪藻の化石が見つかったので、一部には浅い水域があったことが確かめられています。

ザクロ石黒雲母安山岩  
初期の爆発後、鹿谷寺跡付近の溶結凝灰岩は侵食されて、凸凹の激しい地形がつくられます。

そして間もなくザクロ石黒雲母安山岩の爆発的な活動が発生し、火山礫・火山灰を下部ドンズルポー層の上に堆積します。このときには塊状溶岩を2度にわたって噴出しますが、それが石切場火山岩で、採石場跡(石切場)の露頭では見事な柱状節理がみられます。この時期の堆積物が中部ドンズルポー層です。なお本地域では、森本ほか(1953)の研究にもとづいて火山碎層岩層と溶岩とを分けて地層名がつけられたため、同じ時期に堆積した地層と溶岩に、それぞれの名前がつけられています。石切場火山岩の年代は、K-Ar法(カリウム・アルゴン法)での測定で16Maという値が出ています。

角閃石シソ輝石安山岩  
その後、二上山の北部には角閃石シソ輝石安山岩の塊状溶岩が噴出します。それが畑火山岩です。この時期には一部の地域が隆起し、屯鶴峯の南の地域などには、花崗岩の礫や畑火山岩の大きなブロックを含む礫岩層が堆積します。それが穴虫峠礫岩層です。

ザクロ石黒雲母流紋岩  
第1期の最後には、再び爆発的な噴火活動が起こりました。雌岳とその東部域には、ザクロ石黒雲母流紋岩の溶岩や火山角礫岩が堆積しますが、それが雌岳火山岩です。このときの噴火活動は、溶岩がトロトロと流出するようなものではなく、例えば、火口から二ヨキニヨキと盛り上がった溶岩が岩尖のような形をつくり、

その一部が大爆発を起こし、高温の火山礫や火山灰が火砕流となって一気に流下したものとされます。それらの火山礫・火山灰が堆積したのが屯鶴峯に分布する白い凝灰岩層や凝灰角礫岩層です。この時期の堆積物が上部ドンズルポー層です。

以上のように第1期の火山活動は、主として南部一帯に溶岩や火山碎屑物を継続的に噴出し、しばしば火砕流を発生させる爆発的な噴火を伴っていました。火山岩は流紋岩質で、ザクロ石と黒雲母の斑晶を含むのが特徴です。

第2期：沈降運動と溶岩の流出 原川累層  
第2期に入ると火山活動の様相は一変します。火山活動の主要な場は、ドンズルポー累層の分布域からは外れてしまい、その西側から北側へと移りました。それまで火山活動のなかったところで地盤が沈降し、そこにサヌキトイドの溶岩が流出します。つまり火山活動は、第1期のように火山礫や火山灰を大量に放出するような爆発的な噴火ではなく、あちらこちらと点在した場所で、比較的おだやかに溶岩が流出するというものでした。

原川累層の層序  
ドンズルポー累層がおもに火山碎屑岩層からなりたっているのに比べて、原川累層は礫岩層や砂岩層が多く、また地域ごとに非常に激しい岩相変化を示します。そのため、この時期の地層の堆積過程や点在する火山岩の噴出順序を知る

写真 / 二上山の火山岩類



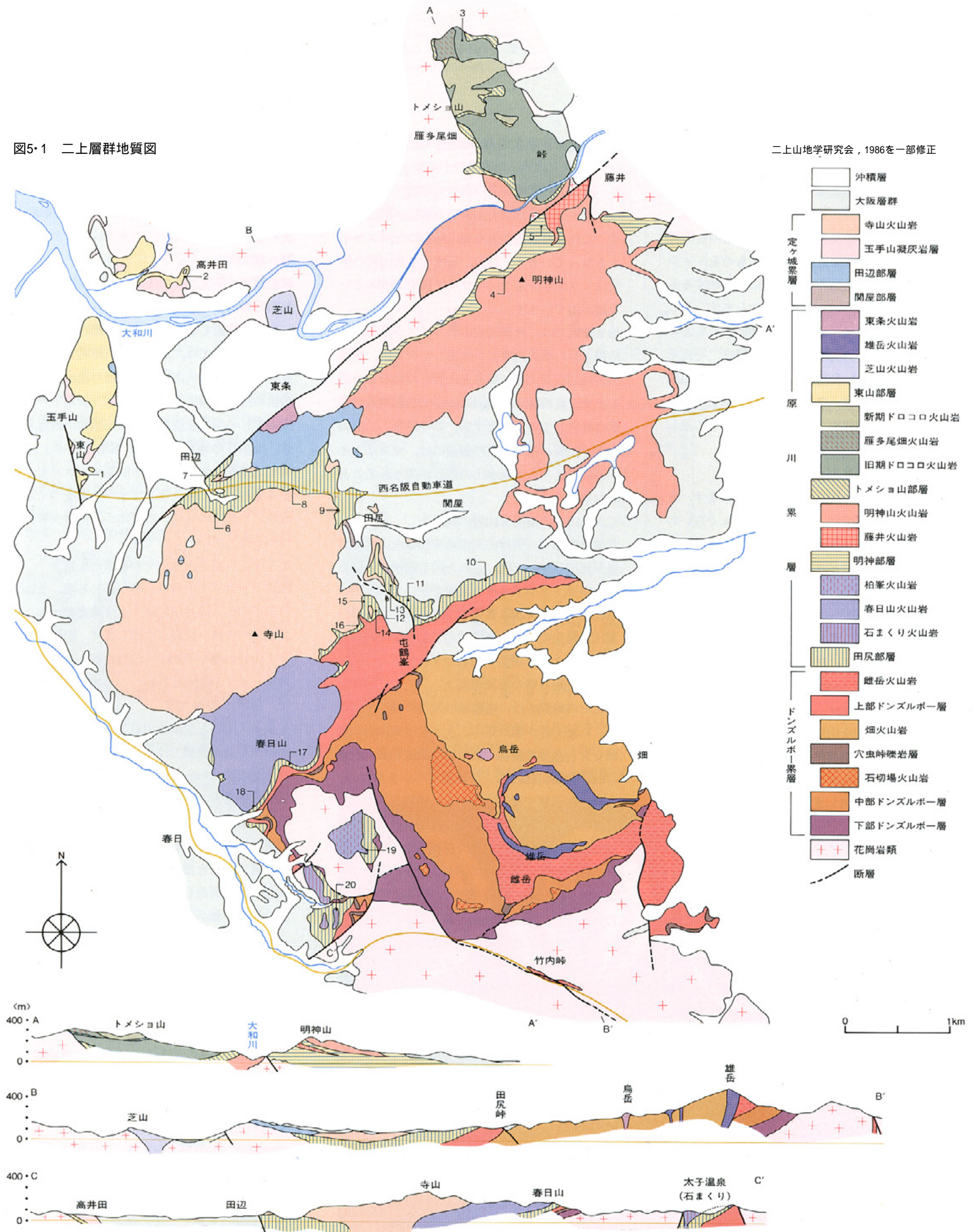






図5-1 二上層群地質図

二上山地学研究会, 1986を一部修正





ためには、地域ごとに層序をたて、それらの相互関係を知る必要があります。こうした事情から原川累層は、地質図でみられるように、西名阪自動車道より南に分布するものを田尻部層、明神山の北および東斜面に分布するものを明神部層、柏原市の峠周辺に分布するものをトメシヨ山部層、柏原市高井田と玉手山に分布するものを東山部層、というように区分します。そしてこれらの地層は、含まれる礫種などにもとづいて細分され、田尻部層と明神部層は、それぞれ下位からA層、B層、C層に、トメシヨ山部層は下位からA層、B層に分けられます。なお、原川累層の代表的地点の柱状図を図5・3に示します。

#### 沈降運動の発生と巨礫岩の堆積

第2期は、急激な沈降運動から始まります。北部の明神山付近では、大きさが30cmぐらゐの花崗岩の垂円礫～垂角礫、なかには3mから5mにも及ぶ巨大な礫が堆積します(柱状図5)。その層厚は60m、これが明神部層A層です。一方、南部地域でも、春日山西端、柏峯周辺、太子温泉(石まくり)などで、ドンズルポー累層や基盤の直上に、花崗岩の礫を主とした礫岩層が堆積します(柱状図18・19・20)。これらが田尻部層A層です。

#### 明神山付近の火山活動

巨礫を堆積した明神山付近では、間もなくその北東部で、かんらん石輝石安山岩(藤井火山岩)の溶岩が流出します。その後、この地域には礫や砂が堆積する時期が続きますが、その間、この付近のどこかで小規模な流紋岩の噴出があったようで、地層中には流紋岩の角礫が含まれます。

やがて明神山付近を中心に、大量の無斑晶質角閃石安山岩(明神山火山岩)の溶岩が溢流し始めます。このサヌキトイド溶岩は、10km<sup>2</sup>以上の範囲に及び、第2期の溶岩流では最大の分布を示します。また藤田崇先生は、大和川付近ではこの溶岩の等層厚線が、大和川断層の方向に沿っていることを指摘しておられます。ですから、すでにこの時期には、大和川断層の方向に沿う構造運動が始まっていたものと考えられます。明神山火山岩までの地層が明神部層B層で、原川累層は、明神山火山岩を境にそれ以下を下部、それ以降を上部に区分しています。

#### 南部地域の火山活動

一方、明神山北東部で藤井火山岩が活動した頃、

南部地域では、太子温泉付近で、サヌカイト(石まくり火山岩)の溶岩の小規模な流出があり、同じころその北方の春日山地域でも、同じサヌカイト(春日山火山岩)の溶岩が流出します。これらの溶岩の急冷部はちみつなサヌカイトとなっています。なお、石まくり火山岩の年代は、フィッション・トラック法で13Maという値が出ています。

柏峯地域では、無斑晶安山岩(サヌカイト)の角礫を含む凝灰角礫岩が堆積したのちに、無斑晶質角閃石安山岩(柏峯火山岩)の溶岩を流出します。この溶岩の流出によって南部地域の活動は終息してしましますが、この結果、二上山のすぐ西隣からその南の周辺には、サヌキトイドのぼっこりとした小山の群れが残されることになります。

#### 二上山での雄岳火山岩の貫入

北部や南部で、明神山火山岩や柏峯火山岩の溶岩が流出していた頃、これと同じ無斑晶角閃石安山岩が、ドンズルポー累層を貫いて二上山の中央部へリング状に貫入してきます。これがいまは、雌岳のすぐ北側に並んでもう1つの山頂をつくっている雄岳火山岩です。

#### 田尻部層B層の堆積環境

またこの時期には、屯鶴峯の北側に湖沼ができ、そこに泥や砂が流れ込み、ときには安山岩の細礫を含む泥流堆積物、あるいは流紋岩質火山灰(田尻峠凝灰岩層)などが堆積していました。これらの砂岩層や凝灰岩層からは植物化石が出てきますが、それらの化石から推定すると、当時、周辺域は暖温帯の気候下で森林が生い繁り、ときには草原も形成されていたことがわかります。さらに柱状図14の地点では、珪藻化石の分析を行いました。図5・4が試料採取層準を示す柱状図、表5・1は、出現した珪藻化石を生息環境別にまとめてみたものです。その結果は、図にみるように、湖沼生64個(57%)、池沼・河川生27個(24%)、河生6個(5%)、湿地生16個(14%)です。湖沼生が大部分を占めるのは当然ですが、高山湿地生や深流着生のものをはじめ、比較的低温を好む種も出ており、この当時、やや高い山が周辺にあって、その山地からの河川が湖沼に流入していた様子がうかがえます。

#### 峠地域の沈降運動と火山活動

明神山火山岩の活動がおさまった後、北部地域では、その北東端から峠およびトメシヨ山方面にかけて、新たな沈降運動が発生します。これ

は、さきに述べた大和川断層方向と直交し北西南東方向の軸をもつ1km×2kmの小規模な堆積盆地で、その基底部には、花崗岩の巨礫や明神山火山岩の礫が堆積します(柱状図3)、礫岩層の層厚は50mで、これがトメシヨ山部層A層です。

礫岩層の堆積後、この地域では、複輝石安山岩、角閃石輝石安山岩など(旧期ドロココ火山岩)の溶岩が流出します。その後、礫岩、砂岩をはさんで北端部では、かんらん石輝石安山岩～玄武岩(雁多尾岫火山岩)の溶岩の流出があり、最後にその南側に複輝石安山岩(新期ドロココ火山岩)の溶岩を流出して火山活動が終息します。なおこの地域は、「亀の瀬地すべり」として有名です。A層の礫岩や旧期ドロココ火山岩が変質をうけ、粘土化してすべり面をつくっており、これにのっている岩体が、南の大和川へすべり落ちているものです。

#### 玉手山～高井田地域での礫岩の堆積

旧期ドロココ火山岩の活動が終わる頃、北西部の玉手山から高井田地域でも沈降運動がおこり、花崗岩の大礫～巨礫が堆積します。旧期ドロココ火山岩の礫や明神山火山岩の礫も流れこんで堆積します(柱状図1・2)。この礫層が東山部層で、層厚は20mです。

#### 東条火山岩と芝山火山岩

柏原市東条の南側では花崗岩を貫いて、二上山の北北東約1kmにある鳥岳とその西方では石切場火山岩および岫火山岩を貫いて、かんらん石輝石玄武岩の岩脈が貫入しています。これらが東条火山岩で、雁多尾岫火山岩の活動と同時期に貫入したと推定しています。一方、東条の北側でも、斜長石の斑晶を含むかんらん石輝石玄武岩の岩脈が花崗岩を貫いて貫入してきます。これが芝山火山岩で、標高112mの小さな丘(芝山)の南斜面に露出しています。

以上のように第2期は、いろいろな場所で急激な沈降運動が発生し、そこにサヌキトイドの溶岩が流出するという火山活動のパターンがみられるわけですが、これらの火山岩の活動順序を整理してみると、無斑晶安山岩(サヌカイト)およびかんらん石輝石安山岩、無斑晶質角閃石安山岩、輝石安山岩、かんらん石輝石玄武岩、複輝石安山岩、ということになります。

#### 第3期：デーサイトの溶岩 定ヶ城累層

原川累層は堆積した後に隆起し、その一部は削



剥されて、田辺東方などで礫岩を堆積します。これと前後して羽曳野市の寺山や鉢伏山の周辺一帯の約9km<sup>2</sup>の地域に、輝石や黒雲母の斑晶を含むデーサイト溶岩(寺山火山岩)が活動します。これは、米粒ぐらいの大きさの石英や長石がたくさん入っている特徴的な火山岩です。このような溶岩は粘性が大きいのでモコモコッと盛り上がり溶岩円頂丘をつくっていたと推定されます。この寺山火山岩の礫を含んだ地層が定ヶ城累層で、関屋部層は田尻～田辺にかけて点在し層厚は5m未満、田辺部層は田辺の東に分布し層厚は約80mあります。また、玉手山凝灰岩層(最大層厚20m)は、この寺山火山岩の活動にともなって噴出した火山灰流堆積物と考えられます。この活動を最後に、二上山の火山活動は終了し、堆積盆も消滅してしまいます。

大阪層群堆積後の隆起

その後この地域には、二上層群を被って大阪層群が堆積します。ご存じのように大阪層群は、鮮新世半ばから更新世中期の地層で、この地域の大阪層群には、二上層群を侵食した礫・砂・泥がたくさん含まれます。その分布は地質図の示すとおりですが、このうち、屯鶴峯の北東付近では、新しい地層(大阪層群)が、古い地層(二上層群上部ドンズルポー層)の上に相対的にズリ上がった北東方向の逆断層が走っています。このように二上山もまた、生駒山・金剛山などとともに、大阪層群堆積後のごく新しい時代に隆起して、現在の姿にたっているわけです。

#### 大阪周辺の瀬戸内火山岩類

なお大阪周辺には、二上山だけでなく、広い範囲にわたって瀬戸内火山岩が点在しています。それで、これまでにいろいろな文献に断片的に記載されているものを一括してみました。それが図6・1で、以下、図中の番号順にコメントします(ただし奈良市の三笠山安山岩はすでに述べられているので省きます)。

#### 甲山の火山岩類(1・2)

西宮市の甲山には、花崗岩を貫いて無斑晶質安山岩が山頂付近に露出しています。侵食されて甲のような形の小さい山になっていますが、周辺の大阪層群中には、この安山岩の礫が含まれています。また、六甲山東方の熊笹峠の東では、類似の安山岩が北東・南西方向に貫入しています。

#### 生駒山周辺の火山岩(3・4)

図6・1 大阪東南部から和歌山市東方に分布する新第三紀火山岩類

佐藤隆春, 1985

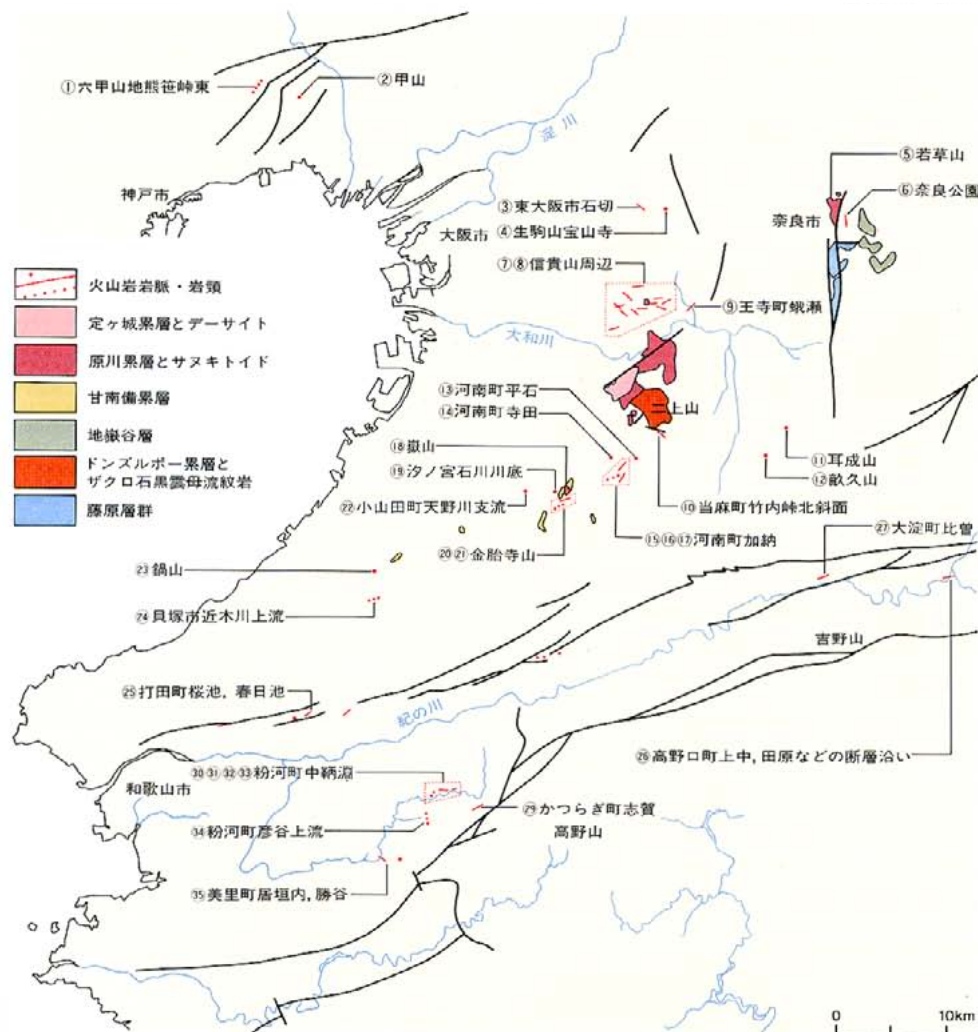


図6・2 信貴山周辺の火山岩岩脈

八尾東高科学部, 1980に加筆





生駒市の宝山寺には、花崗岩を貫いて角閃石輝石安山岩の岩頸が露出し、東大阪市の石切北東の小さい沢にも同じ岩質の岩脈が花崗岩を貫いています。

#### 信貴山周辺の火山岩類(7・8)

生駒山系南端の信貴山周辺には、図6・2に示すように、ザクロ石黒雲母安山岩、輝石安山岩、かんらん石輝石玄武岩が分布し、信貴山山頂部では、ザクロ石黒雲母安山岩があとの2つの岩石に貫かれています。この周辺部では、南北幅約500mの範囲に、大体東西方向に貫入する20数本の岩脈が集中して、信貴山岩脈群をつくっています。東端の榎原付近では玄武岩の岩脈が大坂層群に被われています。

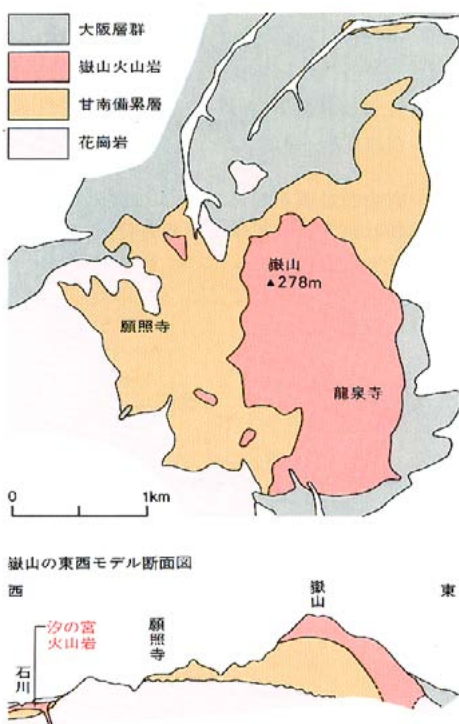
#### 敵久山と耳成山の火山岩(11・12)

大和3山のうち、この2つが瀬戸内火山岩でつくられた山です。耳成山には流理のはっきりしているザクロ石黒雲母流紋岩が露出しており、敵久山にも類似の火山岩が花崗岩を被って露出しています。

#### 嶽山周辺の火山岩類(13~22)

図の18の地点が富田林市の嶽山、19の地点が河内長野市汐の宮の石川の川底で、いずれも溶岩です。図6・3は、嶽山周辺の地質図で、甘南備累層というのは、花崗岩類の礫を含む礫岩層と砂岩層からなる地層で、二上層群の原川累層に

図6・3 嶽山の地質図



〈嶽山調査グループの資料にもとづく〉

あたる地層です。そしてこの地層を被うのが角閃石輝石安山岩の溶岩(嶽山火山岩)です。一方、西麓の石川の川底には、礫岩層を被って柱状節理の発達したかんらん石輝石安山岩の溶岩(汐の宮火山岩)が露出しています。この礫岩層には、ザクロ石黒雲母流紋岩や無斑晶質安山岩の角礫が含まれています。

さらに、この西方の図の22の地点、小山田町の寺ヶ池の近くに溶岩が出てきます。これも甘南備累層と思われる巨礫岩層の上に出てきますが、これは、かんらん石古銅輝石安山岩の溶岩(寺ヶ池安山岩)です。この安山岩については異好幸さんが研究されており、マグネシウム含有量の高いことなどから、マントルで発生したマグマが分化などせずに噴出したものであることを明らかにしています。また小豆島などいくつかの場所でも、同じようにマントルから直接由来したと思われる安山岩が報告されており、サヌキトイドの成因がマントルでのマグマ発生条件と関係して研究されています。

このほか嶽山周辺では、北東方向の帯状の区域に、北北東～東北東の貫入方向を示す岩脈が数本分布しています。

#### 岸和田市、貝塚市南部の火山岩(23・24)

岸和田市西南の鍋山には、かんらん石輝石玄武岩が露出し、大阪層群に被われています。その少し南方の貝塚市水間温泉には、泉南層群を貫く角閃石輝石安山岩の岩脈があります。

#### 中央構造線沿いの火山岩類(25~27)

図にみられるように、サヌキトイドは中央構造線に沿う形でも出てきます。ただこれらの岩石は変質が激しく、元の岩石がよくわからないということがあります。いくつかは輝石安山岩であるようです。

#### 中央構造線以南の火山岩類(27~35)

和歌山県の高野山の西の方に、鞆淵というところがありますが、ここには三波川結晶片岩を貫いてサヌキトイドの小さな岩脈が数本まとまって出てきます。いずれも幅数m以内で、北東～東の貫入方向を示します。これらは黒色の緻密な岩石で、輝石安山岩、角閃石輝石安山岩などです。

以上が、大阪周辺の瀬戸内火山岩の概観です。ただ、最初に沢井さんが話されたように、中央構造線より南の方は瀬戸内火山区に入っていないのが普通です。ですから、今のように中央構造線にまたがって、あるいはその南の外帯に出

てくる火山岩までも、瀬戸内区の岩石として一緒に扱っていいのかどうか。その辺のところは問題になります。

三宅康幸さんは、和歌山県白浜の埴田などの安山岩の岩脈について研究されていますが、それによると、瀬戸内火山区の安山岩と化学組成はよく似ているけれども、埴田の安山岩はK<sub>2</sub>Oの含有量が少ない。これは、マントルに含まれる水の量が、瀬戸内火山区より外帯の方が少なかったためだろうと述べています。

#### 瀬戸内火山活動をめぐって

##### 中央構造線の活動

編集 いまの大阪周辺でみられたような小さい岩脈は、ほかの地域でも出てくるんですか。

佐藤 出てきますね。例えば松山のすぐそばにある中島などでは、ザクロ石を含む流紋岩の周辺に輝石安山岩、かんらん石安山岩などのサヌキトイドの小さい岩脈が点々と分布します。また松山市でも、流紋岩、黒雲母安山岩、角閃石安山岩というような、岩質からすると二上山の下部ドンズルポー層の火山岩に相当する火山岩類の分布域に、玄武岩、かんらん石安山岩、輝石安山岩というサヌキトイドが小さい岩脈となって数多く出てきます。

特徴的なのは、いずれも中央構造線に緩く斜行する方向でこれらの岩脈が分布することで、この点は、大阪周辺の小さい岩脈の出かたとも共通しています。ですからこの時期には、中央構造線が活動し、その動きに影響されてこうした岩脈が貫入したのと思われる。

編集 設楽の場合はどうなんですか。

沢井 従来から、この時期には中央構造線が左横ずれに動いて、その動きによって設楽の岩脈群が形成された、というようにいわれているんです(林, 1965など)。しかし設楽の岩脈群は、先ほどもお話ししましたように、それだけではとうてい説明できないんです。長大な平行岩脈群が南北方向と、北東～南西方向の2方向に出てくるという事実もあるし、また岩脈だけでなく大規模な岩床がたくさん出できます。ですから、従来のように左横ずれの動きだけではとらえきれません。中央構造線の活動としては、さきにも触れましたように、尾籠累層堆積前に、中央構造線方向の隆起軸をもつ隆起運動がありました。攷老勢累層の削剥量をもとにこの隆起量を推定しますと、これは1,000m以上という



ことにたります。ですからこの時期には、中央構造線が1,000m以上の隆起(運動)をしたことになります。

そのほか中央構造線の活動として確認できるのは鳳来湖累層堆積期で、この時期には中央構造線に沿う方向で流紋岩の大規模な貫入がみられます。岩脈群と関係はこれからの仕事になっているというのが現状です。

#### ザクロ石の成因

編集 瀬戸内火山岩にザクロ石がたくさん含まれているのは、基盤の花崗岩との関係ですか。  
佐藤 昔から二上山では、このザクロ石が非常に珍しく、目立つということで盛んに研究されておりましたが、その成因については、基本的には2つの考えが出されていました。

1つは、安山岩マグマから直接に晶出したというもの。もう1つは、基盤の岩石に含まれていたザクロ石が、マグマに入りこんだ捕獲結晶であるというものです。その後、山崎貞治先生あるいは加納博先生らの研究で、現在では、この2つの考えの中間的な成因が考えられています。つまり、マグマが上昇する途中でアルミニウム成分に富む泥質変成岩を溶かしこんで、マグマの化学組成がアルミニウム成分に富んでくる。そこへ、花崗岩中のザクロ石の結晶が捕獲結晶として入りこむと、それが種結晶となって、マグマから直接ザクロ石が晶出・成長するというものです。

#### 瀬戸内類似の火山岩 その分布と時代

編集 九州の火山活動というのは、グリーンタフがあって、瀬戸内の火山活動もあって、さらに第四紀の火山活動があるわけですね。

佐藤 近畿北部や山陰地域ではグリーンタフが活動し、第四紀の火山活動もみられます。しかし近畿・四国の瀬戸内地域では、後期中新世以降、火山活動は全くありません。

編集 設楽の場合には、第四紀の火山は.....

沢井 設楽に一番近いところは、中津川の北にある上野玄武岩で、これが約200万年前。それに相当する玄武岩は、御岳の南かち高山にかけて点々と分布しています。これらはさきの図1・1にも示してあります。それ以降になれば、御岳をはじめ北の方にはたくさんの第四紀火山が分布します。ただ、一番近い上野玄武岩にしても設楽からは北へ50km離れています。御岳になると、100km以上離れます。ですから設楽では、第四紀の火山は分布していないといっ

た方がよいと思います。

佐藤 一般的には現在の第四紀の火山は、グリーンタフの火山活動があって、そういう地層を基盤にして第四紀の火山が噴いているケースが多いんです。九州の場合も、グリーンタフがあってその上に第四紀の火山活動が続く。ところが瀬戸内の場合は、九州でダブっているところを除けば、瀬戸内火山岩類の上に新しい火山活動があるということがない。この点が違うところです。

編集 その意味では、第四紀の火山活動まで含めて考えると、瀬戸内火山区というよりも非グリーンタフ地域の火山活動としてとらえるというのは.....

沢井 そういう考えは以前からあるんです。実は中新世中期には、先ほどの銚子だけではなく、図7・1に示すように東北地方では、阿武隈山地の北の<sup>りょうぜん</sup>霊山や仙台周辺、さらに北上川河谷から下北半島などでは、瀬戸内火山岩とは少し異なりますが、ソレーアイト系の火山岩を中心としたものが出てきます。これらはすべてグリーンタフより太平洋側の非グリーンタフ地域で、地層も比較的薄く、褶曲や断層構造の少ない非常にあっさりした地層です。活動の場所としてとらえれば、瀬戸内火山区とよく似ています。そうしたところに同じような火山活動があるわけですから、今いわれたような感覚で論議されることも実際にあるんです。ただ能登のようなグリーンタフ地域にも、ほぼ瀬戸内火山岩と同じ時代に古銅輝石を含む火山岩が出ており、こうしたことも留意していく必要があります。

編集 より古い時代で、瀬戸内火山岩に似た火山岩は出てこないんですか。

佐藤 中生代の西南日本には、流紋岩質の溶結凝灰岩を主体とした大規模な火山活動があります。大阪の和泉山脈北麓の泉南層群もその一部ですが、その中に小川安山岩とよばれる火山岩が和泉市の南部に出てきます。これがマグネシウムの多い安山岩で、化学組成でみる限り、瀬戸内火山岩のものに似ているといえます。

沢井 岐阜県の御衣湖でも最近、濃飛流紋岩これは白亜紀末から古第三紀にかけて中部日本に発生した大規模な火山活動ですが、この中に高マグネシア安山岩が見つかっています。ですから、瀬戸内火山岩をマグネシウムの多い安山岩ということだけでいえば、結構至るところに出てくるんです。そうした意味では、瀬戸

内火山岩類をみるときに、一方では、火成活動の大きな流れの中でとらえるという視点も必要だと思えますね。

#### コールドロン

編集 石鎚山のコールドロンというのは.....

沢井 コールドロン(cauldron)というのは火山構造的陥没地の総称で、火山活動の形態や規模、噴火の有るなしに関係なく、すべての火山性の陥没構造に対して用いられる用語なのですが、一般的には、パイエス型カルデラに伴う円筒形の陥没構造に対して使用されています。パイエス型カルデラというのは、スミス・ベイリー(1968)の図(本誌No.15号,39p)でみられるように、以下のような順序で形成されるとされています。

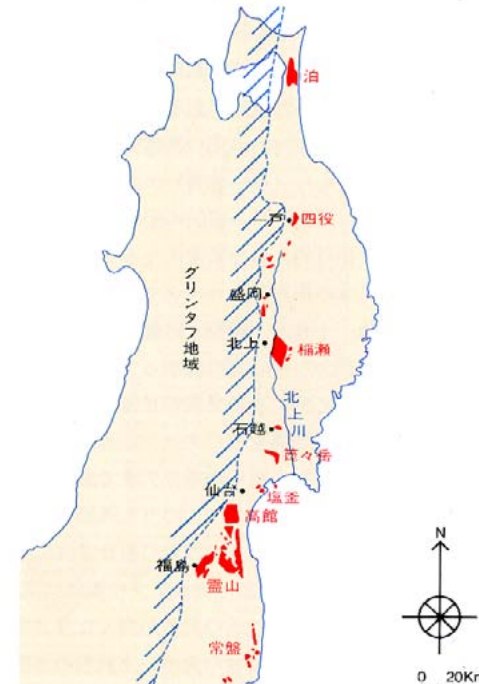
地下浅所に巨大なマグマ溜りができる。

マグマ溜りの中の圧力が高まり、リソグ状の割れ目ができ、この割れ目から大量の酸性火砕流が噴出する。

大量の火砕流の噴出に伴って、リソグ状割れ目の内側のブロックが変形することなしに沈下し、円形陥没地彩(カルデラ)がつくられ、その中は、噴出した大量の火砕流堆積物によってうめられる。

その後、再び酸性岩の活動が中央部で起こり、カルデラの中央部がドーム状に隆起する。

図7・1 東北日本における非グリーンタフ地域の中新世火山岩類の分布



(八島・生田、1966、周藤・八島、1982の図を簡略化)



注1 = 古儀君男, 1983: 設楽火山岩体の地質と構造. 地質学雑誌, 89, 487 - 500. 高田 亮, 1987: 設楽火成複合岩体の発達史とコールドロンの構造. 地質学雑誌, 93, 167 - 184.

注2 = 高田 亮, 1987: 愛知県設楽地方の大峠環状複合岩体中に存在するコールドロンの構造. 地質学雑誌, 93, 107 - 120.

石鏡山コールドロンもリソグ状の断層にとり囲まれており、最後にドーム状隆起、つまり花崗岩が貫入しています。現在は、上部の地層は削剥されてしまい、比較的下部の根っこのあたりが地表に顔をだしていると考えられているわけです。なおカルデラ(caldera)は地形だけを示す用語なので、かつてはカルデラであってもその後の侵食などでその地形が失われてしまえば、それと同時にカルデラとはいえなくなります。カルデラの有るなしに関係なく、火山性の陥没構造があれば、それがコールドロンです。

#### 設楽の重力異常と地質構造

実は最近、設楽についても、古儀君男さん(1983)、高田亮さん(1987)によってパイエス型カルデラに伴う一種のコールドロンという考えがだされています(注1)。確かに、地質図をみてもわかるように、設楽火山岩類は周囲の基盤に対して円形に近い形で堆積しており、コールドロンとみなせそうな形をしています。私自身も調査を始める頃には、そうした視点をもっていました。ところが調査が進むにつれ、さきに述べたように、非火山性の巨礫岩層が縁辺部に出てくるので火砕流の噴出前に縁辺部が陥没していることがわかり、しかも内部の構造もそう単純なものではないことがわかってきたわけです。

火山体の地下構造を調べる方法の1つとして、ブーゲー異常値を求め、重力異常図を利用する方法があります。重力異常値が相対的に負の異常になれば、その部分は周囲に比べ、地下に密度小のもの(軽い物質)があることになり、また重力異常値が相対的に正の異常になれば、地下に密度大のもの(重い物質)があることになるわけです。ですから一般的に陥没していれば、その部分は相対的に負の異常になることが多い。例えば、日本の第四紀のカルデラでは、屈斜路、支笏、洞爺、十和田、箱根、阿蘇などでは、いずれも周辺部から中心部に向かって負の値が大きくなり、中心部に負の異常の目玉をもつ逆円錐形タイプの重力異常のパターンが示されていて、地下構造からも単一のカルデラであることが明らかにされています(このうち阿蘇カルデラの重力異常図が本誌No.22号に紹介されています)。ただし伊豆大島のカルデラの場合には、火口およびその周辺で正の異常が高くなります。これはその部分に、密度の大きい玄武岩の溶岩が堆積しているためで、ハワイなどこのタイプ

のカルデラでは、これと同じパターンがでています。カルデラ内にデーサイトや流紋岩など密度の小さい火山岩類が堆積している場合には、負の異常のパターンがでてくるわけです。それで設楽についても、名古屋大学の志知龍一先生、北海道大学の山本明彦先生と一緒に、この地域の重力異常を調べてみました。そうしますと、もの見事に非常にきれいな形の負の異常がでました。

この重力異常図に地質図を重ね合わせたものが図8・1ですが、これをみますと、いろいろなことがわかってきます。約10mgalを超す相対負の範囲はほぼ円形をしています、特徴的なのは、円形のヘリの部分で相対負が急激に大きくなり、相対負の底はナベ底型でほぼ平らになっていることです。いま申しましたように、日本の第四紀のカルデラのほとんどは、逆円錐形の重力異常のパターンを示すのですが、設楽の場合にはナベ底型のパターンです(このパターンがでたのは、日本では初めてではないかと思えます)。

そしてパイエス型カルデラに伴うコールドロンの場合には、このナベ底型のパターンが出てくるとされているんです。ですから、重力異常のパターンそれだけを見ると、設楽は典型的なコールドロンのようにみえます。ところが地質図と重ね合わせてみると、相対負が急変するところは、いわゆる設楽盆状構造(納富, 1929. 斉藤, 1955)とよばれているところにほぼ一致しています。盆状構造をしているところの一番外側は、北設楽層群の層厚が急変するところに一致し、層厚は盆状構造の内側に厚くなっています。つまり火山岩分布域は、北設楽層群堆積時から沈降量が大いことになります。そして相対負の急変部は、デーサイトからなる明神山累層の分布と一致する部分は少なく、それと大きく斜交していたり、あるいはその外側になっています。一方、ナベ底の部分にも小さい相対負がみられますが、これらはそれぞれ、神田累層や棚山累層などの小さな堆積盆とほぼ一致しています。

このように重力異常からみても設楽の盆状構造は、大規模な地下陥没(設楽火山岩団研, 1979)により形成されたこと、そしてそれぞれの相対負と対応する各堆積盆もまた陥没により形成されていると考えられ、パイエス型カルデラに伴うコールドロンとは考えられません。

また大峠についても、高田さん(1987)によれば、パイエス型カルデラに伴うコールドロンであるとされています(注2)。私はさきほど述べたように、大峠累層の火砕物堆積以前に陥没し、崖錐性礫を堆積した盆地ができており、大峠陥没盆地はグリーンタフ式の陥没盆地とされています。じつはさきほどは省略してしまいましたが、このときの報告では、大峠累層の層厚をくわしく検討し、それが古戸を南北の境にして、南より北の方がより陥没量の多いこと、そして大峠累層の層厚から、陥没量は少なくとも500mと推定いたしました(沢井, 1979)。

では重力異常はどうかといいますが、大峠陥没盆地の北は周囲に比して2mgal程度の相対負、南は0.5mgalの相対正になっています。パイエス型カルデラに伴うコールドロンならば、南北合わせて円形のナベ底型の相対負の異常パターンがでるはずですが、そのようなパターンはでないで、重力異常は北と南で陥没量の違うことを示しています。

また、大峠陥没盆地の北半分にあられた2mgalの相対負について、仮に周囲の岩石との密度差を0.1g/cm<sup>3</sup>とすると、陥没量は約500mとなり、層厚から推定した量とほぼ一致します。この点は、さらに詳細な検討を必要としますが、おおざっぱにいうとグリーンタフ式陥没でも、それに見合う相対負になることがわかります。このようにしてみると、重力異常の点からも、大峠は単純な円形の陥没体としてのコールドロンとはいえないと思います(注3)。

こうしたさまざまな実体をみまると、設楽を単純に火山性の円形陥没体という意味のコールドロンとして規定してしまうのには賛成できかねるわけです。設楽には、この単純な規定では解決できない要素が多すぎます。設楽というのは、歩けば歩くほど複雑でむづかしい要素をみせ始め、従前からいわれているような火山活動のあり方だけでは解決できそうにない問題がでてきます。それだけになお一層、この山に魅せられるのかもしれない。

編集 時間もなくなりましたのでこの辺で終わりたいと思います。今日は、長時間どうも有難う存じました。



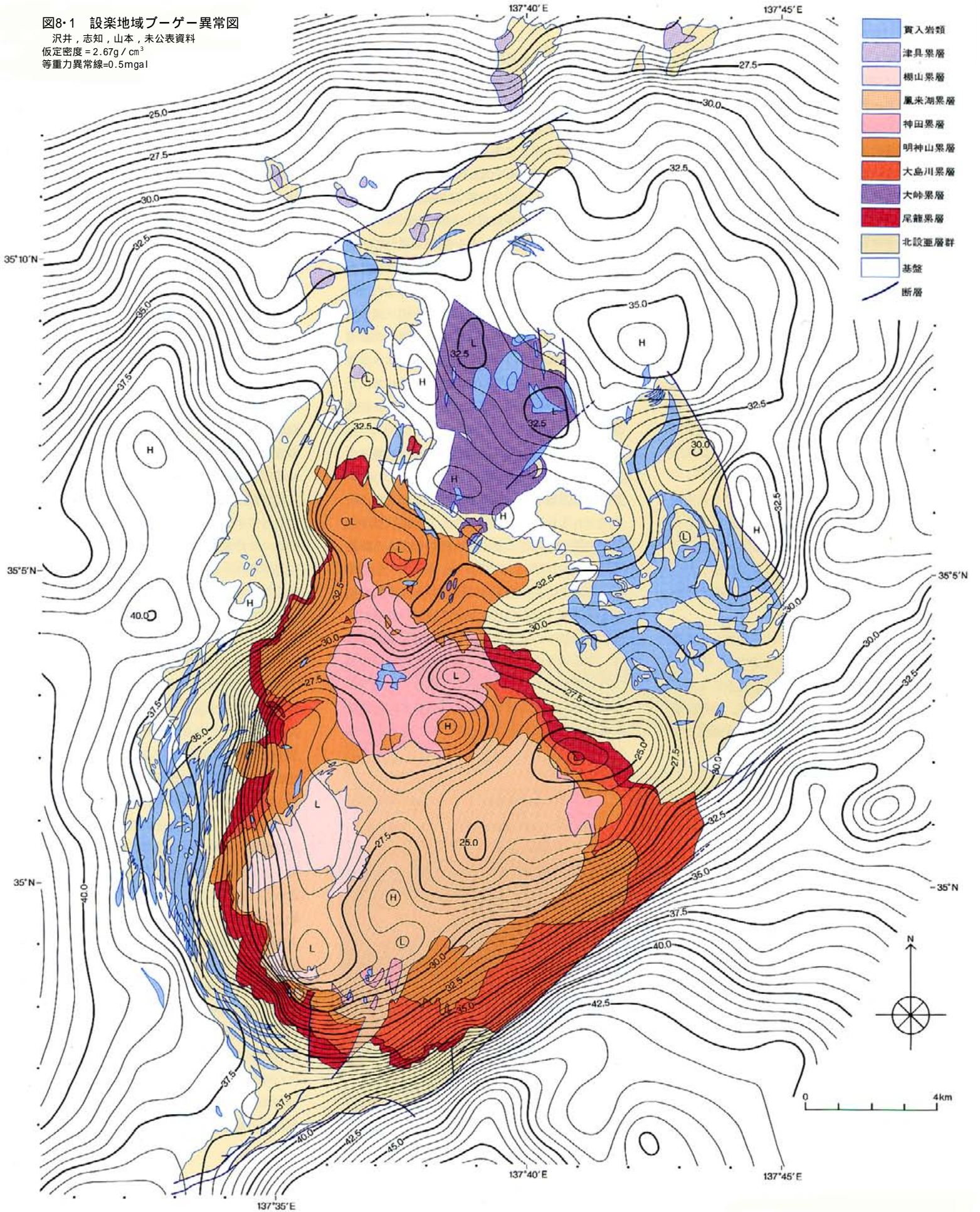
注3 = 小室裕明さん(1986)は、地質学的事実とモデル実験にもとづいて、マグマ溜りの上昇または“活性度”の高いマグマによって生じるドーム状隆起 陥没では、連続した環状断層は形成されず、正断層系によ

って構成される多角形状の陥没盆地となることを実証し、それに関連して、隆起 陥没 火山活動というグリタフ式の火山性陥没構造を、本宿型コールドロンと呼ぶことを提唱しています。またモデル実験により、

マグマ溜りの収縮やマグマの噴出に伴う圧力減少では、バイエス型カルデラによく似た円筒形陥没構造が生じることを明らかにしています。この提唱にしたがえば大峠陥没盆地は、本宿型コールドロンです(沢井)。

図8-1 設楽地域ブーゲー異常図

沢井, 志知, 山本, 未公表資料  
 仮定密度 = 2.67g/cm<sup>3</sup>  
 等重力異常線 = 0.5mgal







# 讃岐平野の生いたち 第一瀬戸内累層群以降を中心に

長谷川修一 = (株)四国総合研究所  
 斉藤 実 = 香川大学名誉教授

はじめに

讃岐平野は四国の北東部に位置し、南は讃岐山脈で境され、北に瀬戸内海を臨む東西にのびる細長い平野である。讃岐平野の特徴は何といっても、平野の中に浮かぶ台地状あるいは円錐状の美しい小山が群立することで、こうした特徴をもつ平野はわが国でも珍しい。前者の台地群は、五色台(国府台)、城山、屋島などで、讃岐岩(サヌカイト)あるいは讃岐岩質安山岩からなるメサと呼ばれる開析溶岩台地である。また後者の、飯野山(讃岐富士)に代表される小さい単体の山々は、讃岐岩質安山岩、黒雲母安山岩等からなるピュットあるいは火山岩類である。両者は共に瀬戸内火山岩類に属し、今から約1,400~1,100万年前(中期中新世)の火山活動の産物である。特にサヌカイトは、讃岐地方を代表する岩石で、ハンマーでたたくと金属音をかなでるためカンカン石ともよばれ、屋島上の土産物店で販売されている。

一方、讃岐平野を特徴づけるもう一つの岩石は花崗岩である。瀬戸内の白砂青松は、花崗岩が風化してできた白い砂をぬきにしては考えられない。そして現在見ることのできる花崗岩の風化殻、すなわちマサの形成もまた中期中新世までさかのぼる。

このように讃岐平野を特徴づける地形および地質は、中期中新世から形成され始めている。そこで本稿では、これまで多くの研究者によって積みあげられてきた成果にもとづき、中期中新世以降の讃岐平野及び瀬戸内海の形成過程を振

り返ってみることにする。

## 香川県の地形・地質の概要

香川県の基盤は花崗岩類から構成されている。本県は、地形および地質から、次の4つの部分に分けることができる(図3および表1)。

- (1) 南部の和泉層群よりなる讃岐山脈。本県南部には、中生代白亜紀後期の和泉層群からなる讃岐山脈が東北東方向に走り、600~1000mの標高で定高性の良い尾根を連ねている。讃岐山脈は、その南麓では中央構造線による断層線崖を形成しているが、北麓では、その西半分は江畑断層による断層線崖となっており、三豊層群の丘陵と接している。また北麓東半分の断層線崖類似の地形は、今まで断層線崖ではなく単なる差別侵食によるものであろうとされていたが、最近の調査では、断層線崖の可能性も指摘されている。

- (2) 讃岐山脈北側の前山丘陵地帯および瀬戸内火山岩類をのせた山塊群。

讃岐山脈北側の前山部分は、領家花崗岩類から構成される丘陵性の山地となっている。丘陵性山地の標高は大部分が400~600mであるが、瀬戸内方向に階段状に落ちていき、瀬戸内沿岸では花崗岩の上面高度は100~200mと低くなる。そして落差の境界付近を長尾断層がほぼ東西方向に走っている。またこれら花崗岩丘陵の上には、讃岐岩をはじめとする瀬戸内火山岩類に属する各種溶岩及び火山砕屑岩がのって、幾つかの山塊群を形成している。これらの火山岩類は讃岐層群とよばれるが、このうち、あるものは

山頂平坦な台地を作りメサ状に、あるものは円錐形のピュット状に、あたかも残丘のように平野上に孤立し、讃岐独特の景観を画き出している。

- (3) 三豊層群および焼尾峠礫層からなる丘陵地。讃岐山脈北縁部から讃岐平野中央部にかけての花崗岩類丘陵地の間には、第二瀬戸内累層群に属する三豊層群および焼尾峠礫層が低い丘陵をつくっている。三豊層群は北にゆるく傾斜し、沖積平野の地下にもぐり、さらに瀬戸内海海底下にも分布する。

- (4) 沖積低地および低位段丘からなる讃岐平野。讃岐平野は、上述の瀬戸内火山岩類をのせる小山塊群によって、東から高松平野、丸亀平野、三豊平野などの小さな平野に分割される。これらの平野は、沖積低地および扇状地性の低位段丘から構成されている。

## 山地・丘陵の地質

### <領家花崗岩類とその風化殻>

花崗岩類は本県で最も広く分布する基盤岩類で、黒雲母アダムロ岩および花崗閃緑岩からなっている。その大部分は白亜紀後期の領家花崗岩類に属するが、小豆島には、より後期の黒雲母花崗岩からなる広島型花崗岩が分布している。花崗岩類は風化を受け、地表付近では所により厚さ数10mに及ぶマサになっている。このような花崗岩類の風化殻は、後述する讃岐層群や三豊層群との不整合下にも発達しており、これらの地層の堆積前から風化殻が広範囲に形成されていたことがわかる。

例えば、小豆島の中央部の段山では、殆ど未風化の讃岐層群凝灰岩が赤色化したマサ及び赤色粘土層を不整合に被う(裏表紙写真4)。赤色粘土層は、赤色マサと同質の風化生成物が堆積したものである。マサ及び粘土層は、カオリナイト及びスメクタイトなどの粘土鉱物を多量に含むが、これに対して、上位の凝灰岩は粘土鉱物としてはハロイサイトをわずかに含むだけで、主要構成鉱物である斜長石はほとんど変質していない。さらに凝灰岩の上位にある角閃石安山岩質火山角礫岩も新鮮である。

また、坂出市城山の南、額坂峠の碎石場では花崗岩の風化殻(厚さ30~50m)が讃岐層群の凝灰質礫岩、凝灰岩及び讃岐岩質安山岩に被われている(裏表紙写真3)。不整合直下の花崗岩は黄褐色のマサ~風化花崗岩で、スメクタイト等の粘土鉱物を含む。これに対して、不整合直

表1 香川県の地質層序表

地質時代 (Ma)		地層名	岩質	堆積環境など	主な化石	
新生代	第四紀	完新世	沖積層	砂・礫及び粘土	三角州・扇状地成層	-10m 海棲貝類
		更新世	段丘堆積物	砂・礫及び粘土	扇状地成層	ナウマンゾウ
			(焼尾峠礫層) 三豊層群	砂・礫及び粘土	扇状地成層 湖沼成層	トウヨウゾウ、アカンゾウ、メタセコイア
	第三紀	鮮新世				
		中新世	讃岐層群	酸性凝灰岩、讃岐岩類など	湖成層	フウ、ブナ、コイ科
		漸新世	土庄層群	石英質~アルコーズ砂岩、垂炭及びベントナイト、礫岩	浅海成層 (一部潟湖成)	タマキガイ、サメ
	古第三紀	始新世				
		55				
		65	和泉層群	砂質頁岩、砂岩・泥岩互層 アルコーズ砂岩、礫岩	海成層	アンモナイト、イノセラムス、コグディアマモ
中生代	白亜紀	領家花崗岩類	黒雲母アダムロ岩、花崗閃緑岩	深成岩		
	ジュラ紀					
	三疊紀	領家変成岩類	ホルンフェルス、片麻岩 雲目片岩、変成輝緑岩 結晶質石灰岩	海成層	放射虫	
古生代後期						



上の礫岩では堆積後の風化は殆ど受けておらず、新鮮な花崗岩礫が保存されている。そして礫岩を被う凝灰岩および讃岐岩質安山岩の基底部は、少量のスメクタイトを含むものの、概ね新鮮である。この他、高松市屋敷、その東方の五剣山周辺、瀬戸内海の豊島等の多くの地点においても同様な関係が認められる。

このように花崗岩は、その直上の讃岐層群の基底部と比較して著しく風化を受け、厚い風化殻を形成している。しかも、花崗岩の風化殻の上部は一般に削剥され、地点により不整合の下の風化度が異なる。従って、これらの花崗岩の風化殻は、瀬戸内火山岩類および湖成層の堆積以前に既に形成され、その上部が削剥された後、瀬戸内火山岩類等によって被覆された結果、現在まで保存されたと推定される。

<和泉層群>

讃岐山脈の母体をなす白亜紀後期の和泉層群は、北縁では領家花崗岩類を不整合に被覆し、南縁は中央構造線によって三波川変成岩類と接している。北縁の不整合付近には、礫岩・アルコーズ砂岩が延々と東西方向に分布している。この基底礫岩層の南には、泥岩を主体とする泥岩相、さらにその南には砂岩と泥岩との互層を主体とするタービダイト相が広く分布している。

讃岐山脈北麓の西部では、江畑断層および竹成断層によって和泉層群が三豊層群に衝上している。江畑断層は、讃岐山脈と丘陵との地形境界を走り、著しい開析を受けた断層線崖を形成している。当断層は焼尾峠礫層に被われることが

ら、第四紀中頃には活動を停止したと考えられる。一方、讃岐山脈の中～東部でも山地と丘陵との境界は明瞭で、榎原断層などによる断層線崖となっている。榎原断層などは、和泉層群中の南傾斜の逆断層と推定され、これらも第四紀中頃には活動が終了したと考えられる。

<土庄層群>

小豆島の北西部及び豊島には第一瀬戸内累層群に属する土庄層群が分布している(図1, 図2)。小豆島に分布する本層群は、所により層厚の変化が著しいが、全体として50～150mの厚さである。本層群は、本来、領家変成岩類及び白亜紀花崗岩類を不整合に被覆して堆積したものであるが、現在は、これら古期岩類とほとんど断層関係で接している。本層群の下部の地層は垂炭を含み、潟湖成であり、上部になると海棲化石を多数含み、純浅海成の様相を示す。

下部の地層(伊喜末層)は、20～70mの厚さで、花崗岩質の中粒～粗粒の砂岩を主とし、基底近くでは礫岩質となり、淡緑灰色のペントナイト類似のシルト岩および数枚の粗悪な褐炭を挟む。この褐炭は、東部にいくに従って厚くなり、北浦及び肥土山方面ではかつて採掘されたことがある。この炭質物中には、不完全ながら植物化石破片及び珪化木を含み、ときに樹脂の固まった琥珀状のものを産することがある。土庄町長浜海岸の崖からは、アケボノスギ、クスノキの一種、コンプトニア属、ランダイカウバシ、ナラなどの植物化石が産する。とくに中期中新世を特徴づけるクスノキの一種が多産する。

上部の地層(四海層)は、全体として50～80m内外の層厚を示し、土庄町長浜の海岸にみられるように、直接基盤岩を不整合に被覆する場合もある。本層は、黄灰色の、極めて特徴ある石英質の細粒砂岩で、ときに中粒となり、また花崗岩類、ホルンフェルス、石英斑岩などの細礫をもつ薄い礫岩層を挟む場合がある。本層の比較的下部からは、不完全ながら多数の海棲化石が産する。滝の宮の小沢谷中にはマガキ類のみを含む石灰岩層が存在する。滝の宮及び長浜ではクロダタマキガイ、ハタイキリガイダマシ、オヤシオキリガイダマシ、メイセンタマガイ、アオザメの化石が産出する。

豊島の土庄層群は、基盤の黒雲母花崗岩を不整合に被覆し、讃岐層群によって不整合に被覆されている。本層群は、60～130mの層厚で北部ほど厚くなっており、下位から豊島層、家浦層及び唐櫃層の3層に区分されている。豊島層は、下位より基底礫岩層、中・粗粒アルコーズ砂岩層、細・中粒砂岩層を挟む泥岩層へと漸次変化し、海進相を示している。家浦層は、白色の含軽石凝灰質中粒砂岩～細粒砂岩、礫岩を主体とし、唐櫃層は、主に灰緑色凝灰質泥岩と細・中粒砂岩(一部凝灰質)からなる。

豊島層からは、アケボノスギ、ナラ、クスノキの一種の植物化石が報告されている。また本層からは、中期中新世を示すタマキガイ、ミノマヤガイ、シオガマフミガイ、キリガイダマシ、メイセンタマガイ、ヤナギダニヒタチオビガイなどの貝化石を産する。従って豊島層は、岩相

図1 豊島の地質図

坂東・吉市, 1978 を一部修正

図2 小豆島北西部の地質図

Saito, 1962

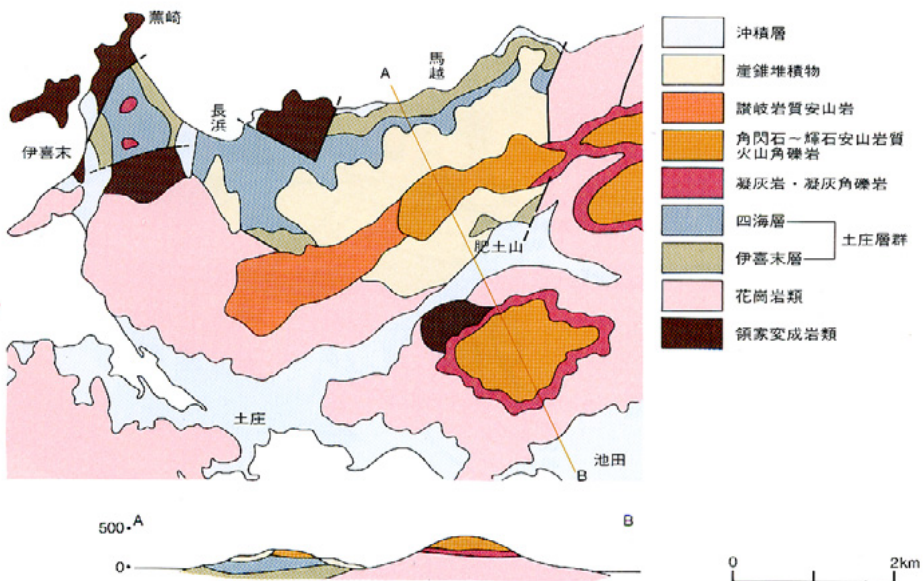
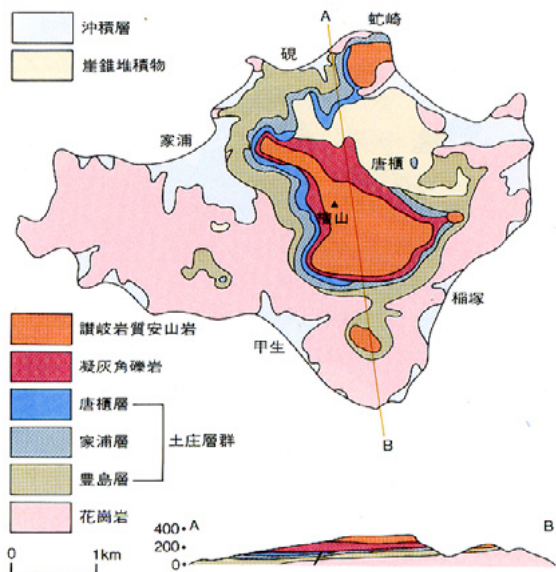
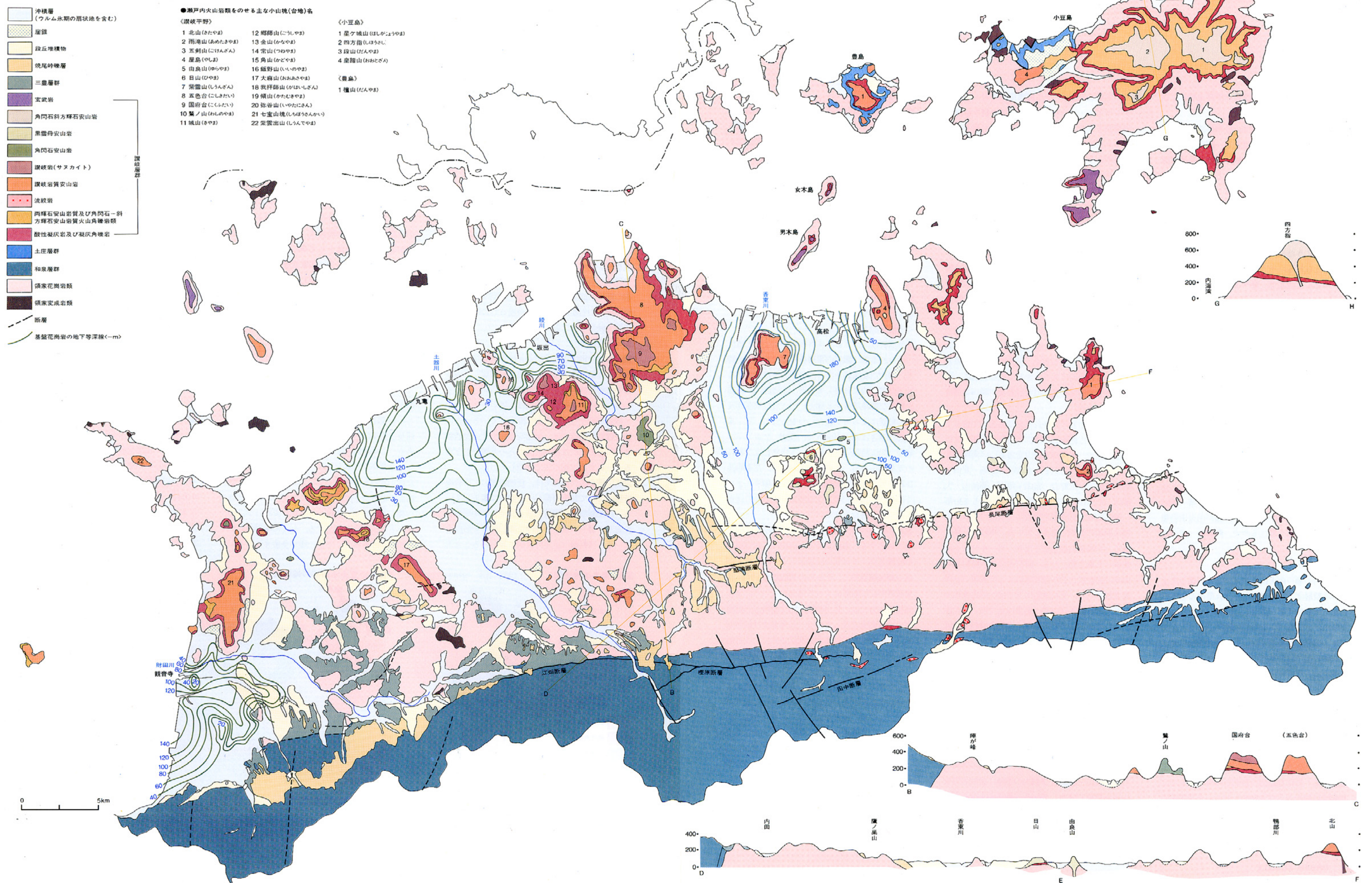




図3 香川県の地質図 斉藤 実・1978を一部改変





および産出化石から、小豆島の伊喜末層および四海層にほぼ対比できる。

小豆島における土庄層群は、分布地南域の肥土山方面では、その走向は東北東～西南西で、北西に5～10度傾斜する。北域の北浦・馬越方面では南東に3～5度傾斜し、北方向に沈下する一つの緩い向斜状になっている。また多くの地点で古期岩類と断層で接しており、その断層付近では、ひきずりに伴い30～40°の急傾斜を示すことがある。これらの断層は讃岐層群を切っていないようなので、讃岐層群堆積前に活動したと考えられる。一方、豊島では、本層群の走向がほとんど南北で、東へ10°内外傾斜している。

土庄層群相当層は、岡山県児島湾の地下にも確認されているが、香川県本土には化石によって確認された土庄層群相当層は分布しない。ただし、五色台東方の坂出市片山に分布する礫岩及びアルコーズ砂岩が、本層群に対比できるとの報告がある。

土庄層群と讃岐層群との関係は従来不整合とされていたが、小豆島では整合の可能性も指摘されている。両者の間では時間間隔もなく、その間に大きな変動も受けていないので、小豆島および豊島では、両者はほぼ整合的に堆積したとみなせるかもしれない。しかしながら両者の分布は、ここから西では大きく異なり、第一瀬戸内累層群は北西の中国地方へ、瀬戸内火山岩類は西の松山方面へ延びるので、両者は一連の地層ではない。

#### < 讃岐層群 >

香川県内の瀬戸内火山岩類及びそれに伴う淡水性の堆積層は、讃岐層群と呼ばれ県内の全域にわたって分布する(図3)。本層群の模式的な層序は、五色台(国府台)地域にみることができる。国分寺町<sup>ひがしあき</sup>東奥から、国府台の山頂に通じる道路の崖では、基盤のマサ化した花崗岩の侵食面上に、黒雲母流紋岩質凝灰岩・角閃石斜方輝石安山岩質火山角礫岩・讃岐岩質安山岩溶岩・讃岐岩溶岩の順に重なっている。城山・七宝山塊<sup>ほつ</sup>・大麻山<sup>おおあま</sup>・我拝師山<sup>がはいし</sup>・弥谷山<sup>やひや</sup>の各地域でもほぼ同一の層序を示している。

最下位の流紋岩質凝灰岩層は、層理及び斜交層理が発達する水中堆積物で、湖沼性堆積物と推定される。特に基底部の花崗岩に近い部分では、基盤岩の塊片および水蝕礫を混入した基底礫岩となっている。中位では、成層した凝灰岩であ

り、上位になるにつれて黒雲母安山岩・黒雲母デーサイト・ピッチストーンなどの裂片を混え角礫質となる。また、全域的にみて本層中にはザクロ石の裂片が多く含まれている。

本層中よりの植物化石は、ミズナラ、古ブナ、古イヌブナ、ヤナギなどで、小豆島からはフウが報告されたことがある。また最近(1987年)、津田町雨滝山山麓の凝灰質泥岩中に、香川県では初めて魚類の化石(コイ科?ギギ科)およびゴキブリの羽の化石が発見されている。

本層は一般に水平的であるが、局部的には20～30度とかなりの傾斜をしている。しかしこの凝灰岩層の上位にくる火山角礫岩は、水平になっている場合が多いので、堆積時の構造を反映したものと考えられる。

この酸性凝灰岩の上位には、標式地の国府台では、30～50m厚さの火山角礫岩がくる。この火山角礫岩は、角閃石質で、上位に向かって斜方輝石を含む傾向にある。さらにその上位に、約50m厚さの讃岐岩質安山岩溶岩及び30mの讃岐岩溶岩がくる。

讃岐岩質安山岩は、斜長石を斑晶として含んでおり、また古銅輝石の他に単斜輝石も僅かながら含むので、古銅輝石安山岩あるいは両輝石安山岩とも呼ばれている。本岩は、屋島・北山・豊島・城山・国府台・常山・角山<sup>つうし</sup>・郷獅山<sup>きょうし</sup>・大麻山・七宝山などに、溶岩として分布している。一般に讃岐岩質安山岩溶岩は、下部は柱状、上部は板状の節理が発達している。本岩は、風化すると赤褐色の粘土状となり、ポーキサイトに類似した風化物となる。国府台では讃岐岩質安山岩の赤色風化殻が讃岐岩によって被覆され保存されている。また屋島山上では、赤色風化を受けた讃岐岩質安山岩(屋島山上の血ノ池の赤色はここからきている)を、白色の雪の庭凝灰岩および屋島礫層が部分的に被っている。

讃岐岩(サヌカイト)は、黒色緻密で斜長石に乏しく斜方輝石、特に古銅輝石の小針状斑晶に富み、ガラス質石基を多く含むのを特徴とする。この讃岐岩は流理もしくは節理に富み、メサ状地彩をなしている。風化を受けると赤褐色の粘土となるが、一部は風化を免れあかも木片のような溝状の筋がついた礫(縁とり石)となっている。本岩は、主として国府台地域の青峰・白峰・城山・金山及び傾山の頂部に讃岐岩質安山岩を被覆し分布している(屋島山上で売られているカンカン石は、国府台産出のサヌカイト

である)。

他方、上述の層序を伴わず、基盤上に噴出した黒雲母安山岩、斜方輝石角閃石安山岩、角閃石安山岩などの火山岩類が、ピュット状またはメサ状の地形をつくって広く分布し、また、主として流紋岩からなる貫入岩が長尾断層沿いに分布する。

香川県に分布する瀬戸内火山岩類では、デーサイト、流紋岩類から14Ma、讃岐岩質安山岩及び讃岐岩から13～11Maのk-Ar年代が報告されている。また、雪の庭凝灰岩からは11Maのフィッシュントラック年代が報告されている。これらの溶岩の一部は水中堆積したことが明らかにされているので、讃岐地区の瀬戸内火山岩類は湖水域で噴出したと考えられている。

#### < 三豊層群 >

三豊層群は、メタセコイア植物群によって特徴づけられる第二瀬戸内累層群に属する湖沼成層で、瀬戸内海海底をはじめ瀬戸内沿岸平野部の地下に普遍的に分布している。本層群は、花崗岩類及び和泉層群を基盤として、段丘堆積物及び沖積層によって不整合におおわれている。本層群は厚さは60～100mで、礫層、アルコーズ砂層、黒灰色泥岩、青色シルト岩またはこれらの互層からなる。本層群は主として、花崗岩及び和泉層群起源の砕屑物からなり、場所によっては瀬戸内火山岩類及び三波川変成岩類の礫を多量に含む場合もある。

香川県西部では、三豊層群の南限はほぼ江畑断層に対応する。南縁部の三豊層群は、和泉層群の巨礫及びスラブ状の巨礫をもつ、いわゆる湖沼の周縁礫岩相で、それらの周辺礫岩上に、和泉層群が江畑断層によって衝上している。また高松市南方では、長尾断層、鮎滝断層が三豊層群のほぼ南限となっている。長尾および鮎滝断層は、その一部で段丘面を変位させている可能性が指摘されているが、第四紀後期の活動度は低いようである。

三豊層群分布域の周辺には、和泉層群に由来する礫を主体とする扇状地礫層の焼尾峠礫層が分布している。焼尾峠礫層はその命名当時、丘陵を構成する礫層で段丘堆積物とは区別されていたが、その高位段丘堆積物として扱われることもあった。しかしながら、本層は丘陵を形成し、堆積原面を残しておらず、また固結度も三豊層群とほぼ同程度なので段丘堆積物ではなく、第二瀬戸内累層群に含める方が妥当と考え



られる。近年、同相当層からメタセコイア消滅期の植物・花粉等が報告され、かなりの部分が下部更新統であることが明らかになってきた。また、三波川帯由来の結晶片岩礫を含む三豊層群下部層中の火山灰層からは $2.5 \pm 0.3\text{Ma}$ 、和泉層群起源の碎屑物からなる焼尾峠礫層相当層からは $1.2 \pm 0.2\text{Ma}$ という値のフィッシュオントラック年代が報告されている。従って、焼尾峠礫層の大部分は第二瀬戸内累層に属することが確実にされた。このため現時点では、三豊層群が鮮新世後期～更新世前期、焼尾峠礫層が更新前期～中期の地層と考えられる。

三豊層群中の結晶片岩礫は、四国山地の三波川帯から供給されたものであるが、この外帯由来の礫については、讃岐山脈の風隙地形を通じて讃岐山脈が大きく隆起する以前にもたらされたという考えと、既に隆起していた讃岐山脈を迂回して伊予三島方面からもたらされたという考えがある。従って、讃岐山脈の隆起過程を解明する上で、結晶片岩礫の分布と産状の検討とともに、火山灰等を利用した三豊層群および焼尾峠礫層の層序と構造の解明がなされている。

#### 讃岐平野の地下地質

讃岐平野は、主として三角州～はらん原からなる沖積低地と、その背後の扇状地とから構成される。この扇状地は、完新世に形成された沖積扇状地と、ウルム氷期に形成された低位段丘相当の扇状地とに区分される。また平野の周辺

部には、更新世中期～後期の段丘が分布している。

讃岐平野の地下地質は、今までのところ、次のように区分されている(図4, 図5, 図6)。

#### (1)花崗岩類(基盤岩)

ボーリング調査データによると、高松平野では-100～-200m、三豊平野では-80～-140m、丸亀平野では-80～-140m、坂出平野では-60～-90mで基盤の花崗岩に達する。

地下に伏在している花崗岩潜丘の位置は、地上における花崗岩丘陵の方向に関係がある。一般に花崗岩の露出地に向かって浅く、離れるにつれて深くなる傾向にあるが、断層などの影響のため急に深くなる場合もある。特に高松平野の紫雲山の東側や、丸亀平野の青の山の西側などは、直ちに基盤の深度が-100m前後になり、かなりの急崖が予想される。

#### (2)三豊層群

基盤の花崗岩類を不整合に被って三豊層群が60～140mの厚さで分布している。讃岐層群は、陸上部と異なり、平野の地下では全くといっていいほど分布していない。三豊層群は、青色粘土、砂、シルト、またはこれらの互層からなり、下部は砂礫層となっている場合が多い。ほとんど水平で、わずかに北方向3～5°傾斜する。本層は基盤の花崗岩潜丘にアバットしており、讃岐平野全体が本層の堆積盆であった。

#### (3)沈水性扇状地礫層

ウルム氷期最盛期に形成された谷を埋めて堆積した扇状地堆積物で、主として砂礫よりなる。本層は、瀬戸内海における-15～-20m平坦面を形成するもので、また-40m平坦面に直接露出している。層厚は10m前後である。

#### (4)沖積下部層

細礫混じりの砂礫層で、沖積層の基底礫層と考えられる。

#### (5)沖積上部層(海成層)

本層はピート混じりの粘土～シルトからなり、一部に砂を挟む。層厚は10m前後である。上部にいくにつれて貝殻を含む砂となる。いわゆる縄文海進(約6,000年前)の海成の堆積物である。本層の下部に普遍的に存在するピート層は、アカホヤ火山灰を伴うことがある。この海成層は臨海部に分布し、軟弱地盤を形成している。

#### (6)沖積最上部層

砂礫からなり、層厚は2～5m前後、海岸部では貝殻を含み沿岸性の海成堆積物よりなる。

#### 備讃瀬戸内海の海底地質

備讃瀬戸海域の海底地質は、本四架橋に伴う音波探査およびボーリング調査等によって、下位から花崗岩類(基盤岩)、三豊層群(湖沼成層)および備讃瀬戸層群(海成層)に区分されている(表2, 図7, 図8)。

備讃瀬戸の堆積盆の中心は、柏島～女木島の間と、女木島、屋島、高松平野に囲まれた中間地点で、基盤の深さは-70～-180mと考えられ

図4 讃岐平野の代表的なボーリング柱状図

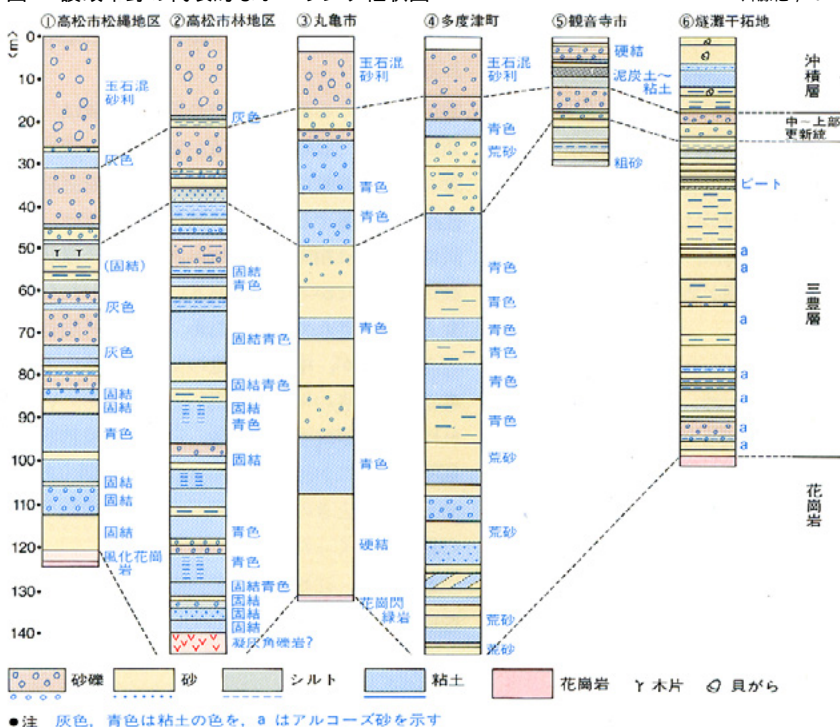


図5 丸亀～坂出平野の地質横断面図(臨海部)

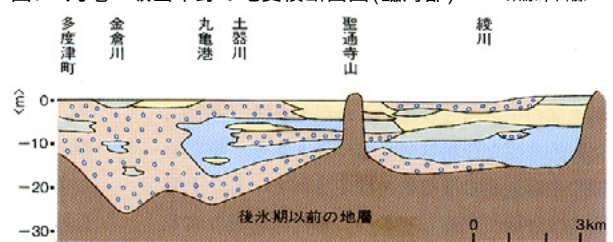
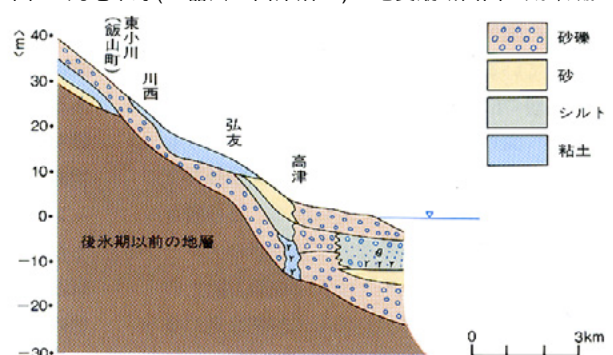


図6 丸亀平野(土器川の西岸沿い)の地質縦断面図





ている。ここでは、基盤のマサ化した花崗岩類を不整合に被って、三豊層群がほぼ水平に堆積している。中新統は確認されていない。備讃瀬戸海域では東部ほど粗粒堆積物が多く、中部・西部へと細粒堆積物が増加するので、堆積物の後背地は東部にあったと推定されている。

この三豊層群を直接不整合におおって、備讃瀬戸層群が分布する。これは大槌島層、槌ノ戸瀬戸層および番ノ洲層に分けられている。大槌島層は、三豊層群を侵食した起伏をもった面に堆積し、青灰色粗砂、暗緑灰色シルト質粘土、砂礫などからなり、-66m付近には緑灰色の凝灰岩をはさむ。音波探査および花粉分析により、上部層と下部層に区分される。下部層の-87mと上部層の-40m前後にはそれぞれ海成堆積物が確認されている。花粉分析結果によると、メタセコイアは検出されず、下部層はマツスギの組成を示し、現在とほとんど同じ気候を、上部層はモミーマツブナークルミの組成で、冷涼気候を示している。

槌ノ戸瀬戸層は、大槌島層を切る侵食谷に埋積したもので、その分布は広く河谷状に発達している。この侵食谷はウルム氷期最盛期のものと考えられている。本層はシルト質粘土の単調な層相を示す。また-40m付近が上限となることが多い。本層はアンモニア類の有孔虫化石が産することより、淡水の影響の強い湾奥部の堆積物と考えられている。

本海域の最上部堆積層は番ノ洲層で、砂及び砂礫からなり、所によりヘドロが堆積している。下部層は淘汰の悪い砂礫・砂・粘土の少なくとも2つのサイクルを持つ堆積物を含むことから、海水準の小刻みな変化がうかがわれる。本層は比較的冷涼な花粉群集をもつことより、縄文早期の小海退期の堆積物と推定されている。上部層には砂層が発達し、このころには海域の大半が現海況の状態となった。

次に、内陸部及び沿岸平野部の地下地質と海底地質との関係であるが、これは図9のように考えられている。この図での大きな問題の1つは大槌島層の位置づけであろう。本層は三豊層群と密接に関係して分布し、局所的に整合部分もあること、海成層をはさむことから大阪層群上部層に相当する可能性が考えられる。この場合、大槌島層は備讃瀬戸層群より三豊層群のメンバーに入れるべきであろう。また海成層と陸上の段丘堆積物との関係についても未解明な点が多

く、今後は、本地域の第二瀬戸内累層群以降の層序を、火山灰、微化石を利用して再検討する必要がある。

#### 讃岐平野の形成史

讃岐平野の芽生えは、中期中新世前期の第一瀬戸内海(古瀬戸内海)の進入に始まる。このとき、古瀬戸内の海は現在の小豆島付近で土庄層群を形成したが、四国本島には達せず、北西の中国地方へのびている。当時(16~15Ma)は、日本の広い範囲がマングローブ湿地に代表される亜熱帯~熱帯気候下にあったことが知られている。そして当時の亜熱帯~熱帯気候のもとで、地表の花崗岩には厚い風化殻が形成されたと推定される。讃岐層群に被覆された花崗岩の厚い風化殻も、この時期に形成された可能性が高く、また現在みることのできるマサの素地も、この時期に形成されたのであろう。

第一瀬戸内累層群堆積直後、中期中新世中期には、現在の瀬戸内海に沿うかたちで東西に並ぶ淡水湖が出現し、瀬戸内火山岩類(讃岐層群)の活動が始まった。もっとも、土庄層群中にも凝灰岩が存在することから、その直前にも多少の火山活動があったと考えられる。小豆島では、土庄層群を切るものの讃岐層群を切らない断層がある。従って、土庄層群堆積直後に地盤の隆起・沈降が生じ、東西に延びる凹地列が形成されたと考えられる。

香川県の全域におよぶ瀬戸内火山岩類の活動は、14Ma~11Maにわたり、流紋岩~デーサイト等の酸性火山岩類の噴出に始まり、讃岐岩の噴出を最後に終息している。ただし、屋島山上の雪の庭酸性凝灰岩など二、三の問題は残っている。五色台では、溶岩と溶岩との間に赤色風化殻が形成されていることから、この当時もかなり温暖で風化が進行していたと推定される。また陸上で形成される風化殻がはさまれることから、瀬戸内火山岩類活動時に、噴出物および堆積物が陸上に露出した時期があったことは確かであろう。

讃岐層群の溶岩類は現在、マサ化した花崗岩類あるいは軟質な土庄層群を被って台地~小山地群を形成している。溶岩類は堅硬であるが、柱状あるいは板状節理が発達しているため、キャップロックとなって荷重および地下水を供給するため、マスマーブメント(地すべり)の発生原因となっている。香川県では、讃岐層群の台地の縁辺部に地すべり地形が多く分布し、小豆

島の肥土土地すべりはこの典型である。また、集中豪雨による崩壊・土石流の発生は、急崖をつくる溶岩からはほとんど発生せず、より緩傾斜のマサ化した花崗岩分布域で多発している。このように、現在香川県で発生する土砂災害の下地は、中期中新世における風化作用(マサの形成)とその後の瀬戸内火山岩類の活動によってつくられている。なお、広域的なマサは新第三紀を通じて形成されているので、第四紀の地殻変動に伴う基盤の断裂化が、広域的なマサの形成に関与したとは考えにくい。

瀬戸内火山岩類の活動後、三豊層群で代表される第二瀬戸内層群までの期間は堆積物がないため、その間の情報は少ない。讃岐層群中には落差がせいぜい数10mの南北系の断層があるが、これらの断層は三豊層群に変位を与えているように見えないので、恐らく中期中新世から鮮新世にかけて、すなわち、讃岐層群堆積中もしくはそれ以降に形成されたものであろう。

讃岐山脈北麓の榎原断層沿いおよび第四紀断層の長尾断層沿いでは、中期中新世の貫入岩(流紋岩)がほぼ東西方向に点々と分布している。また長尾断層の破碎帯は、第四紀に活動した部分に比較して大きい。従って、これらの断層は中期中新世頃から東西系の断裂帯であったと推定され、この断裂帯に沿って流紋岩が貫入したのであろう。そして、これらの断層は讃岐層群のほぼ南限に当たるので、讃岐層群の堆積盆地の形成に関与した可能性がある。また後述するように、鮮新世におけるこれらの断層運動によって、三豊層群の堆積盆地が形成されたと推定される。

香川県における第二瀬戸内の湖沼の形成は、鮮新世後期の三豊層群の堆積から始まる。讃岐平野および備讃瀬戸では、基盤の花崗岩を直接三豊層群が被覆するから、これらの地域では、中期中新世には相対的に高所があったため讃岐層群が堆積しなかったか。あるいは堆積したが侵食されつくされてしまったか、両方の可能性が考えられるが、中期中新世の気候と風化作用を考えると前者の可能性も高いと思われる。いずれにしても讃岐層群堆積後、三豊層群堆積前の期間は陸上における侵食が進行した時期である。そしてこのときの侵食作用が、現在の讃岐平野の原形をつくったと考えられる。

三豊層群は、江畑断層、長尾断層などの第四紀断層を堆積盆地の南限としている。これより南



には三豊層群はほとんど分布していないので、三豊層群はこれらの断層群による南側隆起の断層運動によって形成された堆積盆地に堆積したか、これらの断層をまたいで堆積したが第四紀の断層活動によって南側に分布した堆積物が隆起・侵食を受けたかのどちらかであろう。大きな谷では、三豊層群の分布はこれらの断層をこえて少し南へも分布していること、断層周辺の地層の変形が小さいことから、これらの断層は第四紀に数100mもの垂直変位を起こしたとは考え難い。従って、鮮新世(後期?)におけるこれらの断層運動によって三豊層群の堆積盆地が形成され、その断層運動が三豊層群堆積中も引続いたと推定される。特に、讃岐山脈の北麓の江畑断層、椋原断層などは、第四紀後半の活動が認められないことから、讃岐山脈の北麓では隆起に伴う断層運動は、第四紀中頃までに終了した可能性が高い。

三豊層群以降の堆積物は、第四紀断層付近を除いてほぼ水平に堆積しており、堆積後の地層の変形はほとんどなかったと推定される。これに対して、その層相は、後背地の状況や、海水準および侵食基準面の変動を受けて大きく変化している。現在のところ、各地区の三豊層群の対比が進んでいないので、三豊層群堆積当時の古

地理を完全に復元することは難しい。ただ和泉層群起源の粗粒堆積物からなる焼尾峠礫層が下部更新統を含むことから、遅くとも100万年前頃には、讃岐山脈はかなりの高度に達していたと推定される。

また、鮮新世後期には三波川変成岩類の礫が三豊層群中に供給されていることは間違いないので、この径路については、当時の讃岐山脈の起伏も含めて今後さらに検討する必要がある。香川県に再び海が侵入したのは、大槌島層が堆積したときである。これ以降香川県は、第三瀬戸内海の時代になり海水準変動の影響を強く受けることになる。すなわち、三豊層群の侵食が始まり、段丘を形成する時代となる。大槌島層の時代ははっきりしていないが、一部は更新世中期の大阪層群上部層に相当する可能性がある。これに対して、香川県本土で確認されている海成層は、完新世の縄文海進相当層のみである。従って、現在のところ香川県で確認された第四紀の海進は、大槌島層堆積期、槌ノ戸瀬戸層堆積期および縄文海進期の3回である。しかしながら、今後の調査によって新たな海成層が発見される可能性もあろう。また、陸上の段丘堆積物と平野地下および海底堆積物と詳細な対比が将来可能になれば、瀬戸内海および讃岐平野の

成立ちがもっと詳しくわかるであろう。

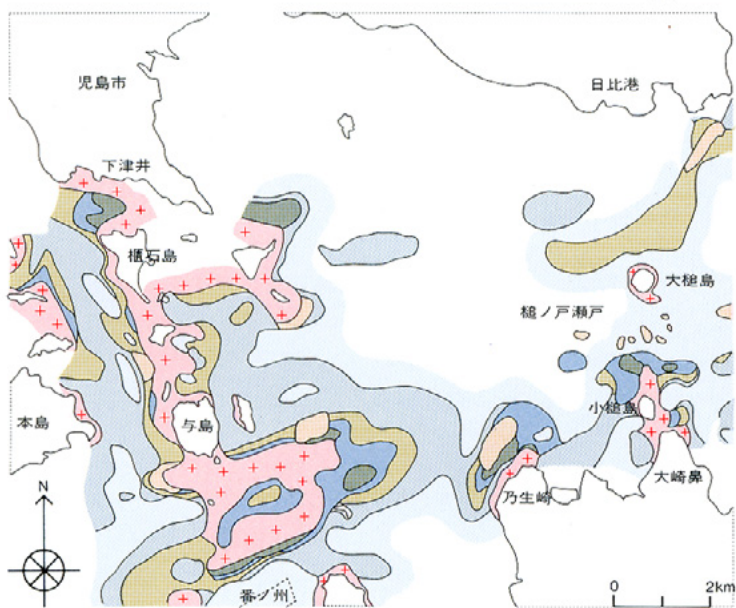
おわりに

讃岐地方では、備讃瀬戸の島々や坂出市国府台、城山・金山を中心とした地域で、サヌカイトからなる多数の旧石器が発見されている。旧石器時代の人々が備讃瀬戸で生活していたのは、ちょうどウルム氷期の頃であり、讃岐地方は、大阪府二上山周辺と共に旧石器時代における瀬戸内地域の石器の一大産地であった。ウルム氷期の最盛期(約2万年前)には、海水面は現在に比べ100m程度低下していたと推定されている。従って当時、備讃瀬戸は完全に陸化し、多くの湖沼が存在し、大小の河川の流れる盆地になっていて、旧石器人たちはこの豊かな備讃瀬戸盆地を生活の場としたのであろう。

その後、気候が温暖化し、海進が始まって約1万年前にはほぼ現在の瀬戸内海と同じ環境が形成される。この海進により、ウルム氷期の扇状地は海底下に沈むが、内陸部では縄文海進時にも、ウルム氷期の扇状地はそのままに残った。そして、その後の小規模な海退に伴い再び海面上に現われた海岸平野を、現河川の運搬する砂礫が被覆して沖積平野をつくり、現在の讃岐平野の微地形を形成することになる。

図7 備讃瀬戸海底地質図

高橋, 1978



<図7, 図8の凡例>

- 番ノ州層上部
- 番ノ州層下部
- 槌ノ戸瀬戸層
- 大槌島層上部
- 大槌島層下部
- 三豊層群
- ++ 花崗岩類

<図9の凡例>

- 備讃瀬戸内海
- 番ノ州層
- 槌ノ戸瀬戸層
- 大槌島層
- 三豊層群
- 讃岐平野
- 現世堆積物
- 焼尾峠礫層
- 三豊層群
- 和泉層群
- ++ 鎖家花崗岩類

図8 備讃瀬戸の日比 大崎鼻間地質断面図

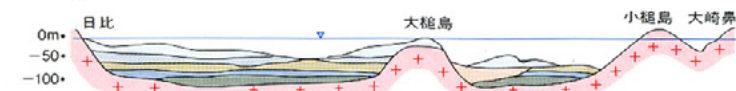


表2 備讃瀬戸海域における層序、古気候と海水準変動図 高橋, 1978を一部修正

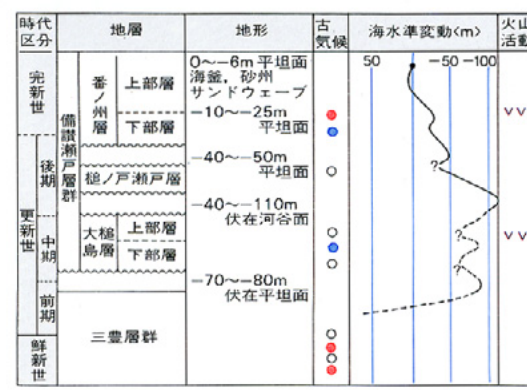
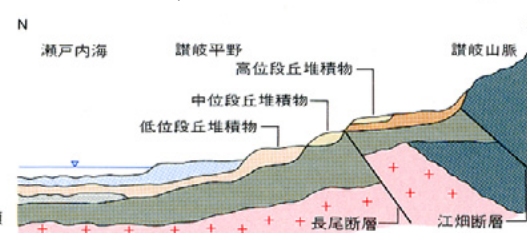


図9 讃岐平野と備讃瀬戸内海との地質の対比(南北方向の模式図) 斎藤・他, 1972を一部修正





# 5 目で見る瀬戸内火山岩類

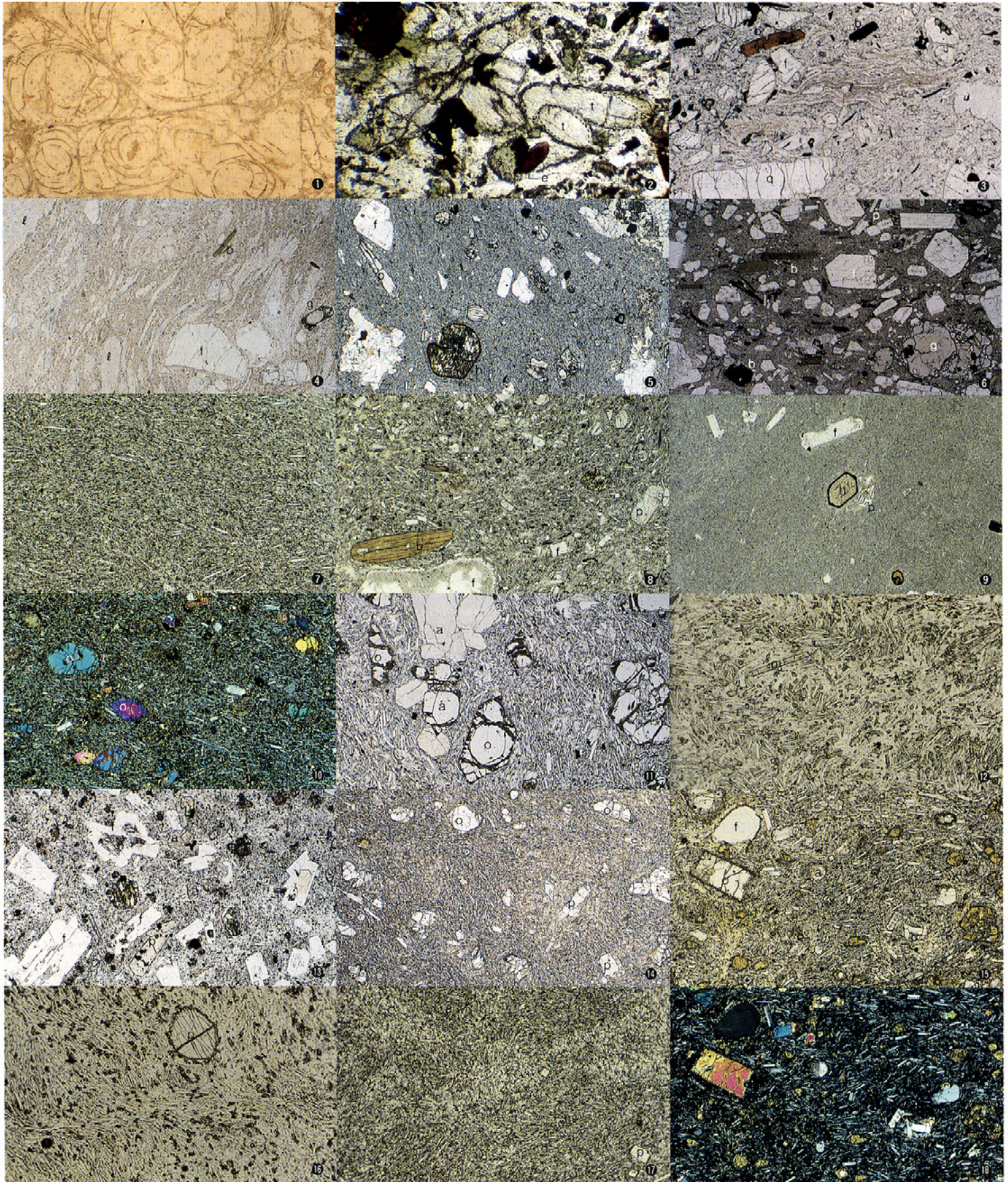
佐藤隆春 = 大阪府立長野高校教諭 (3~18)

沢井 誠 = 愛知県立犬山高校教諭 (1, 2)

1~3 : 設楽および室生の火山岩類 4~10 : 二上山の火山岩類

11~14 : 大阪周辺の火山岩類 15~18 : 香川県国府台・五色台の火山岩類

a = 単斜輝石 (普通輝石)      = 溶結レンズ  
 b = 黒雲母                      o = かんらん石  
 f = 長石 (斜長石)              p = 斜方輝石 (シソ輝石,  
 g = ザクロ石                      古銅輝石)  
 h = 角閃石                        q = 石英





注1: サヌカイト, さぬき岩(讃岐岩) = 讃岐地方に産する黒色できめの細かい古銅輝石安山岩. かたくて, 割ると貝殻状の鋭利な切り口になる. 石器として利用された.

注2: サヌキトイド = サヌカイトを含めて, 瀬戸内地域の斜方輝石玄武岩 - 安山岩をサヌキトイドと呼んでいる(小磯, 1916). 巽ほか(1982)や佐藤(1982)は, サヌキトイドの特徴として, 斑晶量が少なく. 体積比10%以下, 斜長石斑晶は

3%以下である. かんらん石や古銅輝石の斑晶は, マグネシウム含有量が高い. 鉄チタン酸化物斑晶が含まれないなどをあげている.

注3: 古銅輝石(ブロンザイト) = 輝石のうち, 斜方晶系に属し, マグネシウム成分の多いもの. 細かい包有物のためブロンズ光沢を示すことから名づけられた.

斑晶: 火成岩で細粒の石基中に肉眼的目立って大きくみえ

る結晶をいう. 顕微鏡でなければ見えないものを微斑晶という. マグマ中で晶出し, 自由に成長することが多いので, 一般に鉱物固有の結晶形が発達している.

基質と石基: 岩石中で径の大きな粒の間げきをうめている物質を基質という. 斑状の火成岩で斑晶の間をうめている物質(基質)をとくに石基という. 石基は小さい結晶と火山ガラスで構成される.

<p>鳳来湖累層の松脂岩 ピッチストーン (溶岩) [ × 5 ] 変質して青緑色～淡緑色をしていることが多い. 新鮮な部分は黒色ガラス質で, 松脂光沢がある. 鏡下でも, 斑晶のほとんどないガラス質岩, 真珠状構造が顕著である(鳳来町)</p>	<p>エニグマ石ソーダ質鉄ヘデン輝石チタン質普通輝石粗面岩(アルベゾン閃石エニグマ石ソーダ質鉄ヘデン輝石粗面岩 岩脈 中のゼノリス) [ × 5 ] 大峠累層の過アルカリ岩. 赤茶色にみえるのがエニグマ石(e), 緑色部はソーダ質鉄ヘデン輝石(S), 中心部はチタン質普通輝石(t)で, 周囲にソーダ質鉄ヘデン輝石が累帯している. 他はアルカリ長石, あいだをうめている不透明鉱物は磁鉄鉱. 瀬戸内火山岩の典型にはない設楽特有の火山岩(東栄町)</p>	<p>室生火山岩(溶結凝灰岩) [ × 1.7 ] 多量の石英粒を含む溶結凝灰岩で, 軽石の溶結レンズの長径は30cmに達することがある. 石英, 斜長石, 黒雲母, シソ輝石を含む. 黒色で基質がガラス質のもの(写真)と, 灰白色で基質が微細な鉱物でできているものとの2つの岩相がある. 写真の黒雲母のbとb'は, 結晶の向きが違うので色が違ってみえる(多色性). 基質には火山ガラスがみられる(室生村室生川沿い)</p>
<p>下部ドンズルポー層の溶結凝灰岩 [ × 2 ] 黒色ガラス質の岩石. 高温の火山ガスと火山灰・軽石がまじって噴火口から流れだす火砕流では, 堆積後も温度が高いので軽石や火山灰は融合して, 軽石はレンズ形の, 火山灰はその周囲をうめるガラスとなる. 写真の岩石には溶結レンズが多量にみられる. 長石, 黒雲母, ザクロ石の結晶が含まれる(太子町鹿谷寺跡)</p>	<p>畑火山岩(溶岩) [ × 2 ] 風化して黄褐色～レンガ色になることが多い. 新鮮な岩石は暗灰色で, 斜長石, シソ輝石, 不透明鉄鉱物と少量の角閃石, 黒雲母の斑晶を含む. 肉眼ではとくに斜長石とシソ輝石の斑晶が目立つ. 石基は微細な斜長石, 斜方輝石, 鉄鉱物などからできている. 写真では角閃石の縁は不透明鉄鉱物に交代している(香芝町ドンズルポー南)</p>	<p>石切場火山岩(溶岩) [ × 1 ] 青灰色の基質に多量の赤色のザクロ石と黒雲母, 斜長石の斑晶が含まれる. 鏡下では少量の斜方輝石の斑晶, アパタイト, 鉄鉱物などの微斑晶がみられる. 黒雲母は一定方向に並んでいるが, これはマグマ中の流動に沿って配列したものの(流理)である(香芝町ドンズルポー南)</p>
<p>石まくり火山岩(溶岩) [ × 5 ] 溶岩の基底の急冷部は, 黒色のち密なサヌカイトの岩相(注1, 2)を示す. 無斑晶で針状の斜長石と少量の斜方輝石が石基に含まれる. 溶岩の中心部になると, 斜長石の多い流理がみられる. サヌカイトは春日山でもみられる(太子町春日)</p>	<p>寺山火山岩(溶岩) [ × 2 ] 風化して青灰色や赤桃色をしていることが多い. 新鮮な岩石は暗灰色のち密な岩石である. 米粒のような形と大きさの長石, 石英を含んでいる特徴的な岩石で, このほか黒雲母, 斜方輝石, 角閃石の斑晶がみられる. 最近の研究(茅原ほか, 未公表)で, 黒雲母の新鮮な岩相と黒雲母が酸化変質を受けた岩相が知られている. 写真は前者の石基の部分で, 石英は視野からはずれている(羽幾野市寺山)</p>	<p>雄岳火山岩(岩脈) [ × 2 ] キメの細かな黒色のサヌキトイド. 石まくり火山岩などと似ているが, 2～3mmの角閃石を含む. 鏡下ではほかに斜方輝石, 斜長石の微斑晶がみられる. 雄岳の山頂から北麓にかけて貫入し, リング状の分布をしている(当麻町雄岳)</p>
<p>芝山火山岩(岩脈) クロスニコル [ × 1 ] かんらん石, 単斜輝石, 斜長石の斑晶を含むサヌキトイド. 写真は岩体の周縁部の岩相で斜長石の斑晶は少ない. 平行ニコルでは, これらは無色透明な鉱物であるが, クロスニコルにするとかんらん石は鮮やかな色(干渉色)がつく(柏原市国分の東方: 芝山)</p>	<p>信貴山の玄武岩(岩脈) [ × 2 ] かんらん石の多い黒色の岩石で, ほかに普通輝石の斑晶が含まれる. 輝石には細いすじ(へき開)がみられるが, かんらん石にはあまりみられない. 石基は, 斜長石, 普通輝石, 不透明鉄鉱物, 褐色ガラスなどからできている. 信貴山の山体は, ザクロ石と黒雲母を含む流紋岩であるが, それを貫いてこの玄武岩(サヌキトイド)が貫入している(平群町信貴山山順)</p>	<p>甲山火山岩(岩脈) [ × 5 ] 斑晶が含まれないきめの細かい黒色の無斑晶質安山岩(サヌカイト). 針状の斜方輝石, 斜長石, ガラスでできている. 甲山は, おわんをふせたような特異な形から, 以前は円頂丘型の火山地形と誤認されていたが, 大阪層群堆積前の火山岩である. その後, 甲山火山岩と大阪層群との侵食の違いにより現在のようない地形ができた(西宮市甲山)</p>
<p>三笠安山岩(溶岩) [ × 2 ] 風化している岩石が多い. 斜長石, シソ輝石, 普通輝石と粒状の不透明鉄鉱物などが斑晶として含まれる. 斜長石には, 中心部が汚れたように二次鉱物に交代されているものがある(奈良市三笠山)</p>	<p>寺ヶ池安山岩(溶岩) [ × 2 ] かんらん石と斜方輝石(ブロンザイト: 注3)の斑晶が含まれる. 石基は, 褐色ガラスの基質に斜長石, 普通輝石, 斜方輝石が含まれる. 石基の斜長石は弱い流理を示す. 巽(1981)の研究によって, マグネシウム含有量が高いことなどから, この安山岩マグマはマントル起源であるとされている(河内長野市小山田)</p>	<p>かんらん石両輝石安山岩(溶岩) [ × 2 ] かんらん石の斑晶が多い. ほかに普通輝石, 斜方輝石が斑晶に含まれる. 石基には, これらの鉱物のほかに不透明鉄鉱物とガラスからできている(国分寺町烏帽子山北方)</p>
<p>サヌキトイド(溶岩) [ × 5 ] 累帯構造がときにみられる斜方輝石の微斑晶を含む. 石基は, 斜長石と輝石, ガラス, 不透明鉄鉱物などでできている. 斜長石は流理構造を示す.(高松市赤子谷)</p>	<p>サヌカイト(溶岩) [ × 5 ] 黒色ち密な岩である. 鏡下では, 斜方輝石と斜長石の微斑晶がみられる. 石基は, きわめて細粒な斜長石などからできている.(高松市赤子谷)</p>	<p>のクロスニコル [ × 2 ] 普通輝石(a)は, 中央を境に干渉色がちがう様子(双晶)がみられる. 左下にみられる黄色みをおびた粒状の鉱物は二次的にできた粘土鉱物, 石基の黒色の部分はガラスである.</p>

( ) は茅原芳正氏のサンプルを使用した)