

# 火山ガラス及びベントナイトの 長期変質挙動に関する調査研究(IX) — 文献集 —

(動力炉核燃料開発事業団 研究内容報告書)

技術資料		
開示区分	レポート No.	受領日
Z	J1308 96-002	1996.7.11

この資料は技術管理室保存資料です  
閲覧には技術資料閲覧票が必要です  
動力炉・核燃料開発事業団 技術協力部技術管理室

1996年3月

株式会社 ダイヤコンサルタント

この資料は、動燃事業団の開発業務を進めるため、特に限られた関係者だけに開示するものです。ついては、複製、転載、引用等を行わないよう、また第三者への開示又は内容漏洩がないよう管理して下さい。また、今回の開示目的以外のことに使用しないよう特に注意して下さい。

本資料についての問合せは下記に願います。  
〒319-11 茨城県那珂群東海村大字村松 4-33  
動力炉・核燃料開発事業団  
東海事業所  
技術開発推進部・技術管理室

本文献集は、報告書の巻末に示した参考文献のうち特に報告書の論旨に影響するものを収録したものである。なお、参考文献リストに記載され本文献集に収録していないものは、1989年度の報告書「火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関するナチュラルアナログ研究（Ⅰ）」（PNC SJ4308 89-001）、1990年度の報告書「火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関する調査」（PNC SJ-4308 90-001）、1991年度の報告書「火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関する調査」（PNC SJ-1308 92-001）、1992年度の報告書「火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関する調査」（PNC SJ-1308 93-001）、1993年度の報告書「火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関する調査研究（Ⅶ）」（PNC SJ-1308 94-001）そして1994年度の報告書「火山ガラス及びベントナイトの長期変質挙動に関する調査研究（Ⅶ）」（PNC SJ-1308 95-002）の文献集を参照されたい。

## 文献リスト

- ① 応地恭子, 応地善雄, 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究(Ⅱ) - 兵庫県の玄武岩類 - : 岩石鉱物鉱床学会誌, v. 52, No.6, p.198~204, (1964)
- ② Genbudo Research Group, High-P and Low-Si and -K Quaternary lava from Genbudo, northern Kinki district, Japan : Earth Science (Chikyu Kagaku), v.43, No.4, p. 231~236, (1989)
- ③ 三ツ井誠一郎, 長尾敬介, 兵庫県美方郡浜坂町周辺に分布するアルカリ玄武岩について : 日本地質学会第97年学術大会 講演要旨, p.418, (1990)
- ④ Furuyama, K., Nagao, K., Mitsui, S. and Kasatani, K., K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in district Japan : Earth Science (Chikyu Kagaku), v. 47, No.6, p. 519~532, (1993)
- ⑤ 日本の地質『近畿地方』編集委員会, 日本の地質 6 近畿地方, 共立出版, p. 111~119, (1987)
- ⑥ 新潟県, 土地分類基本調査 中条, 新潟県, p. 1~21, (1971)
- ⑦ 北村 信, 新生代東北本州弧地質資料集 第3巻, No.26 : ㈱宝文堂, (1986)
- ⑧ 千葉県嶺岡帯六価クロム調査班, 嶺岡山系蛇紋岩帯における湧水中のCr(VI)について : 地質学雑誌, v. 84, No.12, p. 721~727, (1978)
- ⑨ 前田四郎, 浅賀正義, 地学のガイドシリーズ2 新・千葉県地学のガイドー千葉県の地質とのおいたちー, コロナ社, p. 227~230, (1993)
- ⑩ 大木靖衛, 平野富雄, CO<sub>2</sub> 物質を含み溶液系でのCa-沸石と方解石の安定関係 : 柴田秀賢教授退官記念論文集, p. 168~174, (1967)
- ⑪ 杉山 明, 丹沢山地の地質構造発達史(I)層序および構造, 地質学雑誌, v. 82, No.11, p. 699~712, (1976)
- ⑫ 一国雅巳, 鈴木励子, 鶴見 実, 水-岩石相互作用の生成物としてのアルカリ鉱泉水 : 地球化学, v. 16, p. 25~29, (1982)
- ⑬ 佐藤興平, 柴田 賢, 内海 茂, 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母のK-Ar不一致年代, 地質学雑誌, v. 92, No.6, p. 439~446, (1986)
- ⑭ 荒井 融, 丹沢山地のテクトニクス-変成岩類の相解析による考察-, 地質学雑誌, v. 93 No.3, p. 185~200, (1987)

個人著者なし

団体著者扱い

- ① 応地恭子, 応地善雄, 東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (II) - 兵庫県の玄武岩類 - : 岩石鉱物鉱床学会誌, v. 52, No.6, p.198~204, (1964)

東山陰地域のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究 (II)

—兵庫県の玄武岩類\*—

Petrological studies of the alkali basalts from eastern  
San-in, Japan (2)

— Basalts of Hyogo Prefecture —

応地 恭子 (Kyoko Oji)\*\*

応地 善雄 (Yoshio Oji)\*\*\*

Abstract : The basalts of Hyogo prefecture are composed of many trachybasalts and a few trachyandesites, being accompanied with quartz xenocryst bearing andesite which has genetic relationship with those alkali rocks. They are lava flows which erupted in the age from Pleistocene to Recent. Eight samples of them have been chemically analysed anew. The basalts are characterized with properties that : 1) The rock-type having both plagioclase and olivine phenocrysts is abundant. 2) There is hardly any biotite and zeolite. 3) Basic inclusions are not contained and a few xenocrysts are found. 4) But there is quartz basalt that belongs to the calc-alkali rock series, which is derived from the alkali rock series by the contamination of granitic rocks. 5) They have a chemical tendency to be rich in  $Al_2O_3$  and CaO and poor in  $K_2O$  and  $TiO_2$ . This is occasioned by containing relatively many basic plagioclases.

1. ま え が き

兵庫県の玄武岩類の産地は山陰側但馬地方にみられる。そのうち、城崎付近の玄武洞と和田山東方県境の田倉山とはとくに著名である。それにもかかわらず、玄武洞玄武岩については、神津・渡辺 (万)・赤岡 (1919), 可児 (1931 a, b) のこの玄武岩に関する室内諸実験が報告されているにすぎず、詳しい岩石学的記載をみないようである。一方、田倉山玄武岩の地質と岩石学的記載は上治 (1925) によつてなされている。又地質調査所の 5 万分の 1 地質図幅「大屋市場」・「但馬竹田」・同説明書にもそれぞれこの地域の玄武岩の一部が記載されている。

2. 地 質

兵庫県地質産図および同説明書 (1961) によれば、同県の玄武岩類は玄武洞玄武岩類

\* 1963 年 9 月地質学会西日本支部第 46 回例会 (廣大) 講演

\*\* 筑紫女学園高校

\*\*\* 福岡学芸大学福岡分校

(昭和 39 年 7 月 30 日受理)

として一括され、その分布地は、1) 豊岡市玄武洞・二見山地区 2) 神鍋山から日高町に至る地区 3) 美方町味取・春來峠地区 4) 浜坂町南部県境の山頂部 (ソラ山) 5) 養父郡広谷熊野地区 6) 田倉山地区である。これらのうち最大の規模を有するものは、2) と 4) である。兵庫県玄武岩類の分布は Fig. 1 に示した。

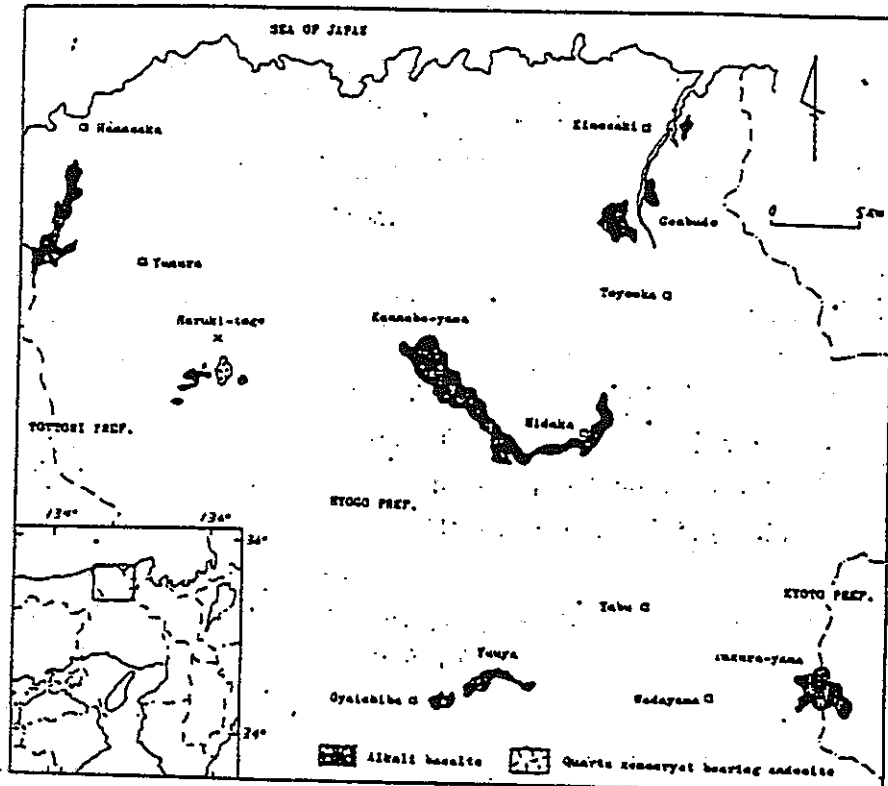


Fig. 1. Map showing the distribution of the basalts of Hyogo Prefecture.

玄武岩類の基盤は上記の分布地区に従つて多少異つている。北部の玄武岩の直接の基盤は主として第三系である。即ち、玄武洞・二見山地区、神鍋山・日高町地区および浜坂南部ソラ山地区では中新世の北丹層群 (八鹿層および豊岡層) で、春來峠地区ではこの中新層のほかに鮮新世の寺來層群 (上・下部火山岩層および中部堆積岩層) をおつて流出している。一方、南部の露出地の直接の基盤は古期岩類が多い。即ち、熊野地区では主として中生層で、二疊紀の舞鶴層群、三疊紀の御披山層群および白堊紀後期～古第三紀の火成岩体 (花崗岩類・流紋岩・安山岩・緑色凝灰岩など) から構成され、それに伴つて前記の北丹層群と古生代後期～中生代初期の夜久野塩基性岩類も発達している。田倉山地区の基盤岩もこれとほぼ同様であるが、地三系を欠き、新生代湖成堆積層が認められている。

玄武岩類はこれらの基盤岩の上に溶岩流として産出している。そのうち、神鍋山は基盤岩のうえに高さ約 160m の小火口を有する火山丘を形成し、その溶岩は東方の谷に流下して、日高町に至つている。又、田倉山は基盤岩の上にいる標高 150~200m の玄武岩台地 (小倉溶岩と衣摺溶岩, 上治, 1925) とその上に標高 349.7m の小火山丘 (田倉山溶岩, 上治, 1925) とからできている。この火山には火口はみられないが、夜久野駅南東方に小規模の玄武岩ドームがみとめられる。これらの玄武岩には柱状節理がしばしば発達し

ている。玄武洞は青竜洞、朱羅洞と共に規模雄大で、広く知られ、田倉山でも各所にみられる。又、これらは石材としても採石されている。田倉山玄武岩の活動に関連して形成された水坂湖成層が第三紀より古くないこと(上治, 1925)、美方地区で大山系初期の火山活動と思われる鉢伏山安山岩をおおっていることなど、玄武岩の活動と相前後する他の地層との関係や、神鍋山・田倉山などのように火山地形の良好な残存状態などからこの地域玄武岩類の活動は最新世或は現世最初期と推定されている。

### 3. 玄武岩類の顕微鏡的記載

兵庫県の玄武岩類とそれに成因的關係が考えられる岩石類は次のように分類される。

アルカリ岩系

- i) 粗面玄武岩
- ii) 粗面安山岩

カルク・アルカリ岩系

- i) 捕獲石英斑晶含有安山岩 (石英玄武岩)

これらのうち、粗面玄武岩が最も多量をしめ、他の産出は甚少い。これらの岩石類の構成鉱物とその光学的性質は Table 1 に、又、斑晶鉱物と捕獲斑晶の容量比は Table 2 にそれぞれ示した。次に、各岩石類について簡単に記載する。

Table 2. Volume per cent of the phenocrystic and xenocrystic minerals of analysed rocks of Hyogo Prefecture.

Locality	Phenocrysts			Xenocrysts		
	Plagioclase	Olivine	Titanite	Plagioclase	Augite	Orthopyroxene
Tochimoto	1.4%	3.1%	—	—	—	—
The cliff south of Yakuno Tunnel	0.7	2.5	—	—	—	—
Genbudo	—	4.3	—	—	—	—
The cliff west of Yakuno Station	0.6	3.3	—	—	—	—
Ogura quarry	1.0	2.2	—	—	—	—
Yuuya	3.3	5.1	4.6%	0.9%	—	—
Sora-yama	—	0.4	0.7	4.0	0.3%	0.1%
Haruki-toge	1.0	3.8	—	0.5	0.4	—

アルカリ岩系

i) 粗面玄武岩：粗面玄武岩は外観黒色～暗灰色を呈し、一般に細粒である。鏡下で、斑晶鉱物として、かんらん石のみを有するⅢb型が多いが、養父町熊野のものはかんらん石とチタン輝石とを有するⅣb型に属する。又、玄武洞・二見山産をのぞくすべての粗面玄武岩に斑晶斜長石が認められる。斑晶鉱物がかんらん石と斜長石とから構成される岩型が



多いことはこの地域の玄武岩類の特長の一つである。これらの斑晶鉱物の産状は山陰・北九州のアルカリ玄武岩類のそれに類似する。しかし本地域のものは、比較的小形で且つ Table 2 にみる如くより少量である。斑晶かんらん石は大きさ 1.5mm 以下の自形～半自形結晶、しばしばc軸方向に伸びた板状、そのほかの不規則形をしめす。又、へき開又は他の割れ目或は結晶外形にそつてイディングサイト化(田倉山, 玄武洞, 二見山, 神鍋山)したり、ときに蛇紋石化(熊野, 田倉山, 春來峠, 熊波)している。チタン輝石は大きさ 1.5mm 以下の自形～半自形を呈し、しばしば累帯構造・(100) 双晶および砂時計構造をしめす。斜長石は長さ 2mm 以下の自形～半自形結晶で、すべて双晶している。微斑晶として磁鉄鉱がみとめられることがある。

石基は細粒、完晶質間粒状或は填間状構造を呈し、僅かに褐色ガラスが認められるものもある。主たる構成鉱物は斜長石、かんらん石、チタン輝石、磁鉄鉱で、ほかにカリ斜長石、アノソグレース、チタン鉄鉱、燐灰石がふくまれる。アルカリ玄武岩中には副成分鉱物として、黒雲母および沸石が認められるのが普通であるが、本地域の粗面玄武岩中にこれらが見とめられないのも特長の一つであろう。又、上治は田倉山玄武岩台地を構成する小倉溶岩の石基の玄武角閃石を報告している。筆者(Y. O.) はこれを観察し得なかつたが、夜久野駅西方のトンネル上方の崖に露出する田倉山溶岩の石基中に多色性(X' = Pale brown, Z' = deep green) 顕著な玄武角閃石を認めたが、屈折率測定中に紛失した。しかしこのことから玄武角閃石はまれに小倉溶岩だけに含まれるのではなくて田倉火山の全溶岩中に産出するものと考えられ、その観点からこの玄武岩を考究する必要がある。

この地域の粗面玄武岩中に各種の捕獲結晶、捕獲岩をほとんど含まないのも特長の一つに数えうる。前報吉備高原玄武岩類(広地・広地, 1964) は捕獲結晶として斜長石、石英、普通輝石などをふくむことが多く、又、ダナイト・輝岩、かんらん岩などをしばしば包有している。この地域のものにはかゝるかんらん石にとむ捕獲岩の含有が全くみとめられない。わずかに熊野産のものに斜長石(長さ 1.6mm 以下) をふくみ、まれに酸性岩源と思われる径 20mm の捕獲岩片を含有する(広川・東郷・神戸, 前出)。

ii) 粗面安山岩: 粗面安山岩は浜坂南方界境の山頂部に産する外觀黒～暗灰色の岩石である。鏡下で、斑晶かんらん石およびチタン輝石はいづれも大きさ 0.5mm 以下の自形～半自形結晶で、少量含まれる。その産状は粗面玄武岩中のものに類似する。石基は細粒間粒状構造を呈し、僅かに褐色ガラスをふくむ。主として、斜長石、かんらん石、チタン輝石、磁鉄鉱から構成される。ほかに、カリ斜長石、アノソグレース、チタン鉄鉱、燐灰石がふくまれるが、いずれも甚だしい。

この粗面玄武岩中には捕獲結晶として多量の鋤長石、少量の普通輝石、まれに斜方輝石がふくまれる。斜長石は長さ 3.5mm 以下の半自形結晶で、融蝕、汚濁がいちじるしい。普通輝石は大きさ 1mm 以下で融蝕され且つ塵状物質で汚濁される。斜方輝石は長さ 1mm 以下で、微細なかんらん石、普通輝石が生成している。

#### カルク・アルカリ岩系

i) 捕獲石英斑晶含有安山岩: この安山岩はいわゆる「石英玄武岩」と称されるもので、春來峠南丘に産し、外觀灰色捕獲花崗閃緑岩をしばしばふくむ。鏡下で、斑晶かんらん石は大きさ 1mm 以下の自形～半自形結晶で、斜方輝石の反応縁を有する。この安山岩は斑晶鉱物としてはかんらん石のみをふくむのが普通であるが、花崗岩質捕獲岩に近い部分

Table 1. Constituent minerals and their optical properties of the basalts of Hyogo Prefecture

Phenocrysts			Groundmass				Inclusions
Feldspar	Olivine	Clinopyroxene	Feldspars	Olivine	Pyroxene	Accessory minerals	
Plagioclase $\gamma=1.575$ $\alpha=1.560$ An 73-62	Olivine $\gamma=1.715$ $\alpha=1.666$ Fa 16-24		Plagioclase $\gamma=1.573$ $\alpha=1.554$ An. 69-50  Potash plagioclase Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=85^{\circ}-80^{\circ}$ Fa 21-34	Titanaugite $\beta=1.693-1.705$ $2V_{\gamma}=46^{\circ}-43^{\circ}$	Magnetite Ilmenite Apatite	
Plagioclase $\gamma=1.574$ $\alpha=1.562$ An 71-65	Olivine $\gamma=1.729$ $\alpha=1.673$ Fa 20-29		Plagioclase $\gamma=1.572$ $\alpha=1.551$ An 67-45  Potash plagioclase Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=85^{\circ}-81^{\circ}$ Fa 23-32	Titanaugite $\beta=1.696-1.700$	Magnetite Ilmenite Apatite	
	Olivine $2V_{\alpha}=83^{\circ}-82^{\circ}$ Fa 17-30		Plagioclase $\gamma=1.573$ $\alpha=1.555$ An 69-52  Potash plagioclase Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=87^{\circ}-79^{\circ}$ Fa 19-36	Titanaugite	Magnetite Ilmenite Apatite Brown glass	
Plagioclase $\gamma=1.573$ $\alpha=1.560$ An 70-61	Olivine $\gamma=1.734$ $\alpha=1.670$ Fa 13-31		Plagioclase $\gamma=1.571$ $\alpha=1.552$ An 66-47  Potash plagioclase Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=85^{\circ}-76^{\circ}$ Fa 23-42	Titanaugite $\beta=1.697-1.706$ $2V_{\gamma}=45^{\circ}-42^{\circ}$	Magnetite Ilmenite Apatite	
Plagioclase $\gamma=1.577$ $\alpha=1.560$ An 76-61	Olivine $2V_{\alpha}=88^{\circ}-82^{\circ}$ Fa 13-30		Plagioclase $\gamma=1.571$ $\alpha=1.554$ An 66-50  Potash plagioclase Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=85^{\circ}-76^{\circ}$ Fa 23-43	Titanaugite $\beta=1.696-1.705$ $2V_{\gamma}=49^{\circ}-44^{\circ}$	Magnetite Ilmenite Apatite Brown glass	
Plagioclase $\gamma=1.577$ $\alpha=1.557$ An 76-56	Olivine $\gamma=1.724$ $\alpha=1.664$ Fa 15-27	Titanaugite $\beta=1.689-1.696$ $2V_{\gamma}=51^{\circ}-47^{\circ}$	Plagioclase $\gamma=1.574$ $\alpha=1.553$ An 71-48  Potash plagioclase Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=86^{\circ}-80^{\circ}$ Fa 21-34	Titanaugite $\beta=1.692-1.700$ $2V_{\gamma}=49^{\circ}-45^{\circ}$	Magnetite Ilmenite Apatite	Plagioclase
	Olivine $2V_{\alpha}=87^{\circ}-82^{\circ}$ Fa 19-30	Titanaugite $\beta=1.694-1.702$ $2V_{\gamma}=50^{\circ}-46^{\circ}$	Plagioclase $\gamma=1.567$ $\alpha=1.548$ An 59-40  Potash plagioclase Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=85^{\circ}-75^{\circ}$ Fa 23-45	Titanaugite $\beta=1.696-1.707$ $2V_{\gamma}=49^{\circ}-44^{\circ}$	Magnetite Ilmenite Apatite	Plagioclase $\gamma=1.561$ $\alpha=1.551$ ? An 48-44 Orthopyroxene Augite
Plagioclase $\gamma=1.574$ $\alpha=1.556$ An 71-54	Olivine $2V_{\alpha}=87^{\circ}-79^{\circ}$ Fa 19-36		Plagioclase $\gamma=1.572$ $\alpha=1.550$ An 68-43  Anorthoclase	Olivine $2V_{\alpha}=83^{\circ}-76^{\circ}$ Fa 27-42	Augite $\beta=1.693-1.699$ $2V_{\gamma}=41^{\circ}$ $Wo_{34}En_{11}Fs_{23}$ Bronzite -Hypersthene $2V_{\alpha}=75^{\circ}-64^{\circ}$ $r > v$ Fs 22-32	Magnetite Ilmenite Apatite Brown glass Silica mine- rals	Plagioclase $\gamma=1.568$ $\alpha=1.553$ An 60-48 Quartz Granite

Olivine trachybasalt, Tochimoto near Kannabe-yama  
 Olivine trachybasalt, The cliff south of Yakuno Tunnel  
 Olivine trachybasalt, Genbudo  
 Olivine trachybasalt, The cliff west of Yakuno Station

5. Olivine trachybasalt, Ogura quarry
6. Titanaugite olivine trachybasalt, Yuuya Oyaichiba
- ⑦ Olivine bearing titanaugite trachyandesite, Sora-yama
8. Olivine andesite, Haruki-toge

では斜方輝石が斑晶としても産する。それは長さ 0.6mm 以下の自形～半自形を呈し、ときとして普通輝石と連晶している。 $2V_a = 78^\circ \sim 73^\circ$  ( $r > v$ ),  $Fs_{20-24}$  で、紫蘇輝石に属する。

石基は間粒状構造をしめし、主として、斜長石、かんらん石、普通輝石、頑火輝石—紫蘇輝石からなり、ほかに磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、アノソクレーズおよび珪酸鉱物がみとめられる。かんらん石は微粒の斜方輝石の反応縁を有する。

この安山岩には、捕獲花崗閃緑岩および斜長石と石英捕獲結晶がふくまれる。斜長石は塵状物質による汚濁いちじるしく、しばしば蜂巣状構造を呈し、又、石英と共にその周辺の融蝕がさかんな部分は、絹糸状にのびた珪酸鉱物、褐色ガラスを生じ、そこには斜方輝石と単斜輝石が多量晶出している。

この安山岩はアルカリかんらん石玄武岩マグマが多量の花崗岩類を同化することによって生じた斜方輝石を晶出する程度にシリカにとんだ混生マグマに由来するものである。この岩石は斜方輝石が石基鉱物としてのみ存在する III a→b 型である。しかし、残存する花崗岩質捕獲岩片に近い部分には、斑晶及び石基鉱物として多量の斜方輝石を生じて I a→b 型を呈し、且つ、この斜方輝石は捕獲岩片より遠ざかるにしたがってその量を減じている。この事実はこの種の混生マグマの生成機構を考察する上に甚だ興味あることであるので、ほかの地域の関連する岩石類を併せ検討して後に詳述する。

#### 4. 玄武岩類の化学組成

兵庫県アルカリ玄武岩類7個と春來峠の石英捕獲岩含有安山岩1個が筆者 (K. O.) によつて新たに分析された。その結果は Table 3 に示した。この表のうち Sample No. 2 と No. 5 とは夫々衣摺溶岩と小倉溶岩に相当し、既に分析値が与えられている。筆者の

Table 3. Chemical composition of the basalts of Hyogo Prefecture.

神鏡 衣摺野玄武岩類研究

Analyst. K. Oji

Nos.	1	2	3	4	5	6	7	8
Types of mineral assemblage	IIIb	衣摺 IIIb	IIIb	IIIb	小倉 IIIb	大屋 IVb	浜坂 IVb	春來峠 IIIa→b
SiO <sub>2</sub>	48.50	48.51	50.19	50.21	50.49	50.80	54.90	52.94
TiO <sub>2</sub>	1.78	1.76	1.97	1.56	1.70	1.21	1.26	1.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.74	17.29	17.33	18.01	17.93	17.12	17.60	18.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.21	3.55	2.07	2.82	1.66	2.72	2.91	2.53
FeO	8.62	6.90	6.94	7.99	8.22	5.02	3.83	4.44
MnO	0.17	0.16	0.12	0.11	0.14	0.14	0.10	0.13
MgO	6.56	6.13	6.44	4.94	5.52	7.58	3.43	5.65
CaO	8.67	8.12	8.27	8.23	8.57	9.10	6.19	7.59
Na <sub>2</sub> O	3.48	3.19	3.70	3.39	3.33	3.28	5.89	3.88
K <sub>2</sub> O	0.93	0.90	1.49	1.07	0.99	1.11	2.19	1.54
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.48	0.58	0.65	0.68	0.62	0.28	0.30	0.51
H <sub>2</sub> O+	0.23	1.61	0.31	0.12	0.30	0.86	0.68	0.33
H <sub>2</sub> O-	0.11	0.85	0.14	0.37	0.23	0.85	0.33	0.12
Total	99.48	99.55	99.62	99.50	99.70	100.07	99.61	99.35

Sample numbers same as in Table 1.

Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O 8.08

MgO 3.13

Σ FeO 12.17

新分析値と比較すると、この両者は  $\text{Na}_2\text{O}$  をのぞいて可成りより一致している。又、No. 3 の玄武洞玄武岩についてはすでに杉浦と浅山（地調，1953）によつて総化学組成が報告されている。筆者のそれは後者のものに一致している。

表に示したこの地域のアルカリ玄武岩類の  $\text{SiO}_2$  は 48.5~54.9% の範囲をしめし、これは前報吉備高原玄武岩類の  $\text{SiO}_2$  45.4~50.6% よりより酸性である。各酸化物をみるに、この地域のものは  $\text{Al}_2\text{O}_3$  と  $\text{CaO}$  が多く、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  が少ない傾向をしめしている。それはモードとして塩基性斜長石が比較的多量にふくまれていることによるもので、この地域のアルカリ玄武岩類の特長の一つとみることが出来る。Peacock のアルカリ石灰指数を推定すると約 53 であり、これは環日本アルカリ岩石区の 53.1 に等しい。

又、この総化学組成からノルム鉱物を算出すると、粗面玄武岩類はすべて  $\text{SiO}_2$  に飽和し、ソラ山の粗面安山岩のみがむしろ  $\text{SiO}_2$  に不飽和となつて、ノルム霞石 2.2% を現出している。これはアルカリが比較的多量にふくまれることに因基している。

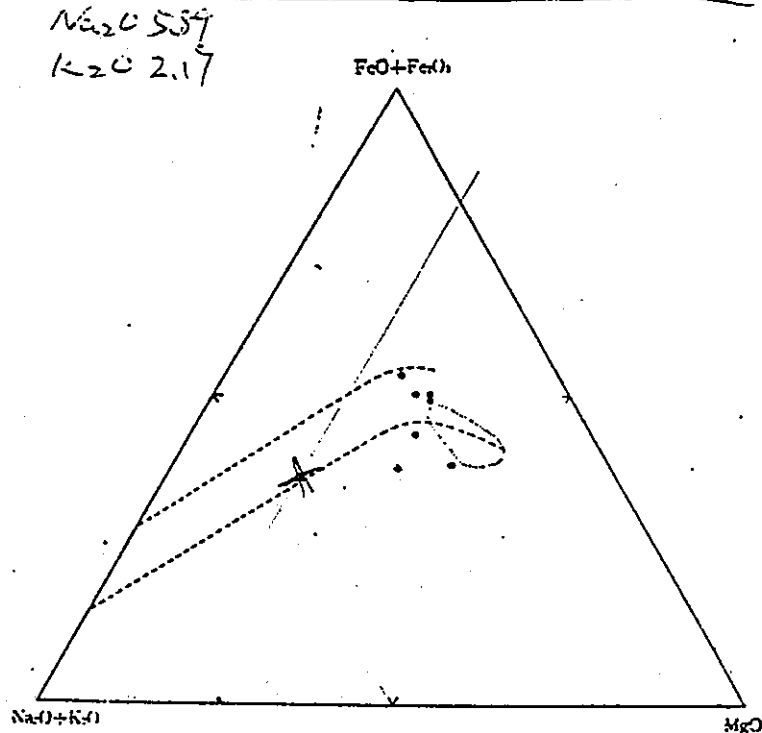


Fig. 2. Diagram showing the ratio of  $\text{MgO} : \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  of the analysed rocks of Hyogo Prefecture. Broken lines indicate the differentiation trend of the alkali rock series of the Iki islands and Higashi-matsuura district and the area enclosed with dotted line is that of the alkali basalts of Kibi plateau.

次に、これらのアルカリ玄武岩類の  $\text{MgO} : \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} : \text{Alkalies}$  を三角形図に点示したものは Fig. 2 に示した。比較のため同図に奄岐島および東松浦地区 (Aoki, 1959) と吉備高原アルカリ玄武岩類の変化径路を併示した。この地域のアルカリ玄武岩類はほとんどこの中に点示されるが、玄武洞と熊野のものがその下方にずれて、点示される。前者はかんらん石にとむためと考えられる。後者は前節に於てのべたように、花崗岩質岩石を

同化したと思われる痕跡をのこしているので、このことが影響したもので、同様の傾向はすでに吉備高原や見島、阿武地区などの西山陰地域のアルカリ玄武岩類について指摘した通りである (Oji, 1961)。

捕獲石英斑晶含有安山岩は  $\text{SiO}_2$  53.2% をしめし、一般的性質は西山陰および北九州、奄岐島などの同種岩類のそれに類似している。総化学組成からノルム鉱物をみるに、 $\text{SiO}_2$  に過飽和で、ノルム石英 0.84% が算出される。又、 $\text{MgO} : \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} : \text{Alkalies}$  三角形図で、この安山岩はアルカリ玄武岩類より下方にずれて点示され、西山陰阿武地区の同種岩類の点示範囲に入ることが認められる。この安山岩の岩型 III a-d はすでに青木 (Aoki, 1959) ののべた如く、比較的早期の混生マグマを代表するものと考えられるものであるが、それにしては比較的酸性を示すのは岩石成因を考察する場合重要と思われ、これらに関しては後に論述する筈である。

本稿を終るにあたり、御指導、御助言をあたえられた東北大学理学部河野義礼教授、青木謙一郎博士、北海道大学理学部八木健三教授に深謝する。又、野外調査と室内実験に御協力をえた九州大学理学部石橋澄氏と播磨耐火レンガ K. K. 菊地克之氏に感謝する。

#### 引用文献

- Aoki, K. (1959), Petrology of alkali rocks of the Iki islands and Higashimatsuura district, Japan, Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 3, 6, 261~310.
- 広川 治・東郷文雄・神戸信和 (1954), 1/5万 地質図幅「大屋市場」同説明書, 地調.
- 兵庫県 (1961), 兵庫県地質鉱産図, 同説明書.
- 可児弘一 (1931a), 玄武洞産玄武岩と類似の成分を有する人造ガラスの熱分析および熱膨脹について, 岩鉱, 5, 272~278.
- (1931b), 玄武洞産玄武岩溶融物の耐酸並びに耐アルカリ性におよぼす温度の影響, 岩鉱, 6, 24~28.
- 神津淑祐・渡辺万次郎・赤岡純一郎 (1919), 火成岩溶融現象の研究, 地質, 26, 67~83.
- Oji, Y. (1961), Petrology of the Cenozoic basaltic rocks of western San-i and north Kyushu, Japan, Bull. Fukuoka Gakugei Univ., Special I 1~89.
- 広地恭子・広地善雄 (1964), 東山陰地区のアルカリ玄武岩類の岩石学的研究, 岩鉱, 52, 164~173.
- 地質調査所 (1962), 日本産火山岩の化学成分, 266~268.
- 上治寅次郎 (1925), 丹波田倉火山の地質, 地球, 3, 18~36.

②Genbudo Research Group, High-P and Low-Si and -K Quaternary lava from Genbudo,  
northern Kinki district, Japan : Earth Science (Chikyu Kagaku), v.43, No.4, p.  
231~236, (1989)

短 報

High-P and Low-Si and -K Quaternary lava from Genbudo,  
northern Kinki district, Japan

by

Genbudo Research Group\*

I Introduction

The basalt lava, named the Genbudo basalt, outcrops in the vicinity of Genbudo cave. This basalt has been classified as alkaline basalt (Takamura, 1973), as are the surrounding Kannabe (Furuyama, 1973) and Takurayama (Takurayama Research Group, 1984) basalts. The K-Ar age of the Genbudo basalt is 1.61 Ma (Kawai and Hirooka, 1966).

Recent investigations have revealed another lava flow, compositionally distinct from previously studied units in the Genbudo area, which is referred to as the Akaishi lava (Fig. 1). The Akaishi lava is up to 40 m in thickness, and structurally overlies the Genbudo basalt. It has an extraordinary bulk composition: very low SiO<sub>2</sub>, alkalis, and unusually high P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and light REE concentrations (Table 1).

In this paper, the petrography and bulk rock chemistry of the Akaishi lava are described,

and the petrogenesis of this unusual lava is discussed.

II Petrography

The color of the Akaishi lava is gray to dark gray, and is grayish brown when weathered. It is characterized by dark gray spots (2-5 mm in diameter). It has a porphyritic texture.

The phenocrysts are clinopyroxene, minor amounts of a phosphate mineral, olivine and phlogopite, and rare orthopyroxene, amphibole and quartz. The groundmass consists of volcanic glass, clinopyroxene, olivine, anorthoclase, phlogopite, amphibole, a phosphate mineral, magnetite and ilmenite. The modal composition is as follows:

groundmass	: 91.7-96.6%
clinopyroxene	: 1.1- 5.9%
phosphate mineral	: 0.1- 1.4%
olivine	: 0.0- 0.6%

Received January 27, 1989; accepted February 22, 1989

\* Toshiki Anyoji (Sagano High School), Tsuneo Ashida (Fukuchiyama High School), Noriyuki Fujiwara (Fukuchiyama High School), Katsuhiko Furuyama (Osaka City University), Yoichi Inoue (Ayabe High School), Koshi Kawakita (Seiwa Junior High School), Kan'ichi Kitani (Osaka Soil Test Laboratory), Shigeru Kirimura (Okada Junior High School), Atsuo Kotaki (Ayabe High School), Tomoko Matsuda (Nisshin Junior High School), Yoichi Miura (Fuji Sash Co., Ltd.), Yasuyuki Miyake (Shimane University), Makoto Musashino (Kyoto University of Education), Tamotsu Murayama (Momoyama High School), Ryotaro Nomura (Kobe University), Makoto Obase (Fukuchiyama High School), Takefumi Okawada (Toryo High School), Keiko Sakamoto (Sagano High School), Akira Shiomi (Nanryo Junior High School), Junko Takagi (Nantan High School), Akira Takasu (Shimane University), Tetsuya Yabuta (Komaba High School), Junko Yokota (Ritsumeikan University)  
c/o Atsuo Kotaki, Ayabe High School, Nagata, Okamachi, Ayabe 623, Japan

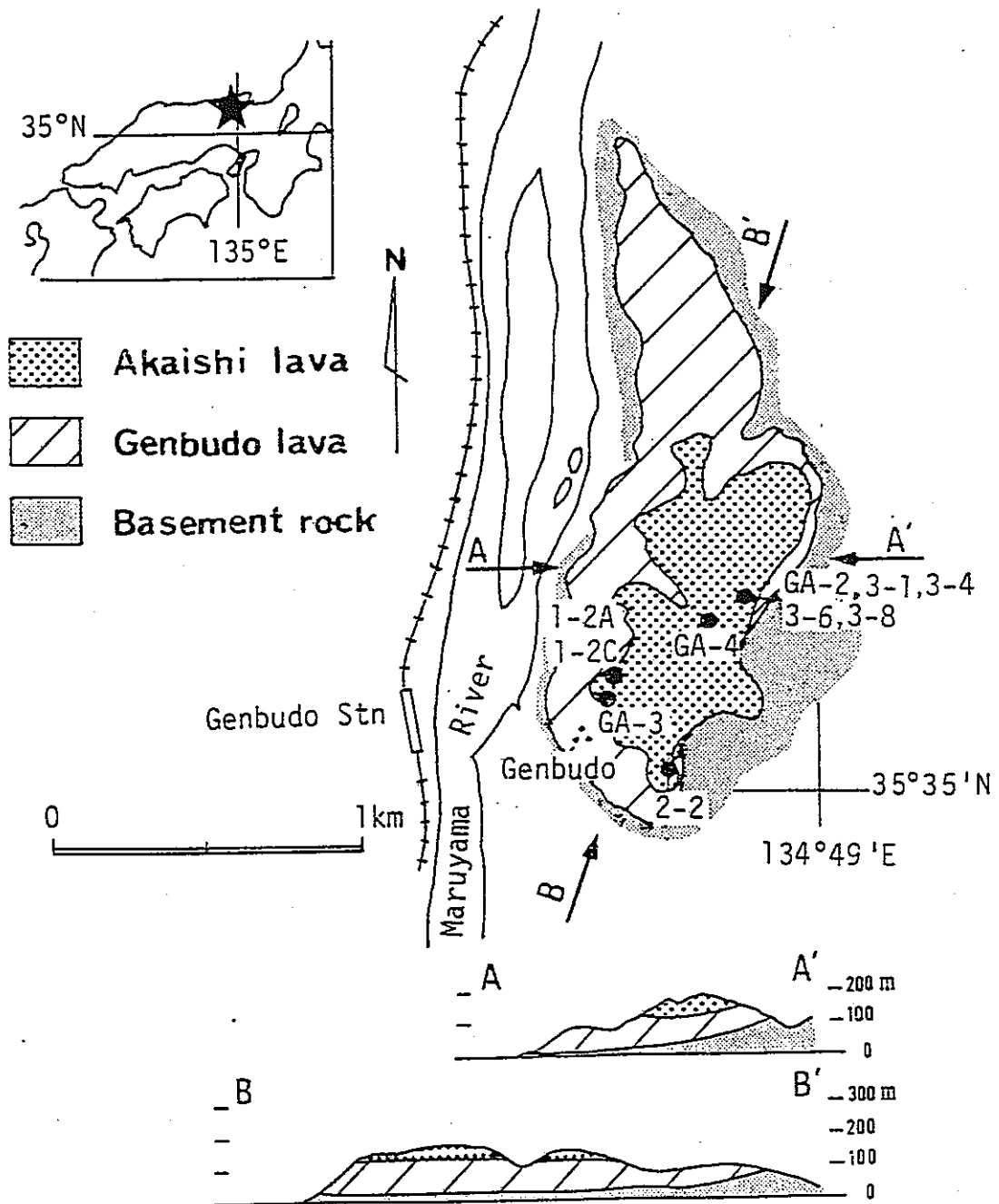


Fig. 1 Geological map and its cross sections of the Genbudo area. Solid circles indicate the sample localities. Star in the inset indicates the location of the Genbudo area.

phlogopite : tr.  
orthopyroxene : tr.  
amphibole : tr.  
quartz : tr.

Phenocryst: Clinopyroxene (0.3-2.0 mm) is subhedral to euhedral and *mg* ( $Mg/Mg+Fe$  atomic ratio) is 0.78-0.86, with inclusions of ore, phlogopite and a phosphate mineral. It is usually zoned and sometimes has an hour-

glass structure. The interior sometimes shows a honeycomb-like structure. The core is pale greenish yellow, the mantle is colorless, and the outermost rim is pale yellowish green. The phosphate mineral (0.1-0.5 mm) is hexagonal prismatic crystals. It includes dusty inclusion of ore mineral especially in weathered part. It is sometimes included in clinopyroxene. Olivine (0.1-0.5 mm) is subhedral to



Table 1 Chemical compositions of the Akaishi lava.

Spl.	GA 2	GA 3	GA 4	1-2A	1-2C	2-2	3-1	3-4	3-6	3-8
SiO <sub>2</sub>	35.52	38.14	40.98	38.78	38.05	39.59	36.01	40.59	42.57	35.26
TiO <sub>2</sub>	3.11	2.72	2.43	2.64	2.71	2.44	2.97	2.72	2.62	2.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.81	17.75	15.50	17.66	17.77	17.56	18.72	17.50	17.06	19.01
FeO*	12.07	11.07	10.22	11.11	11.42	10.65	11.87	10.84	10.53	12.17
MnO	0.17	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.17
MgO	7.79	7.49	7.03	7.59	7.74	7.28	7.65	7.03	6.79	8.27
CaO	10.67	11.30	12.30	11.86	12.09	11.86	11.07	10.55	10.42	11.29
Na <sub>2</sub> O	0.86	1.32	1.53	1.22	1.05	1.03	0.94	1.53	1.89	0.60
K <sub>2</sub> O	0.58	0.96	1.18	0.72	0.68	1.01	0.75	1.24	1.28	0.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.62	2.45	2.20	2.44	2.41	2.22	3.25	2.37	2.27	2.55
Total	92.20	93.36	94.52	94.18	94.08	93.80	93.40	94.63	95.59	92.74
FeO*/MgO	1.55	1.48	1.45	1.46	1.48	1.46	1.55	1.54	1.55	1.47
Sc	19.2	18.3	17.1							
Cr	125	120	126							
Co	40.4	39.1	37.6							
Ni	78.0	77.6	72.8	75.0	69.9	87.4	65.7	69.8	59.5	92.5
Y	27.8	25.6	23.7	28.6	31.1	28.3	31.6	28.7	27.8	34.6
Zr	259	216	185	310	308	302	321	310	307	319
Nb	85.3	74.5	70.9	55.1	55.1	54.2	62.5	57.3	53.5	61.4
Hf	7.70	7.53	6.83							
Ta	2.91	2.62	2.27							
Th	9.29	11.00	8.52							
U	2.31	2.20	1.68							
Rb	2.2	1.8	1.3	2.1	2.2	3.0	4.0	3.4	3.3	3.6
Sr	1788	2484	3245	3024	2185	2381	1634	2517	2856	1109
Ba	1432	1789	1977	1997	1741	1582	1053	1765	1873	694
Pb	15.3	15.5	15.1	14.0	15.7	12.8	14.2	11.8	14.3	16.5
La	184	181	174							
Ce	375	375	371							
Nd	204	218	300							
Sm	22.9	24.7	23.9							
Eu	6.77	6.75	6.46							
Gd		13.8	16.6							
Tb	1.47	1.54	1.35							
Yb	3.38	2.88	2.48							
Lu	0.35	0.35	0.24							

FeO\*=total Fe as FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

ehedral microphenocryst. It is unzoned and *mg* is 0.84-0.88. It sometimes alters into iddingsite from the core and along cracks. Phlogopite (0.05-0.15 mm) is subhedral planar crystals. It has pleochroism with pale brown to brown. Some orthopyroxene (0.25-0.7 mm) occurs included in clinopyroxene. It has pale reddish brown to pale green pleochroism. Quartz (1.0-2.0 mm) is usually corroded and surrounded by a reaction rim consisting mainly of clinopyroxene and small amount of amphibole and glass. It is probably xenocryst.

Groundmass: Clinopyroxene (0.03-0.2 mm) is subhedral to euhedral columnar crystals and pale brownish green in color, and *mg* is 0.64-0.68. Olivine (0.04-0.05 mm) is subhedral granular crystals. It alters into iddingsite and *mg* is 0.84-0.88. Anorthoclase (0.05-0.3 mm) is subhedral prismatic crystals. The chemical composition ranges Or: 29-35, Ab: 59-64 and An: 5-6. Phlogopite (0.02-0.1 mm) is anhedral to subhedral. It has pleochroism with pale yellowish green to brown. Amphibole (<0.2 mm) is subhedral to anhedral and has pleochroism with brown to pale brown. The phosphate mineral (0.02-0.1 mm) is prismatic crystals, with dusty inclusion of ore mineral. Magnetite (0.01-0.05 mm) is usually euhedral and sometimes red in color. Ilmenite (0.05-0.07 mm) is subhedral and acicular. Volcanic glass is usually colorless but sometimes brown. It has the extraordinary chemical composition shown in Table 2. It is unusually rich in  $Al_2O_3$  and poor in FeO, alkalis and other major elements. In some samples

(Ga-2, Ga-3), the glass contains a high phosphate-content (0.6-2.7%).

Weathering: As the degree of weathering proceeds, the volcanic glass becomes less lustrous, and the color becomes grayish brown.

### III Chemical Composition

Major elements, Sc, Cr, Ni, Y, Zr, Nb, Rb, Sr, Ba and Pb were analyzed by X-ray fluorescence (Rigaku-3070). Reference materials from the Geological Survey of Japan were used as standard. Sc, Cr, Hf, U, Th and REEs were analyzed by neutron activation analysis, using the Research Reactor of Kyoto University. Analytical and calculation methods are the same as Koyama and Matsushita (1980). The volatile was analyzed by CHN-recorder (YANACO MT-3), following the methods of Suzuki *et al.* (1987).

Table 1 shows bulk composition of the Akaishi lava. It is distinctively poor in  $SiO_2$  (35-41%),  $Na_2O$  (0.9-1.5%) and  $K_2O$  (0.6-1.2%). On the other hand, it is enriched in  $P_2O_5$  (2.2-2.6%) and CaO (11-12%). The total value of the major elements is 92-95% and the deficit from 100% is nearly equal to the amount of ignition loss. And CHN-recorder analyses clarified that  $H_2O$  is the main component of volatile. Among trace elements, light REEs such as La, Ce and Sm, are enriched in this lava, while the Rb content is low.

Table 2 Chemical compositions of volcanic glass in the Akaishi lava. The electron probe microanalyser (JEOL-733) of Shimane University was used for analysing.

Sample No.	Ga-2			Ga-3			Ga-4			3-6			3-8		
$SiO_2$	29.30	31.05	32.11	45.49	30.90	34.46	42.64	41.03	34.37	42.39	39.63	39.02	30.56	27.20	27.65
$TiO_2$	0.44	0.24	0.21	0.95	0.26	0.89	0.16	1.54	0.16	0.22	0.22	0.34	0.26	0.27	0.26
$Al_2O_3$	44.43	37.20	42.85	42.01	42.52	42.95	40.17	43.69	45.38	39.95	37.52	37.91	43.18	43.54	43.28
FeO	1.23	0.88	3.03	0.62	1.43	1.02	0.90	0.75	1.53	0.60	0.69	0.69	0.69	0.82	0.72
MnO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.06	0.12	0.07	n.d.	n.d.	0.03
CaO	0.95	0.29	0.11	0.78	0.25	0.37	0.42	1.04	1.17	0.46	0.76	0.57	0.04	0.10	0.15
$Na_2O$	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.09	0.09	0.05	0.02	n.d.	n.d.	0.01
$K_2O$	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	n.d.	0.03	0.02	0.18	0.20	0.02	0.03	0.02	0.02
$P_2O_5$	5.03	5.56	5.65	0.33	2.65	4.79	2.93	2.52	5.10	0.85	0.82	0.90	2.20	2.73	2.98
F	1.54	2.00	1.63	2.69	2.20	0.63	n.d.	n.d.	0.44	-	-	-	-	-	-
Total	82.93	77.22	85.61	93.73	80.21	85.24	87.22	90.71	88.26	84.83	80.07	79.54	76.96	74.68	75.30

## IV Discussion

The characteristic features of the Akaishi lava when compared with most of the Cenozoic alkaline basalts in Chugoku district (CABC), are i) very high content of  $P_2O_5$ , light REEs and  $TiO_2$ , ii) very low content of  $SiO_2$ , and iii) low concentrations of  $Na_2O$ ,  $K_2O$  and Rb. The volcanic rocks with high  $P_2O_5$  concentrations (>1 wt.%) are reported in many localities in the world including a locality of CABC (Hamada; Takamura, 1973). Generally speaking, these  $P_2O_5$ -rich rocks are highly enriched in  $Na_2O$  (1-5 wt.%) and  $K_2O$  (3-12 wt.%) (see, Sorensen, 1974). In disagreement with this trend, the Akaishi lava is poor in  $Na_2O$  and  $K_2O$ . We have not found volcanic rocks with such high- $P_2O_5$  and low alkalis contents as the Akaishi lava.

Table 1 shows that the chemical diversity

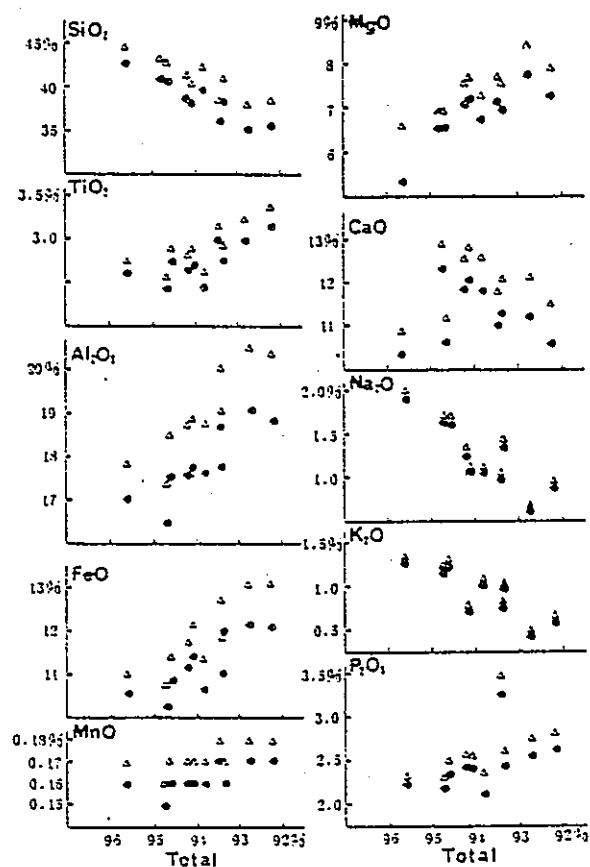


Fig. 2 Relation between total oxides concentration and each oxide concentration. Triangles indicate normalized values on a volatile-free basis, and solid circles indicate raw data.

of the Akaishi lava is very wide. The analyzed ten samples are weathered in various extent. Among these, four of them (sample no. 3-1, 3-4, 3-6, 3-8) are from a continuous outcrop, and are surely from a single flow. The relation between the total oxides, the balance being nearly equal to  $H_2O^-$ , and each of oxides (Fig. 2) is accounted for as follows: As the petrographically observed degree of weathering rises, the amount of  $H_2O^-$  tends to increase. As the amount of  $H_2O^-$  increases,  $SiO_2$ ,  $Na_2O$  and  $K_2O$  contents decrease and  $TiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MnO$  and  $P_2O_5$  contents increase. These tendencies can be attributed to the effects of circulating water during the weathering process. When the water invaded the groundmass glass,  $SiO_2$  and alkalis in the glass were easily dissolved and removed (see Table 2). And consequently, the more refractory or fixed elements in some minerals increased relatively.

Thus, we can assume that the  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ , and  $K_2O$  contents of the Akaishi lava were originally not so low as they are now and were possibly close to those of ordinary rocks of the CABC. But even when we take the chemical changes into consideration, the Akaishi lava has an unusually high concentration of  $P_2O_5$ . As the model content of the phosphate mineral is small (<1.5 vol.%), the contribution of phenocryst of phosphate mineral to the whole-rock P content is also small. The Akaishi lava is a peculiar rock and provides the most P-rich example among the CABC.

**Acknowledgment:** The Akaishi lava was found in the course of study of geology and petrology of the Genbudo area. The authors are grateful to the people who attended the field survey with them. The authors would like to thank John J. Donovan of University of California, Berkeley, for his help in preparing the manuscript. A part of this work has been carried out under the Visiting Researcher's Program of the Research Reactor Institute, Kyoto University.

## References

Furuyama, K. (1973) Volcanostratigraphy of the

- Kannabe Volcano Group. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 79, 399-406 (in Japanese with English abstract).
- Kawai, N. and Hirooka, K. (1966) Age determination of some Cenozoic igneous rocks from Southwest Japan. *Ibid.*, 73, 68 (in Japanese).
- Koyama, M. and Matsushita, R. (1980) Use of neutron spectrum sensitive monitors for instrumental neutron activation analysis. *Bull. Inst. Chem. Res., Kyoto Univ.*, 58, 235-243.
- Sorensen, H. (ed.) (1974) *The Alkaline Rocks*. John Wiley and Sons, Chichester.
- Suzuki, N., Yamaguchi, Y. and Iizumi, S. (1987) Analysis of geological materials by YANACO CHN corder (MT-3) II. Determination of hydrogen in hydrous minerals and igneous rocks. *Geol. Rep. Shimane Univ.*, 6, 185-196 (in Japanese with English abstract).
- Takamura, H. (1973) Petrographical and petrochemical studies of the Cenozoic basaltic rocks in Chugoku province. *Geol. Rep. Hiroshima Univ.*, 18, 1-167 (in Japanese with English abstract).
- Takurayama Research Group (1984) Geology and petrology of the Takurayama volcano in the northern Kinki district, Southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 38, 143-160 (in Japanese with English abstract).

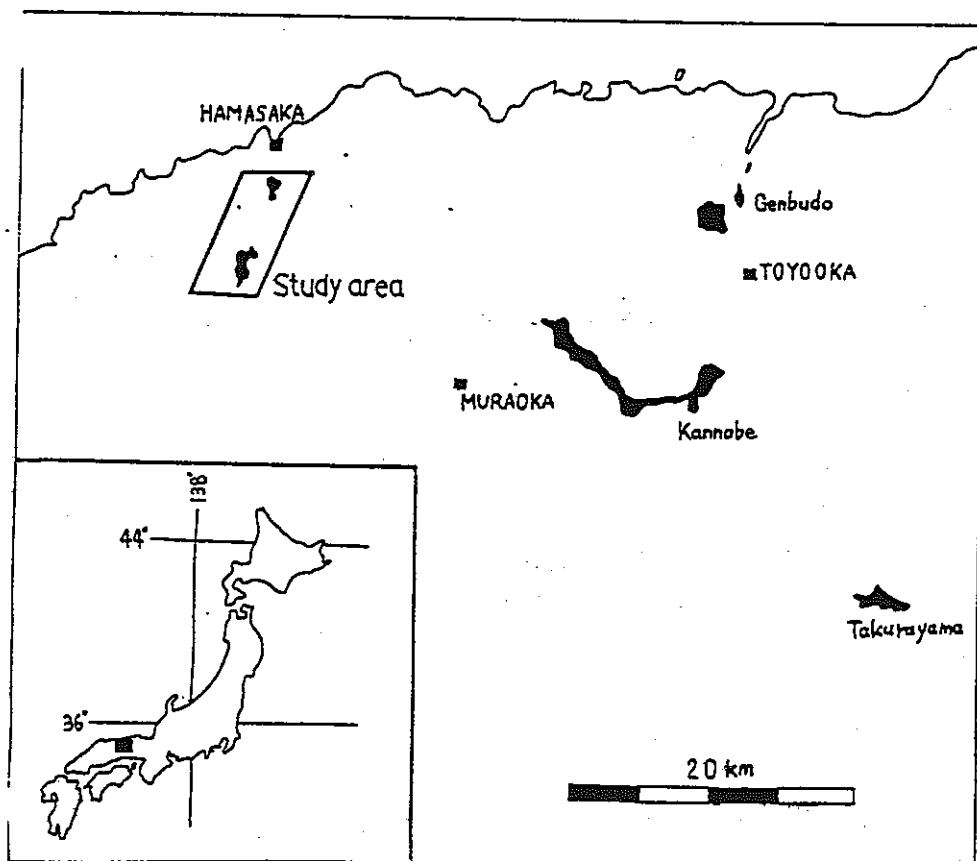
③三ツ井誠一郎，長尾敬介，兵庫県美方郡浜坂町周辺に分布するアルカリ玄武岩について：  
日本地質学会第97年学術大会 講演要旨， p.418， (1990)

278 兵庫県美方郡浜坂町周辺に分布するアルカリ玄武岩について

三ツ井誠一郎（大阪市大・理）・長尾敬介（岡大・地内研）

Alkali basalts from the Hamasaka district, Hyogo Prefecture:  
Seiichirou Mitsui・Keisuke Nagao

西南日本弧には新第三紀より第四紀にかけて噴出したアルカリ玄武岩類が点在している。その一つが兵庫県北西部の浜坂に分布しているが、これまで応地ほか（1964）および鷹村（1973）により2つの主成分化学組成値が発表されたのみであった。今回、本地域に分布するアルカリ玄武岩の野外調査、主成分分析及び年代測定をおこなった。その結果、鉱物組合せにより溶岩が2種（Xc型、IVb型）に大別され（組織及び鉱物の量比によりさらに細分される。）、ハーカー図上で分析値が1つのトレンドを示すことがわかった。これは、かんらん石および普通輝石の結晶分別作用によるものと推定される。また山頂付近の林道に於いて、削剝を受けたスコリア丘の断面を発見した。そのスコリア丘で得られた火山弾の鉱物組合せはIVb型であり、化学組成も同型の溶岩と類似していることがわかった。また、年代測定をK-Ar法によって行った結果、年代値は3.9Maを示した。



④Furuyama, K., Nagao, K., Mitsui, S. and Kasatani, K., K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in district Japan : Earth Science(Chikyu Kagaku), v.47, No.6, p.519~532, (1993)

## K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in district, Southwest Japan

Katsuhiko Furuyama<sup>\*</sup>, Keisuke Nagao<sup>\*\*</sup>, Sei-ichiro Mitsui<sup>\*\*\*</sup> and Kazuhiro Kasatani<sup>\*\*\*\*</sup>

**Abstract** About 30 volcanic rocks of late Neogene age from the east San-in district were collected for K-Ar age determination. Most of them are from basaltic monogenetic volcanoes, and remainders are voluminous calc-alkaline andesites. Degrees of dissection at scoria cones and geomorphology of lavas are consistent with their K-Ar ages. They are divided into two groups (Pliocene and Quaternary) based on K-Ar ages. Those of Pliocene age (Hamasaka, Todoroki and Oya Volcanoes) are located around the northwestern and southwestern border of an ellipsoidal area (50 km long and 35 km wide elongated in the direction N45° W) in the east part of the San-in region. Quaternary volcanic activity began at 1.6 Ma at Genbudo and continued until the Holocene, with time gaps less than 0.1 ma between each monogenetic volcano, apart from two periods of repose, one at 1.3-1.5 Ma and the other at 0.7-0.9 Ma. Apart from these two periods, 1 to 4 monogenetic volcanoes per 0.1 ma formed in the Quaternary. Quaternary volcanic activity began mainly in the western and northeastern parts, and moved to the central and southeastern parts. In this district, the period of the most vigorous volcanic activity during the Quaternary was between 0.9 and 1.3 Ma.

**Key words:** K-Ar age, San-in, Pliocene, Pleistocene, monogenetic volcano, alkali rock series, basalt, andesite

### 1 Introduction

Many alkaline basaltic monogenetic volcanoes of late Neogene age are distributed in the Chugoku and San-in districts of Southwest Japan. K-Ar ages of those which are distributed in the west San-in and Chugoku districts have been reported elsewhere (Matsuura, 1986; Matsuura and Uto, 1986; Morris *et al.*, 1990; Uto and Koyaguchi, 1987). In the east San-in district, there are more than 40 basaltic monogenetic volcanoes, but only one K-Ar age has

been presented (Genbudo lava: Kawai and Hirooka, 1966). Recently we reported the K-Ar ages of the Kannabe Volcano Group and the adjacent monogenetic volcanoes in this area (Furuyama *et al.*, 1993) comprising the Genbudo (Toyooka City, Hyogo Pref.), Takurayama (Yakuno-cho, Kyoto Pref.), Midori (Muraoka-cho, Hyogo Prefec.), Mesaka (Toyooka City), Kamisano (Toyooka City) Volcanoes, and the volcanoes of the Kannabe Volcano Group (Hidaka-cho). The age of volcanic activity in the region of the Kannabe Volcano Group ranges

---

Received September 20, 1993; accepted September 30, 1993

<sup>\*</sup>Department of Geosciences, Faculty of Science, Osaka City University, Sugimoto, Sumiyoshi-ku, Osaka 558, Japan.

<sup>\*\*</sup>Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University, Yamada, Misasa-cho, Tottori 682-02, Japan.

<sup>\*\*\*</sup>Power Reactor and Nuclear Fuel Development Corporation Tokai Works, Tokai-mura, Ibaragi 319-11, Japan.

<sup>\*\*\*\*</sup>Kawasaki Geological Engineering Co. Ltd, Shikitsu-nishi, Naniwa-ku, Osaka 556, Japan.



from 0.7 Ma to about 10,000 years, which shows that the east San-in district is the area where the youngest basaltic monogenetic volcanoes in San-in and Chugoku districts are distributed. In this paper we report K-Ar ages of other monogenetic volcanoes in the east San-in district, and together with those which we have already reported, discuss the initiation and frequency of activity of monogenetic basaltic volcanoes and the relationship between age and geomorphology of these volcanoes.

## II Geological setting

The distribution of monogenetic volcanoes in the study area is shown in Fig. 1, along with localities of analysed samples. Analysed samples are also listed in Table 1 with descriptions of geology, petrography and locality. In the area studied, basement rocks, comprise mainly the Miocene Hokutan Group and Pliocene Teragi Group, and pre-Tertiary metamorphic, sedimentary and ultramafic rocks are only exposed in a limited part to the south. Many volcanoes (Wada, Haruki, Kebioka, Nukita, Nagaita volcanoes and Oginosen Volcano Group) unconformably overlie the Teragi Group or have been erupted along faults between the Teragi Group and the Hokutan Group, surrounding the Teragi Group.

Some geological reports on monogenetic volcanoes in the eastern San-in district have already been published, consisting of the Kannabe Volcano Group (Furuyama, 1973; Furuyama *et al.*, 1992; Kawamoto, 1990), Oginosen Volcano Group (Furuyama, 1984), Takurayama Volcano (Takurayama Research Group, 1984), Genbudo Volcano (Genbudo Research Group, 1991a) and Kamisano Volcano (Genbudo Research Group, 1991b). The distribution of volcanic products and the petrography of other volcanoes are briefly described by the Ministry of International Trade and Industry (1972; Todoroki and Kazurahata Volcanoes), Hyogo Prefecture (1961; Oya and Haruki Volcanoes) and by Furuyama (1989; Wada, Kebioka, Nukita, Nagaita Vol-

canoes). Each volcano is composed of either a single or multiple lava flows, a scoria cone (e.g. Kiyotaki Volcano of the Kannabe Volcano Group) or lava flow(s) with scoria fall deposits which sometimes form a scoria cone, the geomorphology of which is almost juvenile

(Kannabe Volcano), or moderately dissected (e.g. Otsukue volcano of the Kannabe Volcano Group, Takurayama Volcano), or deeply dissected (e.g. Genbudo, Hamasaka Volcanoes). These are listed in Table 1. No maar volcano has been found in the study area.

There are three types of geomorphological characteristics concerning the relationship between volcanoes and basement: one is the valley-fill type, where the volcanoes sit on the present valley floor along which lava flowed. In the case, the lava often maintains its original shape without conspicuous dissection (e.g. Kannabe and Kamisano Volcanoes). The second type is the lava plateau where lavas are deeply dissected and form plateaux, which are accordance of summit levels, have shallow but many valleys, are surrounded by steep cliffs and sometimes separated by erosion (e.g. Hamasaka, Oya Volcanoes). It is inferred that volcanoes of the valley fill type are geomorphologically younger than those of plateau type. The third is the intermediate type between the former two types, where lava flowed down along the valley and formed flanks together with basement rocks. Although the surfaces of lavas are weakly to moderately dissected they are gentle in contrast to the steep slopes of the basement (e.g. Kazurahata and Nagaita Volcanoes). Parts of the lavas sometimes form plateaux with shallower and fewer valleys in contrast with the plateau type (e.g. Genbudo and Haruki Volcanoes). The geomorphological type of each volcano is also listed in Table 1 as vf (valley-fill), m (moderate) or pt (lava plateau) type.

Most of the analyzed basaltic rocks are aphyric, olivine or augite olivine basalts (alkali rock series). Augite phenocrysts are usually fresh. Olivine phenocrysts are sometimes altered

partly or completely to iddingsite. The groundmass commonly shows intergranular or intersertal texture. Groundmass constituents are olivine, augite, plagioclase, anorthoclase, iron oxides, residual glass and rare phlogopite (in groundmass and/or gas cavities). Andesitic rocks have also been analysed. They are olivine andesites (alkali rock series) or hypersthene andesites (calc alkaline rock series) with or without hornblende phenocrysts. Three andesitic lava flows (Bvobuiwa, Oishi and Kiridaki

Lavas) are particularly voluminous: each is about 1 km<sup>3</sup>. On the contrary, other basaltic and andesitic lava flows from monogenetic volcanoes are usually very small in volume (about 0.01km<sup>3</sup>).

### III Analytical methods

The 60 to 100 mesh fraction of crushed rock was prepared for argon and K analyses. It was rinsed with distilled water in an ultra-sonic tank and dried at 115° C for 12 hours. About 0.5

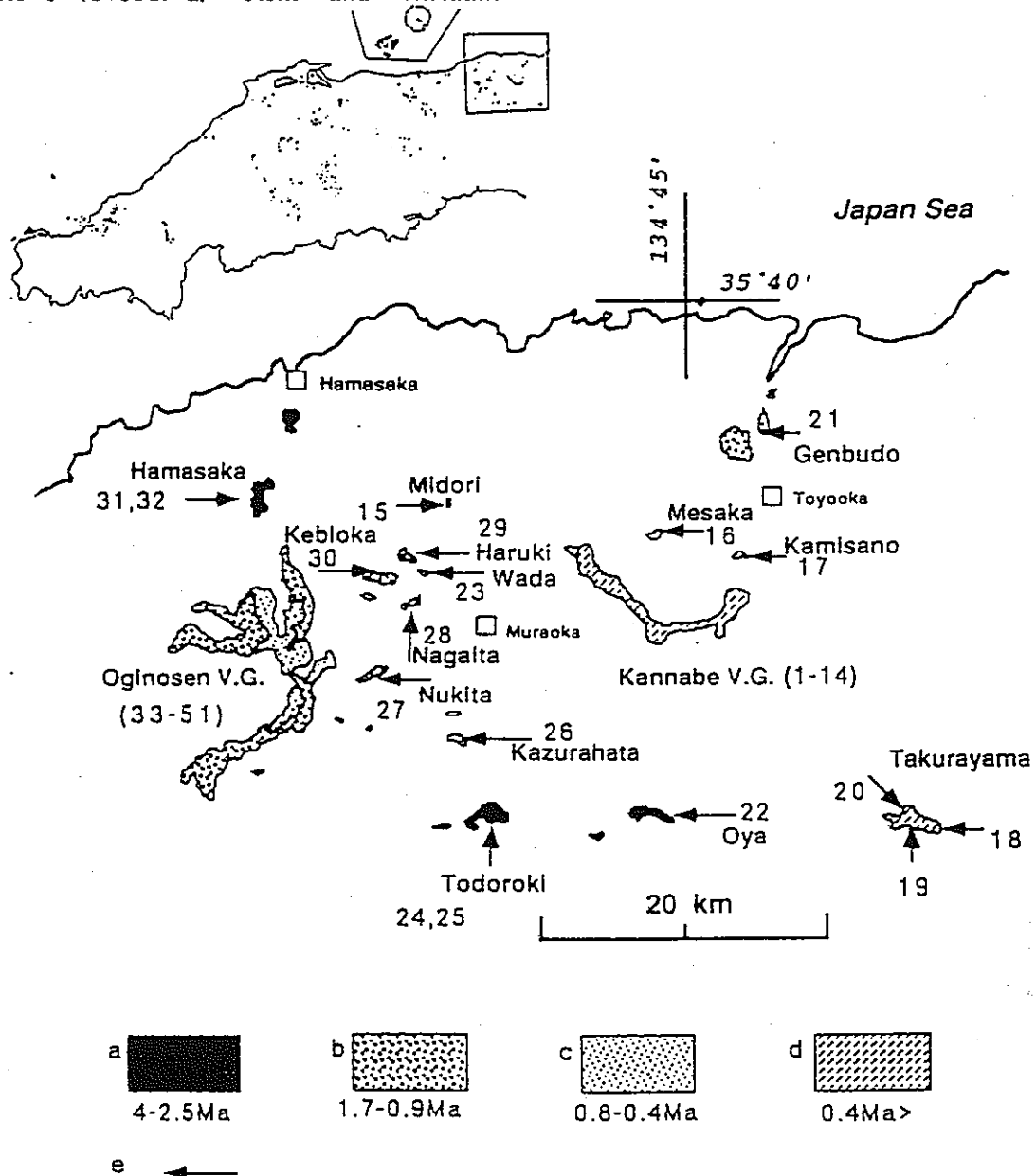


Fig.1. Distribution of Pliocene and Quaternary monogenetic volcanoes in the east San-in district. The distribution map of Neogene basaltic lavas on the upper left is based on Takamura (1973). a-d; Distribution of lavas in four periods. e; Arrows show sampling localities with sample numbers.

Table 1. Sample name, occurrences, rock descriptions and sampling localities of analyzed samples.

No	Sample	scoria				lava					Phenocrysts					texture					sampling Longitude	Locality															
		R	F	J	MD	vf	m	pt	Pl	Oi	Au	Hy	Ho	ig	is	fg	so	p	Latitude																		
<i>Kannabe V. G.</i>																																					
<i>Nishiki Volcano</i>																																					
	1	Nishiki Lava	B																																		
	2	Mangou Lava	B																																		
	<i>Otsukue Volcano;</i>																																				
	3	Otsukue Lava	B																																		
	4	Otsukue Lava	B																																		
	<i>Buri Volcano</i>																																				
	5	Buri Lava	B																																		
	<i>Tada Volcano</i>																																				
	6	Tada Lava	B																																		
	7	Tada Bomb	B																																		
	8	Tada Bomb	B																																		
	<i>Kiyotaki Volcano</i>																																				
	9	Kiyotaki Bomb	B																																		
	10	Kiyotaki Bomb	B																																		
	<i>Kannabe Volcano</i>																																				
	11	Hidaka Lava	B																																		
	12	Jyugo Lava	B																																		
	13	Shiwagano Lava	B																																		
	14	Shiwagano Lava	B																																		
	<i>Midori Volcano</i>																																				
	15	Midori Lava	B																																		
	<i>Mesaka Volcano</i>																																				
	16	Mesaka Lava	B																																		
	<i>Kamisano Volcano</i>																																				
	17	Kamisano Lava	A																																		
	<i>Takurayama Volcano</i>																																				
	18	Ogura Lava	B																																		
	19	Kinuzuri Lava	B																																		
	20	Takurayama Lava	B																																		
	<i>Genbudo Volcano</i>																																				
	21	Genbudo Lava	B																																		
	<i>Oya Volcano</i>																																				
	22	Oya Lava	A																																		
	<i>Wada Volcano</i>																																				
	23	Wada Lava	B																																		
	<i>Todoroki Volcano</i>																																				
	24	Todoroki 1 Lava	B																																		
	25	Todoroki 2 Lava	B																																		
	<i>Kazurahata Volcano</i>																																				
	26	Kazurahata Lava	B																																		
	<i>Nukita Volcano</i>																																				
	27	Nukita Lava	B																																		
	<i>Nagaita Volcano</i>																																				
	28	Nagaita Lava	B																																		
	<i>Haruki Volcano</i>																																				
	29	Haruki Lava	A																																		
	<i>Kebioka Volcano</i>																																				
	30	Kebioka Lava	A																																		
	<i>Hamasaka Volcano</i>																																				
	31	Hamasaka Lava	A																																		
	32	Hamasaka Lava	B																																		

K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-in district, Southwest Japan 523

No	Sample	scoria			lava			Phenocrysts					texture				sampling Longitude	Locality	
		R	F	J MD	vf	m	pt	Pl	Oi	Au	Hy	Ho	ig	is	fg	so		p	Latitude
<i>Oginosen V.G.</i>																			
Kawaidani Volcano																			
33	(Og14) Kawaidani Lava	B						+	+	+								134°26'11" E	35°27'45" N
34	(Og63) Kawaidani Lava	B						+	+	+								134°26'26"	35°27'41"
Otakidani 2 Volcano																			
35	(Og15) Otakidani 2 Lava	B						+	+	+								134°25'36"	35°27'57"
Otakidani 1 Volcano																			
36	(Og16) Otakidani 1 Lava	B						+	+									134°25'30"	35°27'59"
Ishiidani 1 Volcano																			
37	(Og17) Ishiidani 1 Lava	B						+	+	+								134°25'07"	35°27'40"
Ishiidani 2 Volcano																			
38	(Og18) Ishiidani 2 Lava	B						+	+	+								134°25'39"	35°27'43"
Oishi Volcano																			
39	(Og19) Oishi Lava	CA						+	+	+	+							134°23'34"	35°27'16"
Kiridaki Volcano																			
40	(Og20) Kiridaki Lava	CA						+	+	+	+	+						134°27'04"	35°29'10"
Aoge Volcano																			
41	(Og21) Aoge Lava	B						+	+	+								134°28'00"	35°28'52"
Hataganaru Volcano																			
42	(Og22) Hataganaru Lava	CA						+	+									134°27'37"	35°25'57"
Aphyric ol basalt Volcano																			
43	(Og23) Aphyric ol basalt	B						+	+									134°28'20"	35°26'45"
Ho ol andesite Volcano																			
44	(Og24) Ho ol andesite	A						+	+									134°28'19"	35°26'39"
Sugahara Volcano																			
45	(Og27) Sugahara Lava	A						+	+									134°28'53"	35°26'59"
Hirodomeno Volcano																			
46	(Og28) Hirodomeno Lava	B						+	+	+								134°26'44"	35°24'10"
Byobuiwa Volcano																			
47	(Og29) Byobuiwa Lava	CA						+	+	+	+	+						134°22'03"	35°21'39"
Ol andesite Volcano																			
48	(Og30) Ol andesite Lava	A						+	+	+								134°27'14"	35°25'23"
Ueyama Volcano																			
49	(Og61) Ueyama Lava	B						+	+	+								134°27'06"	35°29'09"
Hy ol andesite Volcano																			
50	(Og62) Hy ol andesite	CA						+	+	+								134°25'19"	35°28'15"
Hy-bg ol andesite Volcano																			
51	(Og64) Hy-bg ol andesite	CA						+	+	+								134°28'19"	35°26'39"

Numbers with Og are as same as those of analyzed samples in Furuyama (1984). R: rock type(B and A are basalt and andesite belonging to alkali rock series respectively, CA is calc alkaline andesite), scoria: F shows existence of scoria deposit, J, M and D are juvenile, intermediate and dissected geomorphology of scoria cone respectively. lava: vf, m and pt are valley-fill, intermediate and lava plateau type of geomorphology of lavas respectively. pl: plagioclase, ol: olivine, au; augite, hy; hypersthene, ho; hornblende. ig; intergranular, is; intersertal, fg; very fine grained, so;subophitic, p: hyalopilitic or pilotaxitic textures.

Table 2. Results of K-Ar dating

Sample	M	K (Wt.%)	Weight (g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ( $\times 10^{-8}$ ml STP/g)	Atm. $^{40}\text{Ar}$ (%)	Age (Ma)
<i>Kannabe Volcano Group</i>						
<i>Nishiki Volcano</i>						
1 Nishiki Lava	d	0.885±0.018	0.5057	2.353±0.103	89.22	0.685±0.033
2 Mangou Lava	p	0.950±0.019	0.7300	2.732±0.072	75.97	0.741±0.025
<i>Otsukue Volcano</i>						
3 Otsukue Lava	p	1.052±0.021	0.7364	0.858±0.039	89.78	0.210±0.010
3 Otsukue Lava	d	1.052±0.021	0.5092	0.869±0.069	94.37	0.213±0.017
3 Otsukue Lava	d	1.052±0.021	0.5037	0.898±0.062	92.80	0.220±0.016
4 Otsukue Lava	d	1.167±0.023	0.5031	1.035±0.030	90.65	0.228±0.008
					av.	0.218±0.008
<i>Buri Volcano</i>						
5 Buri Lava	d	0.730±0.015	0.5684	0.508±0.075	98.19	0.179±0.027
5 Buri Lava	d	0.730±0.015	0.5627	0.470±0.089	98.33	0.166±0.032
					av.	0.173±0.009
<i>Tada Volcano</i>						
6 Tada Lava	d	1.327±0.027	0.5069	0.532±0.020	93.30	0.103±0.004
7 Tada Bomb	d	0.825±0.017	0.5201	0.490±0.048	97.29	0.153±0.015
8 Tada Bomb	d	0.613±0.012	0.5606	0.430±0.046	97.39	0.181±0.020
<i>Kiyotaki Volcano</i>						
9 Kiyotaki Bomb	d	1.223±0.024	0.5434	0.190±0.054	99.17	0.040±0.011
10 Kiyotaki Bomb	d	1.264±0.025	0.5222	0.293±0.060	98.20	0.060±0.012
					av.	0.055±0.007
<i>Kannabe Volcano</i>						
11 Hidaka Lava	d	0.750±0.015	0.7343	0.065±0.043	99.37	0.022±0.015
12 Jyugo Lava	d	0.842±0.017	0.7188	0.086±0.030	99.54	0.026±0.009
13 Shiwagano Lava	d	0.820±0.016	0.7185	0.229±0.039	98.36	0.072±0.012
14 Shiwagano Lava	d	0.760±0.015	0.5988	0.254±0.040	98.39	0.086±0.014
<i>Midori Volcano</i>						
15 Midori Lava	d	0.964±0.019	0.7898	0.807±0.027	80.90	0.216±0.008
<i>Mesaka Volcano</i>						
16 Mesaka Lava	d	0.805±0.016	0.5918	0.394±0.042	96.81	0.126±0.014
<i>Kamisano Volcano</i>						
17 Kamisano Lava	d	0.903±0.018	0.7324	0.821±0.03	91.87	0.234±0.010
<i>Takurayama Volcano</i>						
18 Ogura Lava	p	0.923±0.018	0.7500	1.314±0.056	77.99	0.367±0.017
19 Kinuzuri Lava	d	0.885±0.018	0.5110	1.255±0.038	90.01	0.365±0.013
20 Takurayama Lava	p	1.092±0.022	0.7759	1.327±0.040	86.59	0.313±0.011
<i>Genbudo Volcano</i>						
21 Genbudo Lava	p	1.505±0.030	0.7430	9.662±0.206	74.40	1.65±0.05
<i>Oya Volcano</i>						
22 Oya Lava	p	0.991±0.020	0.7257	9.677±0.202	44.82	2.514±0.073
<i>Wada Volcano</i>						
23 Wada Lava	p	1.454±0.029	0.7069	8.931±0.187	49.74	1.582±0.046
<i>Todoroki Volcano</i>						
24 Todoroki 1 Lava	p	0.655±0.013	0.7251	7.011±0.148	38.87	2.755±0.080
25 Todoroki 2 Lava	p	0.745±0.015	0.7069	8.014±0.166	53.98	2.769±0.080
<i>Kazurahata Volcano</i>						
26 Kazurahata Lava	p	1.150±0.023	0.7774	3.084±0.072	83.39	0.691±0.021
<i>Nukita Volcano</i>						
27 Nukita Lava	p	1.633±0.033	0.7176	8.191±0.173	50.12	1.292±0.038
<i>Nagaita Volcano</i>						
28 Nagaita Lava	p	1.415±0.028	0.7770	6.900±0.142	53.87	1.256±0.036
<i>Haruki Volcano</i>						
29 Haruki Lava	p	1.328±0.027	0.5946	7.754±0.240	49.53	1.504±0.055
<i>Kebioka Volcano</i>						
30 Kebioka Lava	p	1.288±0.026	0.7930	7.514±0.232	38.49	1.502±0.055
<i>Hamasaka Volcano</i>						
31 Hamasaka Lava	d	2.490±0.037	0.7137	36.81±0.75	22.10	3.804±0.109
32 Hamasaka Lava	d	2.070±0.041	0.7216	30.63±0.62	19.03	3.808±0.108

Sample	M	K (Wt%)	Weight (g)	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ( $\times 10^{-3}$ ml STP/g)	Atm. $^{40}\text{Ar}$ (%)	Age (Ma)
<b>Oginosen Volcano Group</b>						
<b>Kawaidani Volcano</b>						
33(Og14) Kawaidani Lava	p	1.406±0.028	0.6867	3.620±0.130	89.76	0.663±0.027
34(Og63) Kawaidani Lava	p	1.461±0.029	0.6129	3.802±0.124	64.39	0.670±0.026
<b>Otakidani 2 Volcano</b>						
35(Og15) Otakidani 2 Lava	p	1.789±0.036	0.7055	7.981±0.162	62.09	1.149±0.033
<b>Otakidani 1 Volcano</b>						
36(Og16) Otakidani 1 Lava	p	0.907±0.018	0.6980	4.171±0.142	85.53	1.184±0.047
<b>Ishiidani 1 Volcano</b>						
37(Og17) Ishiidani 1 Lava	p	1.440±0.029	0.5995	5.485±0.170	61.31	0.981±0.036
<b>Ishiidani 2 Volcano</b>						
38(Og18) Ishiidani 2 Lava	p	1.256±0.025	0.7484	4.748±0.101	77.42	0.974±0.028
<b>Oishi Volcano</b>						
39(Og19) Oishi Lava	d	1.517±0.030	0.5096	6.428±0.087	71.50	1.091±0.026
<b>Kiridaki Volcano</b>						
40(Og20) Kiridaki Lava	p	1.681±0.034	0.5782	6.125±0.221	89.04	0.938±0.039
<b>Aoge Volcano</b>						
41(Og21) Aoge Lava	p	0.704±0.014	0.6029	3.348±0.108	68.09	1.225±0.046
<b>Hataganaru Volcano</b>						
42(Og22) Hataganaru Lava	d	1.203±0.024	0.5214	2.064±0.051	82.78	0.442±0.014
<b>Aphyric ol basalt Volcano</b>						
43(Og23) Aphyric ol basalt	d	1.395±0.028	0.5041	2.719±0.080	80.79	0.502±0.018
<b>Ho ol andesite Volcano</b>						
44(Og24) Ho ol andesite	d	1.016±0.020	0.5099	2.230±0.062	77.25	0.565±0.019
<b>Sugahara Volcano</b>						
45(Og27) Sugahara Lava	d	1.095±0.022	0.5867	3.159±0.064	84.97	0.743±0.021
<b>Hirodomeno Volcano</b>						
46(Og28) Hirodomeno Lava	d	1.311±0.026	0.5872	2.757±0.036	65.28	0.542±0.013
<b>Byobuiwa Volcano</b>						
47(Og29) Byobuiwa Lava	p	1.329±0.027	0.6011	5.872±0.180	58.87	1.138±0.042
<b>Oi andesite Volcano</b>						
48(Og30) Oi andesite	p	1.263±0.025	0.6919	5.277±0.17	56.70	1.076±0.032
<b>Ueyama Volcano</b>						
49(Og61) Ueyama Lava	p	1.131±0.023	0.7412	4.450±0.093	74.08	1.013±0.029
<b>Hy ol andesite Volcano</b>						
50(Og62) Hy ol andesite	p	1.075±0.022	0.6088	4.728±0.148	52.54	1.133±0.042
<b>Hy-bg ol andesite Volcano</b>						
51(Og64) Hy-bg ol andesite	p	1.565±0.031	0.7052	4.709±0.093	63.42	0.671±0.020

Data for samples 1 to 21 are from Furuyama *et al.* (1993). M: method for argon isotope analyses (d; isotop e dilution, p; peak comparison). For the isotoped dilution method, the error for  $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$  and the K-Ar age o f individual analyses includes statistical errors of isotopic ratios, errors of mass discrimination correction factors, blank correction and error of K content (Nagao and Itaya, 1988). In the peak comparison method, t he error for  $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$  and K-Ar age of individual analyses includes experimental uncertainties of Ar sensiti vity, statistical errors of isotopic ratios, errors of mass discrimination correction factors and blank correct ion (Nagao and Itaya, 1988; Nagao *et al.*, 1991)

gram of granular crushed rock was wrapped in 8–10  $\mu\text{m}$  thick Al foil and used for argon iso- tope measurement. Samples for K measurement were further ground into fine grained powder using an agate mortar. Argon isotope analyses

were performed at the Institute for the Study of Earth's Interior, Okayama University. Two methods were used for K-Ar dating. One is the peak comparison method and the other is the isotope dilution method. The experimental pro-

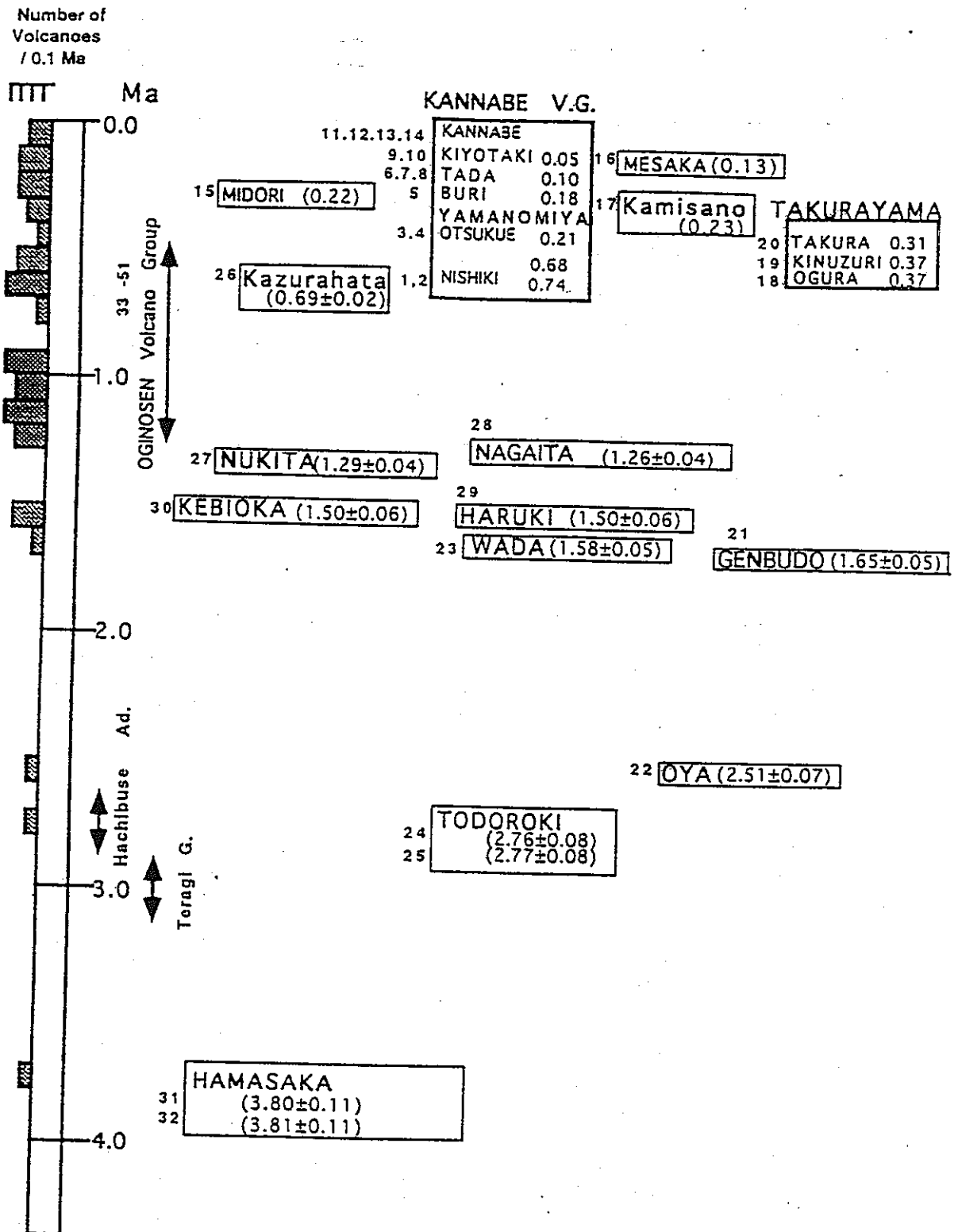


Fig.2. Results of K-Ar dating of volcanic rocks from the east San-in district. The length of a bar on the left side shows numbers of monogenetic volcanoes during each 0.1 ma. The range of volcanic activity is shown for the Oginosen Volcano Group. These ranges of the Teragi Group and the Hachibuse Andesite are preliminary. Sample numbers are shown outside and K-Ar ages are shown inside of the box for each volcano.

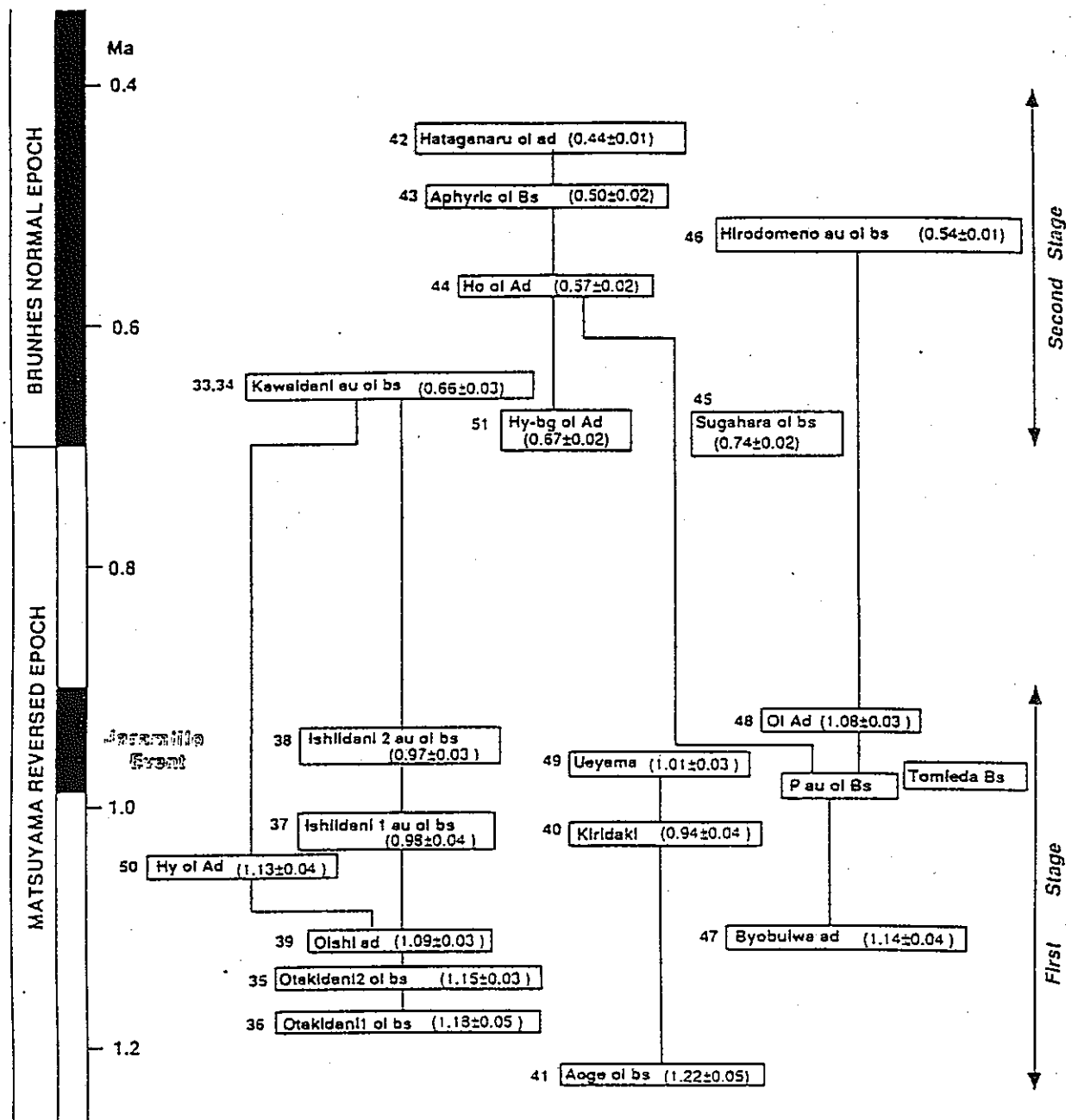


Fig 3. K-Ar ages, palaeomagnetism and stratigraphic relations in the Oginosen Volcano Group.

cedure of the peak comparison method has been described by Takaoka (1989) and Takaoka *et al.* (1989), whereas the isotope dilution method is basically the same as that described by Nagao and Itaya (1988) and Itaya *et al.* (1991). The reproducibility and reliability of argon analysis by isotope dilution depends on the precision and accuracy of calibrating the  $^{38}\text{Ar}$  spike. Therefore, the system we used has been checked using several standard samples with ages

ranging 0.22 to 500 Ma. K was determined by flame-photometry using a 2000 ppm Cs buffer (Nagao *et al.*, 1984) at Osaka City University. All results are listed in Table 2 and shown in Figures 2 and 3.

#### IV Results and interpretation

Monogenetic volcanoes distributed in the east San-in district are divided into two groups based on K-Ar ages, consisting of Pliocene and



Quaternary volcanoes respectively.

#### Monogenetic volcanoes of Pliocene age

Only three monogenetic volcanoes are Pliocene (Hamasaka, Todoroki and Oya Volcanoes in ascending order of age).

##### Hamasaka Volcano

Hamasaka Volcano is distributed on the Japan Sea side in two separated areas as plateaux surrounded by lava cliffs. It is estimated that one scoria cone was formed, because a thick, dipping and reverse-graded weathered scoria deposit with abundant bombs is distributed in a limited area. Analysed samples (sp 31, 32) are olivine augite andesite and basalt from different lava flows. However each K-Ar ages correspond within analytical errors. The mean age is 3.8 Ma. It is considered that the age is comparable to its geomorphological characteristics, in that the scoria cone has been deeply dissected, and a plateau has been divided into two separate parts by erosion.

##### Todoroki Volcano

In the Todoroki district, lavas overlie Palaeozoic ultramafic rocks and form a lava plateau with many shallow valleys on its surface. Thin weathered scoria fall deposits sporadically crop out around the hill, although there is no evidence of an eruption centre. The deeply eroded geomorphology is consistent with the old K-Ar age of 2.8 Ma (sp 24, 25).

##### Oya Volcano

In the Oya district, lavas are distributed in two separate areas as lava plateaux surrounded by steep cliffs. Detailed stratigraphy has not been reported. However, the deeply dissected geomorphology is consistent with the eruption age of 2.51 Ma (sp 22).

#### Monogenetic volcanoes of Quaternary age

The K-Ar ages of sample 1 to 21 are from Furuyama *et al.* (1993). Of these volcanoes, Genbudo (sp 21), Takurayama (sp 18, 19, 20), Kamisano (sp 17), Otsukue (sp 3, 4), Buri (sp 5), Tada (sp 6, 7, 8) and Kannabe (sp 11-14) Volcanoes each have one scoria cone, which has been variably dissected according to its K-Ar

age. Other newly dated Quaternary volcanoes; Wada (sp 23), Haruki (sp 29), Kebioka (sp 30), Nukita (sp 27), Nagaita (sp 28) and Kazurahata (sp 26) Volcanoes, consist of lava flows. They are located near each other in a limited area of about 10 km diameter. They unconformably overlie the Pliocene Teragi Group and/or were erupted along faults between the Teragi and Hokutan Groups. Usually the surface of the lavas form gentle slopes, different to the steep slopes of the surrounding basement. It shows that these lavas are clearly younger than those of Pliocene age and consistent with young K-Ar ages from these volcanoes.

##### Oginosen Volcano group

Stratigraphic relations of the Oginosen Volcano Group were determined by Furuyama (1981), who maintained that the Ueyama Lava sat on a higher level than the Kawaidani Lava. However, such a relationship has not been found by a recent field survey by Furuyama (unpubl. data). K-Ar ages of lavas of the Oginosen Volcano Group, consisting of about 20 monogenetic volcanoes, are shown in Figure 3, along with the results of stratigraphy (Furuyama, 1981; Furuyama, unpubl. data) and palaeomagnetism (Sakai *et al.*, 1982). Most of volcanoes from the Oginosen Volcano Group are the intermediate type (Table 1). The K-Ar ages of Ishidani 2 (sp 38), Ueyama (sp 49) and Olivine Andesite (sp 48) Lavas range from 0.97 to 1.08 Ma with normal remnant magnetism, and therefore they were erupted in the Jaramillo Event of the Matsuyama Reversed Epoch. The Porphyritic augite olivine basalt lava with normal paleomagnetism is also correlated with the Jaramillo Event, based on stratigraphic relations. It is concluded that the volcanoes with younger K-Ar ages (0.44 to 0.74 Ma) and normal remnant palaeomagnetism belong to the Brunhes Normal Epoch, and those with reversed remnant magnetism belong to the Matsuyama Reversed Epoch older than Jaramillo Event (Figure 3). Most of K-Ar ages are compatible within analytical errors with the results

of geomorphology, stratigraphy and palaeomagnetism. The activity of the Oginosen Volcano Group is divided into two stages based on these results, the first in the Early Pleistocene and the second in the Middle Pleistocene. In the first stage (1.2–0.9 Ma), basalt and andesite lavas were erupted from at least 11 monogenetic volcanoes. This stage is characterized by voluminous andesite lavas of Byobuiwa, Oishi and Kiridaki Volcanoes. At this time lava flows formed relatively gentle surfaces compared with those of basement rocks, but sometimes formed steep cliffs along the present valley (such as the Byobuiwa, Oishi and Kiridaki Lavas) and/or deeply dissected valleys (e.g. Otakidani 1.2, Ueyama Lavas). After volcanic activity of the first stage, there was no volcanic activity until about 0.7 Ma. In the second stage (0.7–0.4 Ma), at least 7 monogenetic volcanoes were formed, in addition to the Nishiki Volcano (of the Kannabe Volcano Group, Sp 1.2) and the Kazurahata Volcano (Sp 26).

After the activity of the Oginosen Volcano Group, most of the Kannabe Volcano Group and the adjacent monogenetic volcanoes (0.23 Ma – 10000 years), and Takurayama Volcano (0.31–0.37 Ma) were erupted at the central and southeastern parts respectively. These volcanoes are characterized by young geomorphology (Furuyama *et al.*, 1993).

## V Discussion

In the east San-in district, volcanic activity resulting in basaltic monogenetic volcanoes began at 3.8 Ma. Only three Pliocene age basaltic monogenetic volcanoes, (Hamasaka, Todoroki and Oya Volcanoes) have been found in the study area. However this does not mean that it was a period of weak volcanic activity, because in the Teragi Group, there are voluminous rhyolitic pyroclastic flow deposits and andesitic lava flows, and the Hachibuse Andesite unconformably covers the Hokutan and Teragi Groups (Furuyama, 1989). Although K-Ar ages of the Teragi Group and Hachibuse Andesite

have not been presented (in preparation), their preliminary ages are shown in Figure 2. It is considered that Pliocene volcanism in the east San-in district is characterized by vigorous calc-alkaline rhyolitic and andesitic activity in a limited area, then alkaline monogenetic basaltic volcanism began. In the Quaternary, basaltic volcanism began in the Genbudo area at 1.65 Ma (about 0.9 ma after the eruption of the Oya Volcano). After the eruption of the Genbudo Volcano, about 40 monogenetic volcanoes were formed until the eruption of the Kannabe Volcano in the Holocene. It seems that there are two short periods of no volcanic activity during the Quaternary, at 1.3–1.5 Ma and 0.7–0.9 Ma. It is concluded that on an average, 2 monogenetic volcanoes per 0.1 ma were formed between 1.7 and 1.5 Ma, 3.5 per 0.1 ma between 1.3 and 0.9 Ma, 2.7 per 0.1 ma since 0.7 Ma to the recent. Voluminous andesitic lavas were also erupted in the stage between 1.3 and 0.9 Ma, and therefore it is argued that this stage was the most vigorous one in the east San-in district in the Quaternary.

In the Hiruzen and Daisen districts (Tsukui *et al.*, 1985), about 80 km west from the Oginosen Volcano Group, Quaternary volcanic activity began at about 1 Ma, coinciding with the most active stage (0.9–1.3 Ma) in the east San-in district. The most vigorous activity in the Hiruzen and Daisen districts occurred between 0.6 and 0.4 Ma, coinciding with the second stage of the Oginosen Volcano Group. Several hornblende-bearing tephra layers are also intercalated in lavas of the Oginosen Volcano Group (Furuyama, 1981), and it is probable that they were derived from the Hiruzen and Daisen Volcanoes. Thus, at almost the same time, volcanic activity characterized by hornblende dacite occurred in the central San-in district, and that characterized by monogenetic volcanoes with effusive olivine basalt or andesite lava flows occurred in the east San-in district.

It seems that more than 40 monogenetic volcanoes are distributed in an ellipsoidal area 50 km

long and 35 km wide elongated in the direction N45° W. Pliocene volcanoes (4 to 2.5 Ma) are distributed on the northwestern and southwestern edges of this ellipsoidal area. In the Quaternary, older volcanoes (1.6 to 0.4 Ma) are distributed around the western part of the area, apart from the Genbudo Volcano (eastern part). However, it seems that the area of volcanic activity younger than 0.4 Ma has moved to the east (Figure 1). Eruption centers trend N30° W in the Oginosen Volcano Group and N45° W in the Kannabe Volcano Group. These directions probably relate to the regional stress field at each time (Furuyama, 1991).

In the central Chugoku province, there are many basaltic monogenetic volcanoes. Iwamori (1989) divided them into eight provinces (each of which is 20 to 30 km in diameter), and three zones (Sanyo, Sekiryō and San-in zones) on the basis of the differences in chemical composition and eruption volume. Basalts in each province erupted within a limited time period, although basaltic volcanism in the Kurayoshi and Matsue provinces continued intermittently from Middle Miocene to Pleistocene (Iwamori, 1989). In the east San-in district, alkali olivine basalt volcanism began in the Pliocene (3.9 Ma) and has continued until the Holocene (e.g. Kannabe Volcano Group). Iwamori (1989) concluded that the volcanism in a province originated from one mantle plume and continued for about 3 ma. It seems that the east San-in district is in the San-in zone, and forms 'one province' according to Iwamori (1989). However, more data are needed to understand the mechanism which forms various volcanic rocks in the province.

#### Acknowledgements

We thank P. Morris of Shimane University and an anonymous reviewer for constructive reviews which improved the manuscript.

#### References

Furuyama, K. (1973) Volcanostratigraphy of the Kannabe Volcano Group. *Jour. Geol.*

*Soc. Japan*, 79, 399-406 (in Japanese with English abstract).

——— (1981) Geology of the Oginosen Volcano Group, Southwest Japan. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 24, 39-74.

——— (1984) Chemical composition of Oginosen volcanic rocks, northwest Kinki, Southwest Japan. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 24, 165-176 (in Japanese with English abstract)

——— (1989) Geology of the Teragi Group, Southwest Japan—with Special reference to the Terada Volcanics. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, 32, 123-173.

———, Miyake, Y., Kotaki, A. and Takasu, A. (1992) Quaternary basaltic volcanism, northern Kinki district. *29th IGC Field Trip Guide Book*, 4, 183-190.

———, Nagao, K., Kasatani, K. and Mitsui, S. (1993) K-Ar ages of the Kannabe Volcano Group and the adjacent basaltic monogenetic volcanoes, east San-in district. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 47, 377-390 (in Japanese with English abstract).

Genbudo Research Group (1991a) Geology and petrology of Quaternary volcanic rocks from the Genbudo area, northern Hyogo Prefecture, southwest Japan — Genbudo and Akaishi Lavas —. *Ibid.*, 45, 131-144. (in Japanese with English abstract).

——— (1991b) Pleistocene Kamisano Volcano in Northern Hyogo Prefecture, Japan. *Ibid.*, 45, 469-473. (in Japanese)

Hyogo Prefecture (1961) Geological map of the Hyogo prefecture and its report. Hyogo Prefecture, Hyogo (in Japanese).

Itaya, T., Nagao, K., Inoue, K., Honjou, Y., Okada, T. and Ogata, A. (1991) Argon isotope analysis by a newly developed mass spectrometric system for K-Ar dating. *Mineral. Jour.*, 15, 203-221.

Iwamori, H. (1989) Compositional Zonation of Cenozoic basalts in the Central Chugoku District, Southwest Japan: Evidence for mantle upwelling. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 34, 105-123.

- Kawai, N. and Hirooka, K. (1966) Age determination of some Cenozoic igneous rocks from Southwest Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 73. 68 (in Japanese).
- Kawamoto, T. (1990) Geology of the Kannabe Monogenetic Volcano Group, Southwest Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 35. 41-56 (in Japanese with English abstract).
- Matsuura, H. (1986) K-Ar age of an alkali basalt from Mt. Mengame, Hiroshima Prefecture. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92. 235-237 (in Japanese).
- and Uto, K. (1986) Whole rock K-Ar age of minette lava from Kawamoto-cho, Shimane Prefecture, western Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, 37. 77-79 (in Japanese).
- Ministry of International Trade and Industry (1972) Reports on the areal survey of Bantan district, Ministry of International Trade and Industry, Tokyo (in Japanese).
- Morris, P. A., Itaya, T., Watanabe, T. and Yamauchi, S. (1990) Potassium/argon ages of Cenozoic igneous rocks from eastern Shimane Prefecture-Oki Dozen Island, Southwest Japan and Japan Sea opening. *Jour. South-east Asian Earth Sci.*, 4. 125-131.
- Nagao, K. and Itaya, T. (1988) K-Ar age determination. *Mem. Geol. Soc. Japan*, 29. 5-21 (in Japanese with English abstract)
- , Nishido, H., Itaya, T. and Ogata, K. (1984) An age determination by K-Ar method. *Bull. Hiruzen Research Inst. Okayama Univ. of Science*, 9. 19-38. (in Japanese with English abstract).
- , Ogata, A., Miura, Y., Matsuda, J. and Akimoto, S. (1991) Highly reproducible 13 and 17 ka K-Ar ages of two volcanic rocks. *Geochemical Journal*, 25. 447-451.
- Sakai, H., Hirooka, K. and Furuyama, K. (1982) Paleomagnetism of the Oginosen Volcanic Rocks, Japan. *Proceedings of the 72th Meeting of the Society of Terrestrial Magnetism and Electricity of Japan*, PB-6 (Japanese).
- Takamura, H. (1973) Petrological and petrochemical studies of the Cenozoic basaltic rocks in Chugoku province. *Geol. Report Hiroshima Univ.*, 18. 1-167 (in Japanese with English abstract).
- Takaoka, N. (1989) Problems in the K-Ar dating of Quaternary volcanic rocks younger than 1 Ma. *Mass Spec.*, 37. 343-351.
- , Konno, K., Oba, Y. and Konda, T. (1989) K-Ar dating of lavas from Zao Volcano, North-eastern Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 95. 157-170.
- Takurayama Research Group (1984) Geology and petrology of the Takurayama Volcano in the northern Kinki district, southwest Japan. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, 38. 143-160 (in Japanese with English abstract)
- Tsukui, M., Nishido, H. and Nagao, K. (1985) K-Ar ages of the Hiruzen Volcano Group and the Daisen Volcano. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 91. 279-283 (in Japanese with English abstract).
- Uto, K. and Koyaguchi, T. (1987) K-Ar ages of three alkaline basalts from the Abu Monogenetic Volcano Group, Southwest Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Japan*, 32. 263-267 (in Japanese).

## 西南日本、山陰東部地域の後期新生代単成火山のK-Ar年代

古山勝彦・長尾敬介・三ツ井誠一郎・笠谷一弘

### 要 旨

山陰東部地域の後期新生代の約30の火山についてK-Ar年代を測定した。試料のほとんどは玄武岩質単成火山からのものであるが大量に噴出したカルクアルカリ安山岩溶岩についても測定した。スコリア丘の開析の程度や溶岩が作る地形はそれらのK-Ar年代と調和している。測定試料はK-Ar年代にもとずくと、鮮新世と第四紀のものである。鮮新世の火山（浜坂、轟、大屋）は長径50km、短径35km、N45°Wの延長方向の楕円形をなす山陰東部地区の北西・南西境界部分に分布する。第四紀の火山活動は玄武洞で1.6Maに始まり、1.3-1.5Ma、0.7-0.9Maの2回の休止期を除き、各10万年の間

に1~4の単成火山を形成しつつ完新世まで継続している。第四紀の火山活動は主として本地区の西部と北東部で始まり中央部・南東部へ移動した。本地区で第四紀における最も活動的な時期は0.9-1.3Maの間であった。

Aoge 胥下

Hataganaru 畑が平

Haruki 春來

Hirodomeno 広留野

Kawaidani 河井谷

Mangou 万劫

Mesaka 目坂

Midori 味取

Nukita 貫田

Oginosen 扇の山

Teragi 照來

⑤日本の地質『近畿地方』編集委員会，日本の地質6 近畿地方，共立出版，p. 111~119，  
(1987)

日本の地質 6

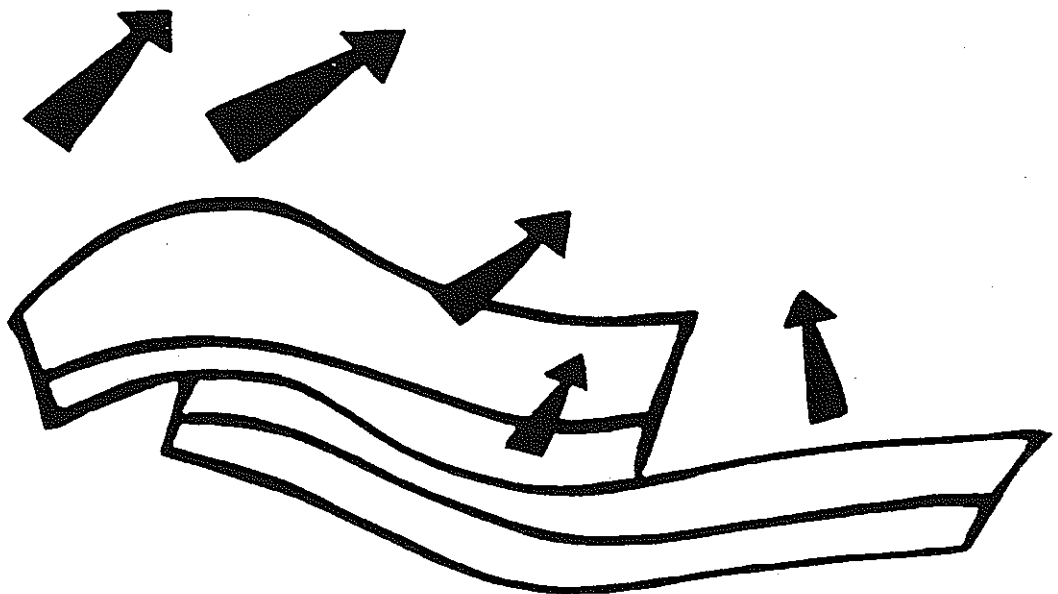
# 近畿地方

日本の地質『近畿地方』編集委員会編

代表編集委員

中沢圭二・市川浩一郎・市原 実

共立出版株式会社



## 第 3 章

# 新第三系および第四系

### 3.1 概説

近畿地方の新第三系と第四系は、大きくみて中新統と鮮新～更新統および中部更新～完新統に3区分される。中新統は中新世の前～中期はじめの時期の海成層が主体で、中期中新世の火山岩や陸成層もふくまれる。鮮新～更新統は陸成層が多いが、但馬地域や丹後地域では火山岩をふくむ。下部更新統には第四紀の水河性海水準変動に関連した海成層がふくまれる。中部更新～完新統は盆地・内湾・谷の堆積物で、多くは陸成層である。

近畿地方では新第三紀はじめまでに東西方向の帯状構造ができあがった。新第三系と第四系は複雑な構造をもつ基盤岩を不整合におおい、褶曲や断層はあるが、基盤岩にくらべるとずっとゆるやかな構造である。新第三系と第四系は基盤岩の帯状構造をこえて広く分布している。

**中新統** 日本海側・瀬戸内海周辺および太平洋側の3地域に主として分布し、それぞれ山陰北陸区(北但区)・瀬戸内区・南海区とよばれている。

**山陰北陸区の中新統**：グリーンタフ地域のものにあたる。

**瀬戸内区の中新統**：瀬戸内海周辺の各地に点在し、基盤岩がつくる山地よりは低い山地をつくることが多い。もともとはずっと広く分布していたものが、基盤岩の山地が隆起したところでは侵食されてしまったために、点在するようになったと考えられる。

**南海区の中新統**：紀伊半島の南部に分布する厚い海成層であり、さらに南方の上部大陸斜面地域にもある。

**鮮新～更新統** 各地に分布するが、瀬戸内地域に形成された堆積盆地を埋めたものが最も広く、地層も厚い。この堆積盆地は構造運動によって沈降をつづけ、鮮新

～更新統は現在では盆地の底深くもぐっており、盆地の周辺部では隆起して丘陵をつくっている。

**中部更新～完新統** 各盆地の表層部にあり、盆地周縁部から山間の河谷では段丘構成層や谷を埋める堆積物として分布する。この地層も瀬戸内地域の盆地のものが分布も広く厚い。

鮮新世以降の、盆地と山地をつくる構造運動は現在までひきつづいており、褶曲や断層をつくっている。地震活動と関連した活断層も多い。

これらの地層を時代順に記述するが、火成岩類については§3.5にまとめたのべる。(石田志朗)

### 3.2 中新統

近畿地方の中新統は、日本海側・瀬戸内海周辺とその東延長部および太平洋側の3地域にわかれて分布し、地域ごとに地層の性質や岩石の特徴がことなる(図3.1, 2)。これらの3地域は、それぞれ、山陰北陸区・瀬戸内区および南海区とよばれる(西南日本新生代研究グループ, 1960)。

**山陰北陸区の中新統** グリーンタフ地域の特徴をもつが、東北日本のグリーンタフ地域のものに比べて火山噴出物がすくなく、海成層もうすい。近畿地方の日本海側の中新統は北但区とよばれることがある。

**瀬戸内区の中新統** 点在して分布しており、これらは、まとめて第一瀬戸内累層群とよばれる。この累層群は、山陰北陸区や南海区の中新統にくらべて、地層がうすく、強い褶曲構造がなく、地層中にいくつもの不整合があり、また各地で基盤にアバットするほか、火山活動にも特徴がある。

**南海区の中新統** 西南日本外帯の仏像構造線以南の地域に分布し、近畿地方では紀伊半島南部に、厚い海成の砕屑岩層からなる田辺層群と熊野層群が分布する。



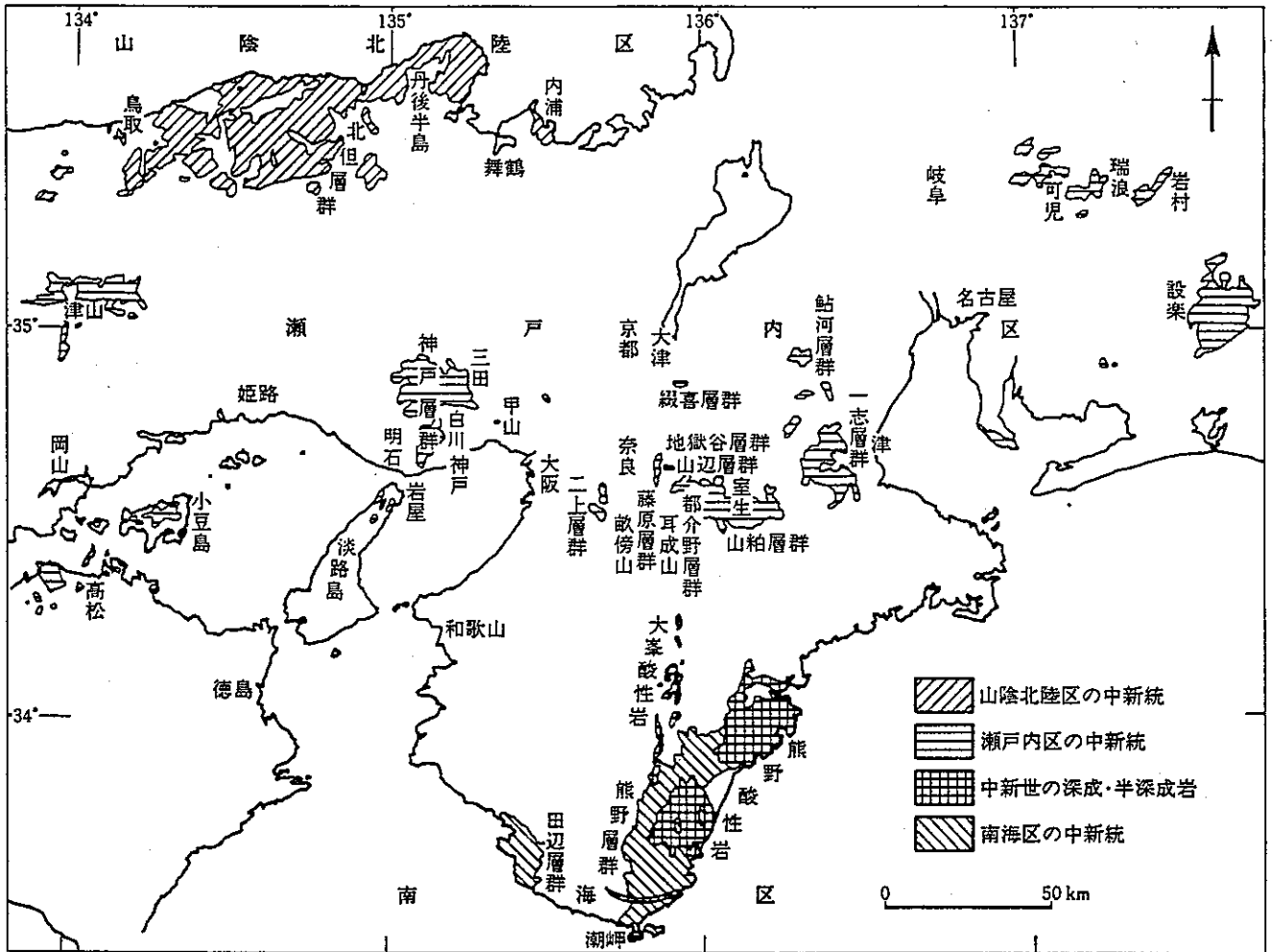


図3.1 近畿地方およびその周辺の中新統分布図 (石田 編図)

近畿地方の中新統の下部と上部で、古地磁気の偏角にちがいがあり、西南日本がこの時期に時計まわりに約45°回転したことによるものとされ、約1,500万年まえに日本海がひらいた根拠とされている(鳥居, 1983英)。山陰北陸区・瀬戸内区・南海区の順に、各地の中新統についてのべる。

(1) 山陰北陸区

山陰北陸区のうち、近畿地方およびその周辺の中新統は、北但地域の北但層群と照来層群(弘原海・松本, 1958)・丹後半島の与謝層群(広川・黒田, 1957a)京都府舞鶴市北東の内浦層群(広川・黒田, 1957b)とよばれた。弘原海ほか(1966)はこれらは一連の地層であるとし、中新統の北但層群と中新～鮮新統の照来層群にまとめた(図3.3)。

この地域の基盤岩類は、舞鶴帯・中国帯の中・古生界と火成岩類・白亜紀～古第三紀の酸性火山岩類・深成岩類である。北但層群は基盤岩類を不整合におおう火山岩類と海成層とからなる。照来層群は北但層群を不整合におおい、おもに火山噴出物からなる。

1. 北但層群

兵庫県北部の但馬地域に分布する中新統を、弘原海・松本(1958)は北但層群と命名した。池辺ほか(1965)と弘原海ほか(1966)は、北但層群を但馬・丹後地域

地質時代	放射年代	古地磁気(時)	古地磁気	有孔虫帯	山陰北陸区	瀬戸内区	南海区
更新世	Ma 1						
	1r			N22		大阪層群	古琵琶湖層群
鮮新世	2						
	2r			N21			大福深層
	3	2A		N20	照来層群		
	4	2Ar		N19		今井果層	
	5	3	2r		N18		
5r	3r						
中 期	6	3Ar					
	7	3Br		N17			
	8	4					
	8r	4r					
新 期	9	4Ar		N16			
	10	5					
	11	5r					
	12	5A		N14			
	13	5Ar				甘二上層群	
	13	5AA		N13		三山岩ハ岩	
	14	5ABr				三山ソ	
	14	5ACr		N12		北(内浦層群)	
15	5ADr				神志層群		
前 期	15	5E		N9		照来層群	熊野酸性岩
	16	5Br				都介野層群	熊野層群
	16	5C		N8		山辺層群	田辺層群
	17	5Cr				山辺層群	山辺層群
17	5C		N7		山辺層群	山辺層群	
18	5Dr					山辺層群	
18	5D			N6			
18	5Dr			N5			

図3.2 近畿地方の新第三系の層序



図3.3 近畿地方の山陰北陸区の新第三系 (石田 編図)

全体のものとして、対比した。丹後半島南東部については東 (1977) が、舞鶴北東方の内浦湾付近については中川ほか (1985) が報告している (表 3.1)。

北但層群は下位から、養父亜層群・城崎亜層群に区分される。さらに養父亜層群は下位から、高柳累層・八鹿累層に、城崎亜層群は豊岡累層・村岡累層 (南縁部) と網野累層 (海岸部) および丹後累層に区分される (弘原海, 1959英; 弘原海ほか, 1966)。

1) 高柳累層

北但層群の基底層で、模式地は兵庫県養父郡八鹿町高柳である。模式地では層厚 300 m、下部 (層厚 150 m) は基盤岩の流紋岩・花こう岩・蛇紋岩などの、10 cm 内外の円礫を主とした礫岩で、マトリックスは花こう岩質砂岩にちかいものである。上部 (層厚 150 m) は砂質礫岩で、その下部は凝灰岩をはさむアルコースである。上位にむかって、急に火山岩質層が優勢になるところを八鹿累層との境界とする。兵庫県美方郡村岡町の矢田川中流右岸の山田の谷では、層厚約 200 m の礫岩であり、高柳礫岩とよばれることもある。

この累層のうち、兵庫県出石郡出石町のは長谷礫岩層、美方郡浜坂町のは浜坂礫岩層、京都府竹

表3.1 北但層群の層序の対比 (石田 編図)。なお、この表には本文中でもちいられた、標準層序における地層名と地域ごとの名称のみをあげており、空欄はかならずしも地層の欠如を意味しない、表中の石英安山岩はデイサイトのこと。

時代	地域		但馬地域					丹後地域			舞鶴市北東地域				
	地層名		南西部	北西部	北東部	南東部	東部	北西部	丹後半島北部	丹後半島東部					
新 世	城 崎 亜 層 群	但 馬 層	村岡累層	妙見角礫岩層					丹後累層	乘原石英安山岩	経ヶ岬黒雲母角閃石安山岩層	今戸鼻累層			
				湯舟川黒色頁岩層					網野累層	磯複雑輝石安山岩質火山岩層	袖志石英安山岩質火山岩層		尾和含角閃石安山岩層	内 浦 層 群	
				大野峠砂岩層						切畑石英安山岩質溶結凝灰岩層	平泥岩砂岩凝灰岩層		長延砂岩頁岩層		下 累 層
				鹿田凝灰岩層						新庄石英安山岩質凝灰岩層	野尻凝灰岩層		本坂流紋岩類	菅野安山岩類	
				豊岡累層	大谷砂岩礫岩層		大岡礫岩砂岩互層			上野頁岩砂岩層	本坂流紋岩類		菅野安山岩類	菅野安山岩類	砂方頁岩砂岩層
養父亜層群	八鹿累層		諸寄火山岩層	来日火山岩層	椿色火山岩層	茗荷谷火山岩層	栃谷凝灰岩層	一条寺火山岩層	弥栄火山岩層						
	高柳累層	高柳礫岩	浜坂礫岩層		高柳砂岩礫岩層	長谷礫岩層			等楽寺礫岩層						

野郡弥栄町のものは等楽寺礫岩層ともよばれている(弘原海ほか, 1966)。長谷礫岩層は中・古生界に不整合にのり、チャート・砂岩を主とした、こぶし大以下の円礫岩で、厚さは150mである。浜坂礫岩層は径1m以上の酸性火成岩の巨礫をふくむ、淘汰のわるい角礫岩である。浜坂町付近の基盤岩は花こう岩や流紋岩である。等楽寺礫岩層は花こう岩上にのり、花こう岩質礫岩・砂岩層でウラン鉱を産する。層厚は50mである。

高柳累層は、分布域の南部では扇状地成の岩相をしめし、北部の日本海沿岸部では無層理角礫岩状の岩相をしめす(弘原海ほか, 1966)。このことから、高柳累層は上位の八鹿累層の塩基性火山岩の活動にききだつて、基盤の沈降部に堆積した扇状地成の礫岩や、断層運動で隆起した山地の斜面崩壊による崖錐堆積物や土石流堆積物からなるとした(弘原海ほか, 1966)。模式地において、はじめ下部を高柳礫岩、上部を高柳砂岩礫岩と記載された(弘原海・松本, 1958)が、のちに弘原海ほか(1966)は全体を高柳砂岩礫岩層とよんだ。

### 2) 八鹿累層

模式地は八鹿町西部で、大量の玄武岩質安山岩と玄武岩の溶岩からなり、各種の火砕岩および火山礫岩・砂岩などをはさむ。高柳累層を整合におおう。

八鹿累層は、模式地では椿色火山岩層とよばれ、厚さ500mにたつする。浜坂町や兵庫県城崎郡香住町一帯では諸寄火山岩層(350m)・出石町付近のものは茗荷谷火山岩層(250m)・兵庫県豊岡市や城崎郡城崎町では来日火山岩層(350m)・京都府熊野郡久美浜町や竹

野郡網野町では下部を一条寺火山岩層(150~250m)・上部を栃谷凝灰岩層(250m)・丹後半島中央部では弥栄火山岩層(300~500m)とよばれる(表3.1)。弥栄町等楽寺の山道で層序がよく観察できる (§3.5 参照)。

### 3) 豊岡累層

礫岩・砂岩と酸性の火山岩・凝灰岩を主とし、丹後半島南東部や兵庫県の北西部の美方郡付近では基盤岩を直接おおい、広く分布している。八鹿累層と豊岡累層との、地質図上での分布から、豊岡累層は八鹿累層を非整合におおうと考えられ、それを境として養父亜層群と城崎亜層群がわけられる(弘原海・松本, 1958)。

模式地である豊岡市西方の丘陵地と丹後半島東部との2つの地域について、層序と地層名を記述する。

#### a. 豊岡市西方地域

この地域の豊岡累層は層厚600mで、下位から、辻礫岩層・瀬戸火山岩層・河江火山岩層・大岡礫岩砂岩互層に区分される(弘原海・松本, 1958)。弘原海ほか(1966)は瀬戸火山岩層はのぞいている。

辻礫岩層 八鹿累層の火山岩にのり、層厚は150m。礫は基盤の矢田川層群と八鹿累層の火山岩の円礫を主とし、ほかに花こう岩や中・古生界の礫もふくむ。浜坂・香住地域では礫岩・砂岩・凝灰岩・泥岩からなり、香住層ともよばれる(弘原海ほか, 1966)。

瀬戸火山岩層 豊岡市瀬戸の日和山を模式地とする。デイサイトの溶岩と火砕岩からなり、層厚は160mである。浜坂町では頁岩の角礫をふくんだ凝灰岩が厚く、魚化石・植物化石を産する。香住町上計および境の海

表3.2 北但層群豊岡累層上世屋頁岩砂岩層の植物化石 (尾上, 1978:一部補足)

学名	和名	学名	和名	学名	和名
<i>Picea kaneharai</i>	バラモミ	R	<i>Ulmus appendiculata</i>	ニレ属	R
<i>Keteleeria ezoana</i>	シマモミ	R	<i>U. longifolia</i>	ニレ属	A
<i>Metasequoia occidentalis</i>	メタセコイア	A	<i>Zelkova ungeri</i>	ケヤキ	A
<i>Carya miocathayensis</i>	カリアクルミ	R	<i>Cercidiphyllum crenatum</i>	カツラ	R
<i>Juglans japonica</i>	クルミ	R	<i>Magnolia miocenica</i>	ハクモクレン	R
<i>Pterocarya asymmetrosa</i>	サワグルミ	C	<i>Lindera paraobtusiloba</i>	ウコンバナ(ダンコウバイ)	R
<i>Alnus kefersteinii</i>	ハンノキ	R	<i>Parrotia fagifolia</i>	(マンサク科)	R
<i>A. usyuensis</i>	ハンノキ属	R	<i>Cladrastis antiensis</i>	フジキ	R
<i>Betula kamigoensis</i>	シラカンバ	C	<i>Acer ezoanum</i>	エゾイタヤ	C
<i>Carpinus miocenica</i>	アカシデ	R	<i>A. florinii</i>	カエデ属	R
<i>C. subcordata</i>	サワシバ	C	<i>A. miohenryi</i>	カエデ属	R
<i>C. subyedoensis</i>	イヌシデ	C	<i>A. subpictum</i>	イタヤカエデ	C
<i>Corylus macquarrii</i>	ハシバミ	C	<i>Aesculus majas</i>	トチノキ	C
<i>Ostrya shiragiana</i>	アサダ	C	<i>Tilia distans</i>	シナノキ	C
<i>Castanea miomollissima</i>	クリ	A	<i>Alangium aequalifolium</i>	タイリクウリノキ	C
<i>Fagus antipofi</i>	アメリカブナ	A	<i>Rhododendron protodilatatum</i>	ミツバツツジ	R

R: 1~4個; C: 5~19個; A: 20個以上; 和名は近似現生種または科・属をしめす

岸道路、城崎郡竹野町猫崎、豊岡市三原峠付近からは、*Glyptostrobus*(スイショウ)、メタセコイア、コンプトニアなどが産する(弘原海・松本, 1958)。

河江火山岩層 城崎郡日高町河江付近の露頭を模式とし、ピッチストーン・ガラス質流紋岩とその火砕流堆積物からなる。層厚は250mである。

大岡礫岩砂岩互層 河江から日高町大岡にいたるのぼり道の、大岡から数十m降りたところを模式地とする。礫岩・凝灰質砂岩・凝灰岩・凝灰質泥岩の互層で、層厚は約450mである。礫は、基盤の矢田川層群と八鹿累層の火山岩とともに、河江火山岩層の流紋岩の中礫大の円礫が多い。

村岡町口大谷には、大谷砂岩礫岩層とよばれる、層厚10m以上の砂岩礫岩からなる浅海成の地層がある。この地層は、リプルマークと生痕が多く、*Ostrea*、*Chlamys*、*Lima*、*Turritella*などの貝化石を産する(弘原海・松本, 1958)。この地層は鳥取県八頭郡若桜町春米の*Vicarya*を産する地層とともに、大岡礫岩砂岩互層上部に対比され、豊岡累層最上部とされている(弘原海ほか, 1966)。

#### b. 丹後半島東部地域

丹後半島の南東部の京都府宮津市北部・与謝郡岩滝町・野田川町および中郡大宮町付近に分布する豊岡累層については、弘原海ほか(1966)により層序の総括がなされた。これに対して、東(1977)は、弘原海ほか(1966)が丹後半島北部の豊岡累層と、これと同時異相であるとした丹後半島南部の豊岡累層とは基本的には上下の関係にあるとして、豊岡累層の下位に世屋累層をもうけた。また、東(1977)は弘原海ほか(1966)の網野累層の下半部が豊岡累層にふくまれるとして、網野累層を滝根礫岩泥岩層よりも上位の層準に限定した。

この地域の豊岡累層・網野累層と、山陰北陸区のほかの地域の北但層群の層序との対比は、なお検討が必要であるが、以下では弘原海ほか(1966)の累層区分にしたがい、部層については、東(1977)の記載を参考にして記述する。

丹後半島南東部地域の豊岡累層は、層厚約600mであり、下位から内山礫岩層・上世屋頁岩砂岩層・松尾礫岩層・大島礫岩砂岩層・落山頁岩砂岩層に区分される(東, 1977を修正)。

内山礫岩層 弥栄町等楽寺東方1kmの山道と谷でよく観察できる。その東方への連続は宮津市上世屋・木子にあり、そこではほぼ水平である。内山礫岩層の層厚は駒倉で120mであるが、場所によって変化する内山礫岩層がうすいところでは上世屋頁岩砂岩層が厚いという傾向があり、両者は全体として約150mの厚さで連続している。

上世屋頁岩砂岩層 内山礫岩層とおなじく弥栄町等楽寺東方の谷でよく観察できる。砂岩と頁岩の互層に酸性凝灰岩と亜炭の薄層をはさむ。層厚は150mである。凝灰質頁岩から保存のよい植物化石が各地から産し、木子の谷と等楽寺東方の谷からは淡水魚の化石を産した。弥栄町味土野・等楽寺東方の谷・木子から産した植物化石は、表3.2のようなもので、阿仁合型化石植物群と台島型化石植物群の中間型をしめすという(尾上, 1978)。木子の谷と等楽寺東方の谷から産した魚化石は、コイ科クセノキプリス(*Xenocypris*)亜科のものである(友田, 1983)。

松尾礫岩層 大宮町内山一宮津市下世屋地域では、直径3mもの花こう岩の巨礫をふくむ淘汰のわるい礫岩で、基盤の花こう岩に不整合でのる。その北方への延長は、上世屋の南を東西にはしる断層で北へあがり、上世屋頁岩砂岩層にのる。松尾礫岩層は東へいくにつ

れて、しだいに東傾斜となる。

**大島礫岩砂岩層** 円礫岩と粗粒な砂岩からなる。下位の松尾礫岩層から漸的に岩相が変化する。

**落山頁岩砂岩層** 下部は砂岩と泥岩の互層からなり、上部はうすい凝灰岩層をはさむ頁岩からなる。この層の凝灰質頁岩からは、与謝郡伊根町の越山と菅野足谷から浅海生の魚化石が産する(古橋, 1977)。大江・古橋(1977英)は足谷から産した *Chorinemus inensis* (アジ科イネイケガツオ) を記載し、大江(1983)はつぎの8種について記載した。 *Herklotsichthys cf. zunasi* (サツパに近い種), *H. cf. ovalis* (ミズンに近い種), *H. sp.* (サツパ属), *Mallotus cf. villosus* (カラフトシシャモに近い種), ? *Argentina sp.* (ニギス属と思われる種), *Gobiidae gen. et sp. indet.* (ハゼ科の1種), *Pseudorhombus sp.* (タマカンゾウヒラメ属の種), *Conger sp.* (クロアナゴ属の種)。越山からはミズンとニギス科と思われる魚化石が発見され、足谷からはニギス科と思われるものをのぞく種が採集された。とくにサツパおよびミズンに近い種は多く産し、暖流海域であったことがわかる。しかしカラフトシシャモに近い種が産したことは、冷水塊もやってきていたことをしめすかもしれない。越山からは海生貝化石も産し、植物化石では台島型化石植物群の示標種であるコンパクトニアとフウを産する(古橋, 1977)。

#### 4) 村岡・網野累層

豊岡累層にかさなる地層で、北但層群の堆積盆地の南縁部にそう兵庫県美方郡・養父郡などの但馬地域に分布する村岡累層と、丹後半島から兵庫県出石郡にかけての海岸部に分布する網野累層とは、同時異相の関係にある(弘原海・松本, 1958; 池辺ほか, 1965)。ともに黒色頁岩をはさみ、海生貝化石や有孔虫化石を産するが、網野累層のほうが村岡累層よりも火砕岩類の割合が多い。東の丹後半島・舞鶴北東の内浦湾の地層も網野累層にふくめられる。網野付近と内浦湾付近では、網野累層は基盤岩に直接不整合でのっている。

##### a. 村岡累層

美方郡村岡町付近の蘇武ヶ岳・妙見山の山地をつくって、南北にやや長く分布する。地層は西にゆるく傾斜し、その山地の西側では中新～鮮新統の照来層群に不整合におおわれている。

模式地の村岡町では、下位から鹿田凝灰岩層・大野峠砂岩層・湯舟川黒色頁岩層・妙見角礫凝灰岩層に区別されている(弘原海・松本, 1958)。

**鹿田凝灰岩層** 下部の軽石質細礫岩と上部の黒色頁岩の薄層をはさむ凝灰岩からなる。層厚は50 mである。村岡東の谷・日高町の万場と田ノ口・八鹿町の日畑と加瀬尾などから貝化石を産する。化石種は大野峠砂岩

層のものほとんどおなじである。

**大野峠砂岩層** 軽石まじりの淡灰色細粒砂岩で、層厚は50 m。生痕やノジュールが多い。貝化石が関宮町の大野峠(大塚, 1941英)や万久里、村岡中学校裏などで産出する。おもな種は *Anadara ninohensis*, *Chlamys yanagawaensis*, *Patinopecten kimurai*, *Lima goliath*, *Dosinorbis odosensis*, *Tapes (Siratoria) siratoriensis*, *Cyclocardia siogamensis*, *Cultellus izumoensis*, *Panopea tyugokuensis*, *Sinumn yabei*, *Turritella kiiensis*, *T. shataii*。また、ウニの化石も産する(弘原海・松本, 1958)。

**湯舟川黒色頁岩層** 黒色頁岩と塊状シルト岩の互層からなり、層厚は約500 mである。*Lima goliath*などの貝化石やウニ、底生有孔虫の化石を産する。

**妙見角礫凝灰岩層** 緑色がかった安山岩質凝灰角礫岩で、層厚は約250 mである。妙見山北の尾根から西へ50 m さがった地点でのみ観察される。

##### b. 網野累層

網野西方の山地を模式地として命名された(池辺ほか, 1965)。ここでは、下位から木津礫岩層・上野頁岩砂岩層・新庄石英安山岩質凝灰岩層・切畑石英安山岩質溶結凝灰岩層に区別されている。

**木津礫岩層** 中礫からなる円礫岩層である。礫は海浜成であり、大部分が中・古生界に由来するチャート・砂岩・珪質岩である。基盤岩に不整合にのり、層厚は110 m。

**上野頁岩砂岩層** 層厚は270 mで、貝・ウニ・底生有孔虫の化石を産する。

**新庄石英安山岩質凝灰岩層** 層厚は200 mである。北部の海岸部では下部が頁岩と凝灰岩との互層で、中部は塊状の凝灰岩である。上部も塊状の凝灰岩であるが、礫をふくむ。礫種は木津礫岩層の礫とほぼおなじである。この凝灰岩層は南方にむかって無層理の塊状凝灰岩となり、網野累層の分布域の南部では、柱状節理の多い、ち密な溶結凝灰岩となる。このことから、北但地域では村岡・網野累層の堆積時に、両累層の堆積盆の間に東西にのびた陸地があって、2つの堆積盆が隔離されていたと考えられている(弘原海ほか, 1966)。

**切畑石英安山岩質溶結凝灰岩層** 層厚は350 mである。ち密で柱状節理が多い溶結凝灰岩であり、黒曜岩レンズがみられる。この層の西縁にそって、南北4 km、東西幅300~400 mの範囲に、長野角礫質礫岩とよばれる礫岩層が分布する。この礫岩には、豊岡累層の火山岩の大~中礫大の角礫や安山岩・花こう岩の垂角礫がふくまれている。この角礫質礫岩は切畑石英安山岩質溶結凝灰岩層をつくった火砕流が噴出したときの断裂状陥没と関係した地層と考えられている(池辺ほか,

1965; 弘原海ほか, 1966; 弘原海, 1975).

### c. 丹後半島の網野累層

池辺ほか (1965), 弘原海ほか (1966) は, 丹後半島北部で網野累層を, 下位から徳光礫岩層・砂方頁岩砂岩層・菅野安山岩層・本坂流紋岩層・野尻凝灰岩層・平泥岩砂岩凝灰岩層の6部層に区分した。また東 (1977) は丹後半島東部の宮津市の北半部とその周辺に分布する網野累層を, 下位から滝根礫岩泥岩層・日出流紋岩類・菅野安山岩類・本坂流紋岩類・長延砂岩頁岩層の5部層に区分した。ただしすでにふれたように東 (1977) は菅野安山岩類よりも下位の地層を豊岡累層にふくめたほうがよいとしているが, ここでは, 累層区分は弘原海ほか (1966) にしたがう, 部層の区分は東 (1977) のものをもちいる。なお, 東 (1977) は, 各部層の模式地と層厚にはふれていない。

**滝根礫岩泥岩層** 下部は円磨度のよい凝灰質礫岩と凝灰質頁岩の互層からなり, 上部は泥岩からなる。池辺ほか (1965) の徳光礫岩層と砂方頁岩砂岩層にあたる。日出流紋岩類 流紋岩の溶岩と火山碎屑岩からなる。滝根礫岩泥岩層の堆積時に活動したものと考えられている (東, 1977)。なお, 弘原海 (1966) はこの日出流紋岩類を日出流紋岩層として, より下位の豊岡累層にふくめている。

**菅野安山岩類** 輝石安山岩・角閃石安山岩と安山岩質火山碎屑岩からなる。

**本坂流紋岩類** 黒雲母流紋岩の溶岩と火山碎屑岩からなる。

**長延砂岩頁岩層** 全体に凝灰質で, 下部では砂岩が, 上部では頁岩が多い。スランプ構造がひんぱんにみられる。

丹後半島北西部海岸の平泥岩砂岩凝灰岩層 (池辺ほか, 1965; 弘原海ほか, 1966) は, 長延砂岩頁岩層に相当すると考えられる。京都府竹野郡丹後町上野の上野小学校運動場の崖の, 平泥岩砂岩凝灰岩層の塊状の黒色泥岩からは, *Lima goliath* ほかの貝化石・有孔虫化石と, 海綿化石である *Sagarites* を産する。

### d. 舞鶴市北東の内浦湾周辺の中新統

市原 (1953) が泥岩から *Vicarya* の化石を発見するまで, 中生界とされていた地層である。そのうち広川・黒田 (1957a) やいくつかの大学の卒業論文として研究がおこなわれたが, 弘原海ほか (1966) は, 中新統を5部層に区分し, 全体を網野累層に対比している。ここでは中川ほか (1985) による層序と年代を記述する。

内浦地域の北但層群は, 内浦層群ともよばれる。下位から, 下累層と今戸鼻累層に区分される (中川ほか, 1985)。下累層は下位から, 名島火山岩部層・塩汲峠礫岩砂岩部層・神野浦頁岩部層に区分される。名島火山

岩部層と塩汲峠礫岩砂岩部層は指交関係にある。

**名島火山岩部層** 模式地は福井県大飯郡高浜町名島から風島までの海岸で, 層厚は100 m以下。西方ほど薄く, 高浜町神野浦付近より西には分布しない。舞鶴層群や音海流紋岩を不整合におおう。変質安山岩の溶岩と火砕岩からなり, 凝灰岩・凝灰質砂岩をとともなう。凝灰質砂岩からは, 多くの浅海生貝化石を産する。

**塩汲峠礫岩砂岩部層** 模式地は舞鶴市登尾から塩汲峠にいたる道路ぞいである。模式地では層厚70 mであるが, 層厚変化ははげしく, 舞鶴市栲尾付近では5 m以下である。汽水～浅海成の堆積物で, おもに礫岩・砂岩からなる。一部に凝灰質砂岩・安山岩質凝灰岩をとともなう。栲尾北方では最下部に崖錐性礫岩があり, 上位にむかって円礫岩にうつりかわる。この崖錐性礫岩の礫には, 夜久野岩類の輝緑岩が多く, 径1 mの巨礫もみられる。高浜町西部の鎌倉・下などから *Vicarya japonica* を産し, またこの部層の上部からは頭足類の *Aturia* cf. *minoensis*, 二枚貝の *Geloina* cf. *yama- nei*, 巻貝の *Telescopium nipponicum* などが産する。 *Geloina* や *Telescopium* は, マングローブ沼の環境に生息する貝で, この地域が当時熱帯～亜熱帯の環境にあったことをしめす。

**神野浦頁岩部層** 模式地は神野浦から神野浦の展望台への道路ぞいで, 層厚は100 m以上。灰色シルト岩および黒色頁岩からなり, 鍵層として有効な凝灰岩層を2枚はさむ。 *Patinopecten kimurai* などの貝化石と底生有孔虫化石を産する。舞鶴市笹部のゴルフ場や, 高浜町山中の海岸の神野浦頁岩部層最下部の頁岩から, 貝化石の *Vicarya* を産する。また, *Orbulina suturalis*, *Praeorbulina glomerata*, *Globigerinoides sicanus* などの浮遊性有孔虫化石が産し, Blow の N9 に相当する (中川ほか, 1985)。

**今戸鼻累層** 高浜町今戸鼻付近を模式地とし, 安山岩の溶岩と変質流紋岩からなる。層厚は300 mである。下位の神野浦頁岩部層を非整合におおうが, その時間間隔はすくないと考えられている (中川ほか, 1985)。しかし, 今戸鼻累層が丹後累層に相当する可能性がないとはいえない。

### 5) 丹後累層

丹後半島の先端部から網野町にかけて, 安山岩とデイサイトの溶岩・火山碎屑岩・火山礫岩からなり, 網野累層をおおって分布している。模式地の京都府竹野郡丹後町東部で, 網野累層の平泥岩砂岩凝灰岩層に整合でのため, 北但層群にふくめられた (池辺ほか, 1965; 弘原海ほか, 1966)。

丹後累層は模式地付近では, 下位から, 中浜複輝石安山岩層・尾和含角閃石安山岩層・袖志石英安山岩質

火山岩層・経ヶ岬黒雲母角閃石安山岩層に区分されている(池辺ほか, 1965; 弘原海ほか, 1966).

模式地の西方約7 kmの丹後町依遅ヶ尾山付近の乗原石英安山岩は、依遅ヶ尾山の南麓に火道をもち、北方の平泥岩砂岩凝灰岩層を不整合におおっている。乗原石英安山岩は、模式地の袖志石英安山岩質火山岩層と経ヶ岬黒雲母角閃石安山岩層のあいだに位置づけられている(弘原海ほか, 1966)。網野町西部の磯複輝石安山岩質火山岩層(層厚250 m)も、網野累層の構造に斜交して、不整合にかさなることがみとめられている。磯複輝石安山岩質火山岩層は、模式地の中浜複輝石安山岩層・尾和含角閃石安山岩層の層準に位置づけられている(弘原海ほか, 1966)。

## 2. 照来層群

照来層群は近畿地方の山陰北陸区の西端部、兵庫県美方郡美方町・温泉町にまとまって分布し、一部が城崎郡香住町・竹野町に分布している(弘原海・松本, 1958)。火山岩類と陸水成層とからなり、北但層群村岡累層に不整合にかさなる中新～鮮新統である。下位から高山累層・春來累層・小代累層に3分される(弘原海ほか, 1966)。

### 1) 高山累層

高山累層は歌長流紋岩・宇日流紋岩・鎧の袖岩床に区分される。これらはそれぞれ、分布する地域がことなっており、上下の関係はあきらかではない(弘原海・松本, 1958)。

歌長流紋岩 模式地は温泉町歌長の50 m南の道路わきの崖で、層厚は約300 m。おもに流紋岩質の溶結凝灰岩からなり、上部には非溶結の凝灰岩の部分もある。

宇日流紋岩 模式地は竹野町宇日東方の海岸で、層厚は約450 m。おもにガラス質流紋岩の溶結凝灰岩やピッチストーンからなる。竹野町猫崎西海岸では、宇日流紋岩が豊岡累層を不整合におおうのが観察される。

鎧の袖岩床 模式地は香住町鎧の袖で、厚さ約50 mの粗面岩質の岩床である。

### 2) 春來累層

分布は温泉町南部と美方町北西部の小代周辺にかぎられる。下位の高山累層とのあいだに、軽度の侵食面がみられるが、両者の地質構造がほぼ類似しており、高山累層の火山岩層の原地形がよく保存されていることから、弘原海・松本(1958)は高山累層と春來累層は非整合の関係にあるとした。春來累層は下位の湯谷礫岩層と上位の茅野砂岩層に区分される(弘原海ほか, 1966)。

湯谷礫岩層 模式地は温泉町湯谷から春來にいたる道路ぞいの、湯谷から100 m南方の崖で、層厚は約80 m、径1 m以上もある大円礫をふくむ礫岩からなる。

茅野砂岩層 模式地は美方町茅野で、層厚は約120 m、層理の明瞭な凝灰質砂岩・シルト岩からなり、黒雲母の結晶を多くふくむ湖成層で炭化した植物片が多い。

### 3) 小代累層

模式地は美方町寺田の西方約100 mで、層厚は約300 mである。かんらん石玄武岩・複輝石安山岩・角閃石安山岩・デイサイトおよびその火山碎屑岩層からなる。弘原海・松本(1958)はこの累層を寺田安山岩層とよんだ。

村岡町南東部の妙見山地には、猿尾滝ひん岩脈が北但層群村岡累層をつらぬいて分布する。この岩脈の貫入方向は、ほぼ南北である。この岩脈は、春來累層の湯谷礫岩層をもつらぬくとされている(弘原海・松本, 1958; 弘原海ほか, 1966)。

## 3. 北但層群・照来層群の年代

### 1) 北但層群

北但層群の地質年代をしめすものは、植物・貝および浮遊性有孔虫などの化石と放射年代(K-Ar法)、フィッシュントラック年代である(図3.2)。

高柳累層 23 Maというフィッシュントラック年代が報告されている(弘原海, 1984)が、再検討中である。  
八鹿累層 17.2±4.9 MaのK-Ar年代が得られている(弘原海, 1984)。

豊岡累層 上世屋頁岩砂岩層の植物化石には、阿仁合型化石植物群(前期中新世とされている)の特徴種である*Fagus antipofi*がふくまれているが、台島型化石植物群(前～中期中新世とされている)の特徴種である*Comptonia*もふくまれる。このためこの植物化石群集は阿仁合型化石植物群と台島型化石植物群の中間の年代のものと考えてよいのか、あるいは阿仁合型化石植物群とおなじ年代であるが、より温暖な地域の植物化石群と考えるのがよいか問題である。グリーントフ地域の火山活動に同時性があるとすれば、八鹿累層の年代が阿仁合型化石植物群の年代と考えられるので、上世屋頁岩砂岩層の年代は両化石植物群の中間の年代といえよう。落山頁岩砂岩層の植物化石は、*Comptonia*および*Liquidambar*をふくむことから台島型化石植物群であるといえる。

村岡累層 大野岬砂岩層は、*Turritella kiiensis*, *T. shataii*などの貝化石を産し、グリーントフ地域の中新統の下部にあたる。*T. kiiensis*は南海区の田辺層群から報告されているが、田辺層群はBlowのN8上部(ないしN9)にあるとされている(§3.2.3参照)。

網野累層 内浦地域の塩浜岬礫岩砂岩層の貝化石群集は、*Vicarya japonica*やマングローブ沼にすむ種で構成されている。これは、グリーントフ地域の海成中新統の下部に共通する特徴であり、また瀬戸内区の中新

統とも共通する特徴である。大野峠砂岩層と塩浜峠礫岩砂岩層はともに、村岡累層・網野累層の下部を占めており、これらの地層よりも下位にあたる豊岡累層最上部とされる大谷砂岩礫岩層が、鳥取県の春米の *Vicarya* 産出層に対比されていたこと(弘原海・松本, 1958)は問題としてのこされている。

以上をまとめると、村岡累層・網野累層には Blow の N 8 から N 9 にわたる地層があり、豊岡累層最上部にも N 8 に相当する地層がふくまれている可能性がある。村岡累層・網野累層の最上部層の年代は不明であるが、下部から一連整合で、N 10 にはいる地層はみつからない。また、両累層の下限の年代も N 8 中にあると考えてよいであろう。

## 2) 照来層群

照来層群は北但層群を明瞭な不整合でおおい、地質構造も大きくことなる。照来層群から得られる化石は、保存のよくない植物化石のみで、明確な年代をしめすものではない。弘原海・松本(1958)は、照来層群の年代を鮮新世とした。これに対して、照来層群下部の高山累層の溶結凝灰岩に類似する火山砕屑岩の噴出が、近畿地方では後期中新～鮮新世に集中していることから、照来層群が中新世最末期にぞくするとする考えもある(松本, 1963英)。高山累層の  $6.6 \pm 1.3$  Ma、春木累層の  $5.0 \pm 0.9$  Ma というフィッシュトラック年代(弘原海, 1984)は、このような考え方と矛盾しない。(石田志朗・久富邦彦)

## (2) 瀬戸内区

近畿地方の中新統のうち、おもに領家帯に散在しているものは、岐阜県・愛知県から中国地方につらなる瀬戸内区にぞくし、古瀬戸内海に堆積したものと考えられた(池辺, 1957)。これらの地層は、鮮新～更新世にほぼおなじ地域に堆積した地層(第二瀬戸内累層群)と区別するために、第一瀬戸内累層群(笠間・藤田, 1957)とよばれている。

第一瀬戸内累層群は、近畿地方の各地に散在しており、地域ごとにことなつた地層名でよばれている(図 3.1)。最も西に分布する地層は、淡路島北端から兵庫県三田市付近にかけて広がる神戸層群である。最も東に分布する地層は、滋賀県の鮎河層群と奈良県の山柏層群である。さらに東方の三重県下にも、一志層群・鈴鹿層群・阿波層群および千種層などの中新統が分布するが、それらは『中部地方II』で記述される。

近畿地方の第一瀬戸内累層群を、つぎの順序で記述する。鮎河層群・綴喜層群・山柏層群・山辺層群・曾爾層群・都介野層群・藤原層群・地獄谷層群・二上層群・神戸層群である。これらの層群のうち、曾爾・都介野および地獄谷層群は、海成中新統にのる陸成層と

火山噴出物からなる。神戸層群は、下部が海成層で上部は陸成層である。また二上層群は陸成層で多くの火山噴出物からなるが、この層群が最も年代が若い。地獄谷層群の上位のソノハ累層についてもここでふれる(図 3.2)。横田ほか(1978)は曾爾層群・地獄谷層群・ソノハ累層および三笠安山岩などをまとめて室生層群とよんだが、ここでは個別に記述する。

第一瀬戸内累層群の年代については、この節の末尾でふれる。

### 1. 鮎河層群

滋賀県甲賀郡土山町の東部に、東西約 10 km、南北約 7 km の範囲で分布している。基盤岩を不整合におおのがみられるのは北側だけで、東側と南側は断層で接し、西側は断層で上位の古琵琶湖層群と接している。

鮎河層群はおもに、砂岩・泥岩・礫岩からなる。この層群の分布域の中央部には、北から南にむかってはりだした基盤の中・古生界および花こう岩からなる青土山塊があり(池辺, 1934b; 樽野, 1970)、鮎河層群の分布を西部と東部とに分けている。層厚は青土山塊の西方で 350 m、東方で 750 m である。

吉田(1978)は、礫岩からはじまる堆積サイクルにもとづいて、鮎河層群を下位から土山累層・黒川累層・丸太累層に区分した。石田ほか(1979)は下位から、唐戸川・千谷・上ノ平・山女原の 4 累層に区分した。ここでは石田ほか(1979)にしたがって記述する。

#### a. 唐戸川累層

鮎河層群の基底礫岩であり、青土山塊の西方に広く分布する。層厚は甲賀郡甲賀町の大原池一唐戸川間で 100 m である。青土山塊の東方では、断層ぞいに幅せまく分布する。礫はおもに中・古生界に由来する大～中礫で、河床礫である。吉田(1978)は礫の最大長径線図を作成し、礫の供給方向をもとめた。おもな供給方向は、鮎河層群の分布域の西縁を画する頓宮断層のほうから東へむかうもので、ほかに周囲の基盤からの方向もみられる。

#### b. 千谷累層

西縁部では頓宮断層にそって、甲賀町次郎九郎から北北西方向に分布し、地層はゆるく西に傾斜している。層厚は約 20 m。この累層は砂岩と泥岩の互層からなり、凝灰岩をはさむ。互層は厚さ 3～10 m 単位のくりかえしで、唐戸川累層にのる。東部の土山町市場から東へはいる谷(北ヶ谷)では、層厚は 80 m で、カキ礁や海生貝化石をふくむ。7 層の凝灰岩層があり、そのうち上位の 2 層が鍵層となる。この 2 層の鍵層のあいだの層厚約 11 m の泥岩から、*Nipponomarcia nakamurai* をふくむ貝化石群が各地から産出する。

土山町鮎河の南方には、中・古生界に由来する、亜



⑥新潟県，土地分類基本調査 中条，新潟県，p. 1～21，(1971)

執務用

国土調査課

保存用

下越開発地域

# 土地分類基本調査

## 中 条

5万分の1

国 土 調 査

新 潟 県

1971

調 査 者 一 覧 表

地 形 調 査	新潟県農地部農地計画課	技術吏員	馬 場 一 雄
	〃	〃	永 田 聰
	〃	〃	神 田 章
表層地質調査	新潟大学理学部	文部教官	津 田 禾 粒
	〃 教育学部	〃	白 井 健 裕
	〃 教養部	〃	長谷川 美 行
土 壌 調 査	新潟県農林部林政課	技術吏員	田 中 公 喜
	〃 林業試験場	〃	渡 辺 哲 夫
	〃 農業試験場	〃	丸 田 勇
(傾斜区分調査) 水系, 谷密度調査 開発規制調査	新潟県農地部農地計画課	技術吏員	馬 場 一 雄
	〃	〃	永 田 聰
	〃	〃	神 田 章
土地利用現況調査	新潟県農林部林政課	技術吏員	田 中 公 喜
	〃 農地部農地計画課	〃	馬 場 一 雄
	〃 農業試験場	〃	丸 田 勇
協 力 機 関	新潟県企画開発部企画調整課		
	〃 〃 統計課		
	〃 商工労働部企業振興課		
	〃 〃 観光課		
	〃 農 林 部		
	〃 〃 治山課		
	〃 農地部農地整備課		
	〃 土木部港湾課		
	〃 〃 砂防課		
	〃 各林業事務所		

## 目 次

### 序 文

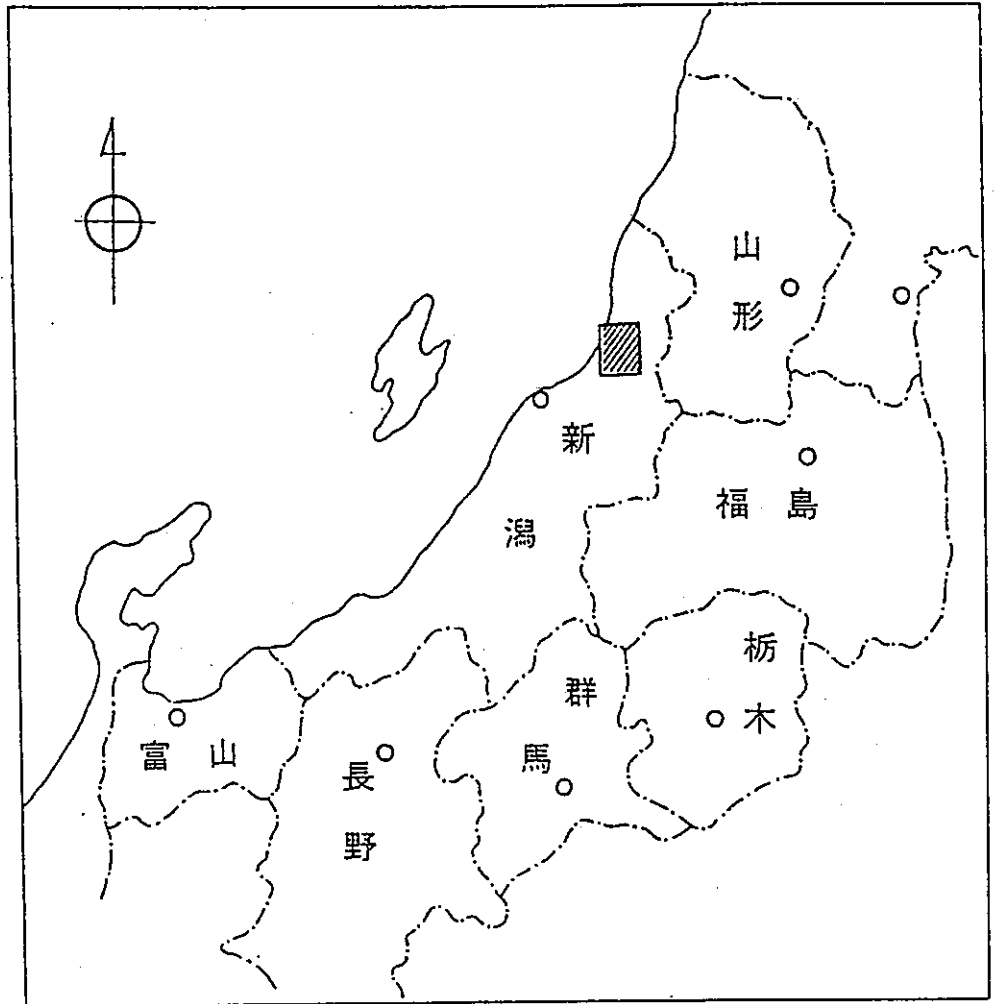
### 総 論

I 位置, 行政区界	1
II 人 口	2
III 地域の特徴	3
IV 主要産業の概要	5
V 開発の現況とその方向	9

### 各 論

I 地形分類図	13
II 表層地質図	18
III 土 壌 図	22
IV 水系・谷密度図	26
V 傾斜区分図	27
VI 開発規制図	28
VII 土地利用現況図	31

# 位置図



總

論

## I 地形分類図

### 1 地形概説

本図葉地域は、南東から北西に貫流し、日本海に注ぐ荒川・胎内川と、ほぼそれに直交し、平行に配列する山地・丘陵地・台地・低地および砂丘地とからなる。これらの諸地形は山地脊梁部を構成する花崗閃緑岩、および周辺新第三紀層の造構造運動に強い影響を受けており、地形配列が地質配列と概略一致している。これは水系図をみても分るとおりで本地域での水系の発達形態に対しても、特徴的な反映を及ぼしている。すなわち、荒川・胎内川は北々東一南々西にのびる地質構造を横断する、いわゆる非調和河川 Unconcordant river であり、両河川の1次支流の発達程度より、楯形山脈を分水嶺とする2次支流の発達の方が著しい。一方、楯形山脈東側山脚部を南に流下する加治川支流の坂井川は、その溪流規模に比べ氾濫原が不釣り合いに広い。以上のことは過去河川の争奪が行われた事実を示すもので、新潟平野の生成段階に大きな役割を果たした。その造地形運動を振り返ってみると、荒川・胎内川は楯形山脈等の隆起運動に妨げられ、現在の鍬江沢・坂井川の河道付近を山地沿いに南下し、加治川に合流して莫大な量の堆積物を供給、信濃川・阿賀野川とともに新潟平野の基礎を形成した。楯形山脈を分水嶺とし、東側と西側とに刻まれた谷は主にこの時代に発達したものである。地質構造に適従したいわゆる調和河川が、例えてみれば前面の堤とも言うべき山地を削剥し、突破したのは少なくとも洪積世前期から中期の間と推定される。両河川が開折し、河川の争奪が行われた部分は津川期から七谷期にかけて貫入した流紋岩のため地質が脆弱化し、そのため河蝕を容易にしていた地域にあたる。さらに活発な侵食作用と、それにもない生産された多量の土砂は急勾配の河床から山地をはなれた緩勾配地点で広大な扇状地を形成し、新潟平野北部を形づくったものである。

### 2 地形区

地形概説に述べたようにその地形面の成因過程、および起伏量・構成物・地域的な諸元などから図葉内の地形を次にあげる13地形区に区分することがきる。

#### a 山地（楯形山脈）

I a; 要害山山地

I b; 高坪山山地

I c ; 楯形山地

## b 丘陵

II a ; 村上丘陵

II b ; 荒川丘陵

II c ; 中条丘陵

II d ; 胎内丘陵

## c 台地

III a ; 胎内台地

## d 低地 (新潟平野北部)

IV a ; 北蒲原, 岩船低地

IV b ; 荒川扇状地・胎内川扇状地

## e 砂丘

V a ; 岩船砂丘

V b ; 乙砂丘

V c ; 北蒲原砂丘

## 3 地形細説

## a 山地

荒川以北, 標高281mの要害山を中心とする山地, 荒川と胎内川との間の高坪山 (570.4 m) 山地, および胎内川以南の楯形山地がそれぞれ北々東一南々西に連なり本図葉の脊梁部を構成する。これら山地の中央部は花崗閃緑岩その周縁部は新第三紀層からなっており, 地形傾斜が $20\sim 30^\circ$ の比較的急斜面となっている。ここで特徴的なことは花崗閃緑岩分布地域が起伏量400~200mの中起伏山地を構成しており, 起伏量が200m以下の小起伏山地では新第三紀層が分布していることである。山地を開析する谷は楯形山脈を分水嶺として東および西へその多くが発達しており, しかも下刻作用が大きく, そのため深いV字谷となっており, いわゆる壮年期の山地形を呈している。それらの谷が楯状の河系模様を示していることよりここから, 楯形という地名も由来しているという。昭和42年8月28日に襲来した豪雨は本図葉内の各地に甚大な被害を及ぼし, とくに楯形山地の山腹斜面には崩壊が無数に発生した。崩壊地形は花崗閃緑岩分布地に集中的に生じており, それを母材とする崩壊物は各溪流を流路として, しかも溪流に堆積している旧崩壊物も巻き込みなが



ら、土石流として末端低地へ流出した。山地山腹の崩壊密集度は花崗岩類分布地—中起伏山地に比べ新第三紀層分布地—小起伏山地・丘陵地では比較的少なくなる。小起伏山地、および丘陵地での崩壊地形はその特徴より2つの型に分けられる。その一つは溪岸が崖くずれするという小規模なもので、山陵地帯での幅に比べ長さの長い、樹枝状に発達する谷頭崩壊とは異なる。もう一つの型はいわゆる地すべり型の崩壊で、多量の地下水の供給により含水量が非常に増加して、脆弱粘土化し、匍行するという例である。しかし、その氾濫土量の供給源は圧倒的に花崗岩礫で占められている。

### b 丘陵

前記山地を中核としてその東および西の山麓部を構成する丘陵地形は起伏量200~100mの丘陵地(I); H<sub>l</sub>と起伏量100m以下の丘陵地(II); H<sub>s</sub>とに区分される。丘陵の分布は楕形山地を始めとする山地の西側で広く、東側で狭いという特色がみられる。すなわち、北より村上丘陵; II a, 荒川丘陵; II b; 中条丘陵; II c, が連続して西側山麓部を占めているにもかかわらず、新第三紀層が主体の新第三紀層の堆積過程においても、基盤である花崗閃緑岩による隆起・傾動運動が進行していたことの反映がこの相違をもたらしたものと考えられる。したがってそれから丘陵を構成する地質は礫岩、砂岩、泥岩それらの互層および凝灰岩がそれぞれ東落ちの単斜構造をなしている。それを褐色森林土が被覆して、赤松等の植生がみられる。胎内川流域に分布する胎内丘陵; II d は楕形山地の対岸に位置し、胎内川左岸に丘陵(I), 右岸に丘陵(II)が広く分布する。丘陵(I), 丘陵(II)はそれぞれ隣接する図葉、「小国」, 「新発田」ないし「飯豊山」に連続する。地質は新第三紀の泥岩、砂岩、それらの互層よりなり西落ちの単斜構造で、表層を褐色森林土壌が被い、広葉樹が多くみられる。

### c 台地

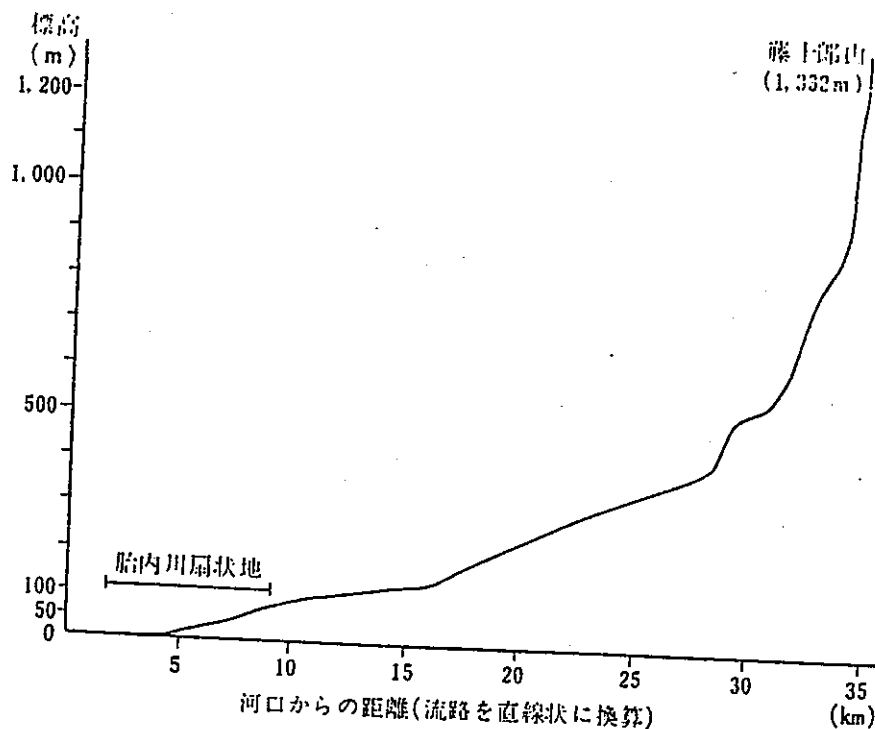
荒川・胎内川流域および楕形山から流下する大小溪流沿い、さらに丘陵周縁部に台地が分布する。この台地は砂礫層を上載する河岸段丘地形であり上位から高位段丘・中位段丘・低位段丘の洪積段丘、および沖積段丘の4段に区分される。河岸段丘の発達は胎内川流域の宮久から坪穴に至る間がとくに湿著で、段丘末端は崖をもって沖積谷底平野と接する。この段丘崖は河床との比高で0mから40mと変化し、もっとも大きい個所が胎内川狭窄部の樽稿付近でそれより下流側にむかって漸次小さくなり沖積面下に潜入する。このように段丘面に勾配がみられるということはごく最近に至るまで楕形山脈の隆起運動が継続

していたことを意味している。堆積物は最大層厚が約3 m、平均1 m前後で砂・粘土をマトリックスとする砂礫よりなる。また胎内川から南北丘陵地周縁部に沿った地域では洪積段丘の発達が悪く、その一方で、沖積段丘が広く分布するようになる。沖積段丘は現河床との比高で下流側の0 mから上流側の30 mと変化している。

#### d 低地

低地は谷底平野・扇状地・三角州・干潟・河原・自然堤防および浜よりなる。本図葉の低地は海成および河成、それらの複合による堆積相を示し、砂・シルト・砂礫の未固結構成物よりなる。これら低地は極めて平坦であり、標高はおおむね10 m以下で5 m以下のところもかなり広く分布する。いわゆる新潟平野の北部地域を占めるもので、砂丘地形の発達とともに海水準変動 Eustatic movement の影響を受けている。荒川・胎内川が山地をはなれるところに形成された扇状地は胎内川においてとくに顕著である。すなわち、胎内川扇状地はその扇頂で標高約80 m、扇端は標高約5 mに減じ、約1/70の地形勾配となっている。また第2図胎内川縦断勾配より分るとうり胎内川は県境に源を発するため短少で急勾配河川である。扇状地の堆積物はほとんどがスレートおよび硬砂岩よりなるものの扇端部においては著しく花崗岩質の礫が多くなる。また礫の粒径および層厚についても扇頂部・扇端部によって大きく変わる。すなわち上流部では層厚が30 m以下と薄く、下流部で

第2図 胎内川縦断勾配



100m以上に発達している。その後扇状地面は現河道により開析が進行、谷底平野が形成されている。その際河道の移動で自然堤防が形づくられている。扇状地と砂丘地とに夾まれた低地はいわゆる後背湿地で地下水で飽和され、地表面が低湿である。この地帯では礫の供給は殆んどなくなり、細砂・埋木・シルトおよび泥炭が厚さ10mにわたって堆積している。この低湿地は海的作用により沿岸州が陸封されてラグーンが出現し、その結果遂次埋積され、はぐくまれてきたもので縄文海進の極相以後に形成された。この低湿地は、「越後野志」によれば、地本部落付近から胎内川の伏流水が湧出し始め、砂丘にそった低地を北上して荒川河口部に流出していたものでその一帯は沼沢地であった。しかし、明治末期に至って排水事業および新田開発により河状整理工事が実施された。高畑部落より砂丘を直線状に開削して日本海へ流下することによって湿地の克服がなされたものである。またいわゆる北蒲原低地 IVa は干潟広大な沼沢地であった紫雲寺潟を干拓し現在の美田が形成された。

#### e 砂丘

岩船砂丘；Va, 乙砂丘；Vb, 北蒲原砂丘；Vc, はいずれも新潟砂丘の北部を構成するもので、角田山付近から三面川河口付近まで全長約70kmにわたって分布する。砂丘の標高は高いところで30m, 平均10m前後の表面にうすく褐色砂をのせる新しい砂丘である。新潟県下には新潟平野・柏崎平野・高田平野があり、そこにはそれぞれ新潟砂丘・荒浜砂丘・潟町砂丘が発達している。荒浜砂丘・潟町砂丘の下には洪積世に形成された古砂丘が確認されている。しかし新潟砂丘についてはその存在は不明である。砂丘の幅は南へゆくほど広くなり加治川分水付近で約4kmとなる。ここから阿賀野川までの地域は砂丘が分岐し、湿地帯や水田がみられるようになる。砂丘は縄文海進極大期以後の海退過程において形成されたと考えられ、上部は風成の中粒から粗粒よりなる。砂丘の基底は海水面下まで発達しており、最大層厚で40m以上あることが知られている。

(新潟県農地部農地計画課 永田 聰)

#### <参考文献>

- 岩永伸・馬場一雄・永田聰 (1968)；新潟県北部の羽越水害—とくに花コウ岩地帯における土砂流について—土と基礎 Vol. 16, No. 6  
 第四紀総合研究会 (1969)；専報第15号, 日本の第四系, 地学団体研究会  
 新潟県商工労働部企業振興課 (1969)；胎内川右岸地下水調報告書, 新潟県

## Ⅱ 表層地質図

### 1 表層地質概況

この図葉に属する地域にはホルンフェルスならびに花崗閃緑岩を基盤として新第三系が広く分布する。平野部ならびに河川そいでは第四系が分布する。これらの岩層はこの地域の地質構造に支配され、一般に北東-南西方向に配列している。即ち、楯形山脈は花崗閃緑岩より構成され、その東南部は顕著な逆断層によって新第三系と接し、北西部は不整合に新第三系がおおっている。

第5表 中条図葉層序区分表

地質時代			岩 層 名	岩 質	固結度
新 生 代	第 四 紀	沖 積 世	土石流堆積物 砂丘・海浜堆積物 扇状地・三角洲堆積物	砂 礫 砂 砂礫・砂・シルト	未 固 結
		洪 積 世	段丘堆積物 魚 沼 層	砂 礫 砂礫・砂・シルト	半 固 結
	第 三 紀	鮮 新 世 、 中 新 世	西 山 層 椎谷・寺泊層 七 谷 層 津 川 層	シルト岩・砂岩泥岩互層・礫岩 黒色泥岩 硬質頁岩・流紋岩質凝灰岩 礫岩・砂岩・流紋岩・流紋岩質 凝灰岩・玄武岩質集塊岩	固 結
中 生 代	白 堊 紀		実川型花崗岩	花崗閃緑岩	固 結
				ホルンフェルス	固 結

### 2 表層地質各論

#### (1) 未固結堆積物

ア 砂礫 gs<sub>1</sub> (土石流堆積物)

櫛形山脈の東西の溪流ぞいに分布する。とくに昭和42年8月28日の羽越豪雨に際しては多量の土石流を流出した。土石流堆積物中の礫はすべて花崗閃緑岩よりなり、礫径2mをこすものが少ない。羽越豪雨以前にも歴史には記録されていないが、土石流の流出が何回かあったことが堆積物の様子から推定される。

ロ 砂礫  $gs_2$ 、砂礫・砂・シルト  $gsm_1$ 、砂がち堆積物  $s_3$  及びシルトがち堆積物  $m$

主として櫛形山脈西方の沖積平野を構成している。礫や砂は櫛形山脈から由来した花崗閃緑岩源のものが圧倒的である。

ハ 砂丘砂  $s_2$  及び海浜砂  $s_1$

この地域の砂丘砂は新潟砂丘の北部を占めている。砂の根は海水面下15m程度である。

## (2) 半固結堆積物

イ 砂礫  $gs_3$  (段丘堆積物)

洪積段丘の発達するのは胎内川の熱田坂、宮久付近である。礫はホルンフェルス、硬砂岩、粘板岩、チャート及び花崗岩が普通にみられる。

ロ 砂礫・砂・泥  $gsm_2$

いわゆる魚沼層に属し、櫛形山脈西方の丘陵地の平野ぞいに分布する。不規則な厚い互層で炭質物を介在することが多い。しばしば埋め立てその他の土とり場として利用されている。

## (3) 固結堆積物

(イ) シルト岩  $ms_1$

西山層の主体をなしている。灰青色を呈し、塊状で砂質である。

(ロ) 砂岩泥岩互層  $altgsm$

西山層のシルト岩中に介在されるがその分布はせまく水平方向にシルト岩に移化する。

(ハ) 礫岩  $cg$

西山層及び津川層中に発達するが、とくに津川層のものは顕著である。西山層のものは硬質頁岩、硬砂岩、ホルンフェルス、粘板岩、花崗岩、チャートなど雑多な礫よりなり、礫の大きさもふぞろいで、しばしば砂質泥岩によって充填されている。一方、津川層のものは櫛形山脈北西側でよく発達するが、礫はすべて花崗閃緑岩よりなり充填物も花崗岩質砂岩である。

(ニ) 黒色泥岩  $ms_2$

寺泊層を構成し、この地域の油田の主要油母岩となっている。一般に塊状で暗黒色を呈する。

(樹) 硬質頁岩 ms<sub>3</sub>

七谷層の主体を構成する。硅酸質で新第三系の泥質岩としては極めて堅硬である。薄葉理を呈することや、凝灰質であることが多い。

(ハ) 砂岩 ss

宮久東方に分布し津川層に属する。しばしば砂質泥岩と互層する。亜炭層を介在し、数年前まで稼行された。

### 3 火山岩及び火砕岩

(イ) 凝灰岩質岩石 Tr (流紋岩質)

津川層から七谷層の層準に属する。緑色あるいは青色を呈することが多く典型的なグリーンタフの岩相を示す。しばしば粘土化が著しく中条東方では粘土として採掘されている。

(ロ) 集塊岩 Ag (玄武岩質)

要害山南斜面に分布する。集塊岩を主とするが局部的に玄武岩溶岩や凝灰角礫岩を伴う。

(ハ) 流紋岩質岩石 Ry

要害山ならびに鳥坂山の二ヶ所に大きいブロックとして存在する他点々と小岩体として分布する。溶岩流と岩脈の二つの形がある。また、花立東方ならびに坪穴北方の岩体は真珠岩である。局部的に粘土化して軟弱な部分もあるが、大部分は緻密堅硬で骨材として利用しうる。

(ニ) 玄武岩質岩石 Bs

貝屋付近の硬質岩中に岩床としての小岩体が見られる。地表で見られるかぎりでは風化が著しい。

### 4 深成岩

(イ) 花崗岩質岩石 Gr

中条図葉の楕形山脈を形成し、花崗閃緑岩よりなる。宮久南方の胎内川ぞいの二ヶ所で小岩脈がホルンフェルス中に貫入している。楕形山脈ではこの花崗閃緑岩は異状に風化深度が大で、しばしば真砂状を呈するが、とくに胎内川以南の楕形山脈の南東縁の丘陵地帯

では風化が顕著である。昭和42年の羽越豪雨の土石流による被害を大きくした原因はまさにこの岩石の風化が原因となっている。

## 5 変成岩

### (1) ホルンフェルス

宮久南方の胎内川ぞいにわずかに分布するにすぎない。古生層の岩石から変ったもので黒雲母が形成されておりホルンフェルス化している。

## 6 応用地質

### (1) 地下資源

当地域の地下資源としては石油・天然ガス、粘土及び亜炭があるが、とくに石油・天然ガスならびに粘土が重要である。

#### イ 石油・天然ガス

油田・ガス田としては、中条ガス田、紫雲寺ガス田、平木田ガス田及び黒川油田がある。黒川油田はすでに老朽化しているが、他のガス田は油をとめない日本の重要ガス田としての役割を果たしている。

#### ロ 粘土

飯角東方から流紋岩質凝灰岩の変質により生じた粘土が採掘されている。この粘土は酸性白土で良質で多くの用途を有する上に埋蔵量も大で我が国でも代表的粘土鉱山といえることができる。

#### ハ 亜炭

宮久南方の津川層の砂岩中に亜炭層を介在する。この亜炭は永年稼行されてきたが、昭和41年夏の水害の被害以後休山している。

#### ニ 採石

当地域の採石は主として荒川、胎内川ぞいの扇状地から陸砂利として利用されている。しかし砂防その他の立場から河川敷のものを利用することが困難であり将来は石英粗面岩から砕石を利用することが考えられる。

(新潟大学理学部 津田禾粒)

⑦北村 信，新生代東北本州弧地質資料集 第3卷，No.26：(桐宝文堂，(1986)



# 新生代東北本州弧地質資料集

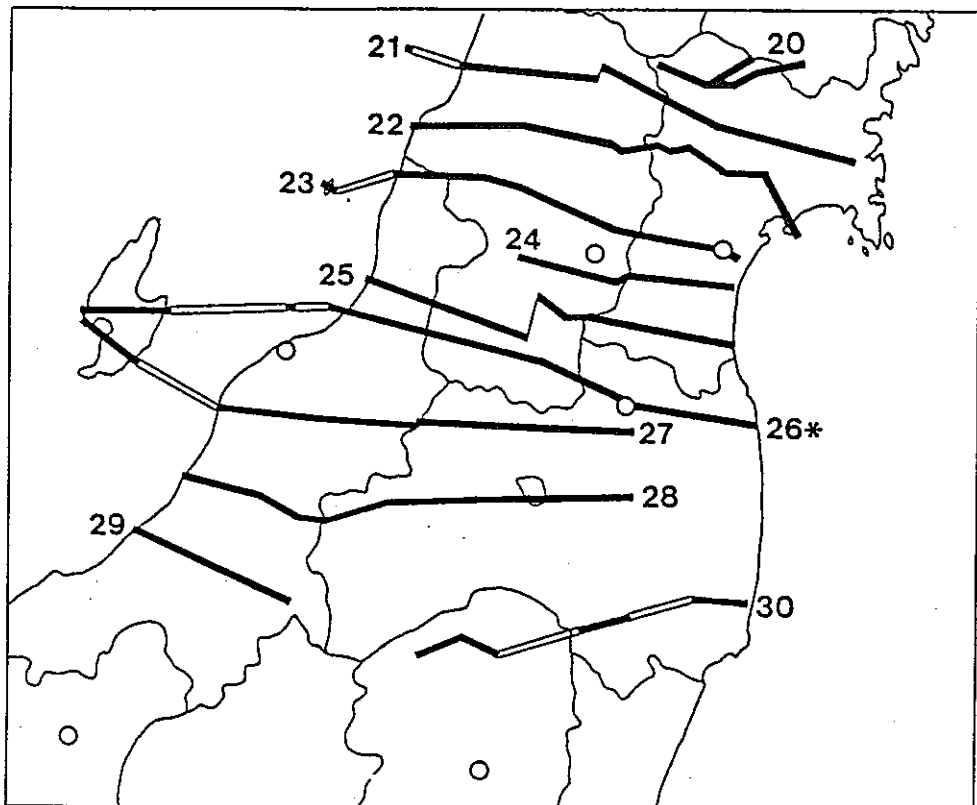
北村 信 編

1986

第3巻—その5—

## 島弧横断ルート No.26

(佐渡・中条—小国—玉庭—米沢—福島—原町)



執筆責任者：植村 武

執筆分担者：鈴木敬治・柳沢幸夫・大槻憲四郎

中条～小国

更新世	若土層	W	泥・砂・礫	
鮮新世	秋江層	KEmsg	泥岩・砂岩・礫岩	
中新世	大石川層	内須川層	Um	泥岩
		下関層	Sm	硬質頁岩
		大花山安山岩	Oa	安山岩
		大石凝灰岩部層	Ot	凝灰岩
		上ノ沢玄武岩質火砕岩部層	Op	玄武岩質火砕岩
		不洵汰礫岩部層	Obr	角礫岩
				流紋岩
		釜杭層	KGs	砂岩・礫岩
		貫入岩類		流紋岩
		基盤岩類		花崗岩類
				中・古生層

玉庭

更新世	玉庭層	TWt	火山灰	
鮮新世	中原層	NHg	礫岩	
	手ノ子層	TEtgi	泥岩・砂岩・礫岩・凝灰岩・亜炭	
	高峰層	TNmsl	泥岩・砂岩・礫岩・亜炭	
中新世	沼沢層	宇津峠層	USs	砂岩
		湯小屋層	YGm	泥岩・砂質泥岩
		上部	UNZm	泥岩・酸性凝灰岩
		下部	LNZm	泥岩
			LNZa	安山岩溶岩
		明沢橋層	AZs	砂岩
		小荒沢層	KAA	安山岩溶岩・同質火砕岩
		小国層	OGm	砂岩・泥岩互層
		眼鏡橋層	MGg	礫岩
		北小国層	KTt	酸性凝灰岩
		貫入岩		玄武岩
		基盤岩		花崗岩類

米 沢

更新世	玉庭層	TWsg	砂・礫		
鮮新世	中原層	NHg	礫岩		
	手ノ子層	TNal	泥岩・砂岩・礫岩互層		
	高峰層	TMal	泥岩・砂岩・礫岩互層		
	老念峰層	ICt	軽石凝灰岩		
	板谷層	ITt	酸性凝灰岩		
	才津層	SZt	酸性凝灰岩		
	茶籠層	Zpt	軽石凝灰岩		
	矢子層	Ym	珪質泥岩		
	大平層		ODt	酸性火山礫凝灰岩	
			ODsg	砂岩・礫岩	
	中新世	大沢層		OSm	泥岩
				OSt	酸性溶結凝灰岩
			OSs	凝灰質砂岩	
			OSr	流紋岩～デイサイト	
			OSlb	酸性火山礫凝灰岩・角礫凝灰岩	
			ONp	酸性細粒凝灰岩	
小野川層		ONb	玄武岩～玄武岩質安山岩(溶岩・岩脈・岩床)		
		ONm2	泥岩		
		ONr	流紋岩～デイサイト		
		ONm1	泥岩		
綱木川層		ONt	軽石凝灰岩・砂質凝灰岩		
		TSm2	泥岩		
		TSal	凝灰質砂岩・泥岩互層		
		TSm1	泥岩		
		TSsg	砂岩・礫岩		
稲子峠層	INa	変質安山岩(溶岩・岩脈)			
貫入岩		流紋岩～デイサイト			
基盤岩類		花崗閃緑岩			
		片岩類			

# 新生代東北本州弧地質資料集

(1986)

## 地 質 図 (1/5万)

### 島弧横断ルート No. 26

(佐渡・中条—小国—玉庭—米沢—福島—原町)

#### 本図を作成するに際して使用した主要な文献

- 島津, 1977: 日本油田・ガス田図11「佐渡」, 同地質説明書. 地質調査所. 2  
「日本の石油・天然ガス資源」改訂版作成委員会, 1982: 日本の石油・天然ガス資源. 天然ガス協会・大陸棚石油開発協会. 15
- 西田・津田, 1961: 新潟県坂町附近の新第三系. 横山記念論文集. 18
- 高橋, 1973: 新潟県北部柳形山脈及び周辺の構造発達史. 新潟大地誌修論. 16
- 小林・渡辺, 1985: 新潟県油田東縁帯における新第三紀の地史的イベントとくに, 中新・鮮新世の不整合について. 新潟大地誌研究報告. 19
- 稲葉, 1984: 越後下関地域の中新世堆積盆地における造構運動と火山活動. 新潟大地誌修論. 20
- 金属鉱物探鉱促進事業団, 1965: 昭和42年度広域調査報告書「山形吉野地域」. 金属鉱物探鉱促進事業団. 22
- 吉田, 1980: 5万分の1地質図幅「玉庭」同説明書. 山形県. 24
- 神保他, 1970: 5万分の1地質図幅「米沢・関」同説明書. 山形県. 34
- 北村他, 1965: 福島県5万分の1地質図幅同説明書「猪苗代湖東部地方」. 福島県. 35
- 西村, 1959: 栗子峠付近の地質. 福島大卒論. 36
- 鈴木他, 1982: 土地分類基本調査表層地質図「福島」(1/5万) 同説明書. 福島県. 40
- 庄司他, 1970: 福島県北部地域の地質. 福島県. 43
- 阿部, 1963: 福島県阿武隈山地北東部の相馬古生層について. 東北大地質古生物卒論. 45
- 郡司, 1982: 福島県相馬市及び原町市西部の地質. 東北大地質古生物卒論. 46
- 高橋, 1978: 福島県原町市西方の地質. 東北大地質古生物卒論. 47
- 東北農政局計画部, 1979: 原町地区地盤沈下調査報告書. 48
- 「玉庭」図幅は柳沢の未公表データ, 「米沢」図幅は斎藤の未公表データも使用した.

注: 文献名の末尾の数字は文献番号を表す.



新 発 田

# 新生代東北本州弧地質資料集

(1986)

## 地質断面図 (縦 1/2.5万, 横 1/5万)

### 島弧横断ルート No. 26

(佐渡・中条—小国—玉庭—米沢—福島—原町)

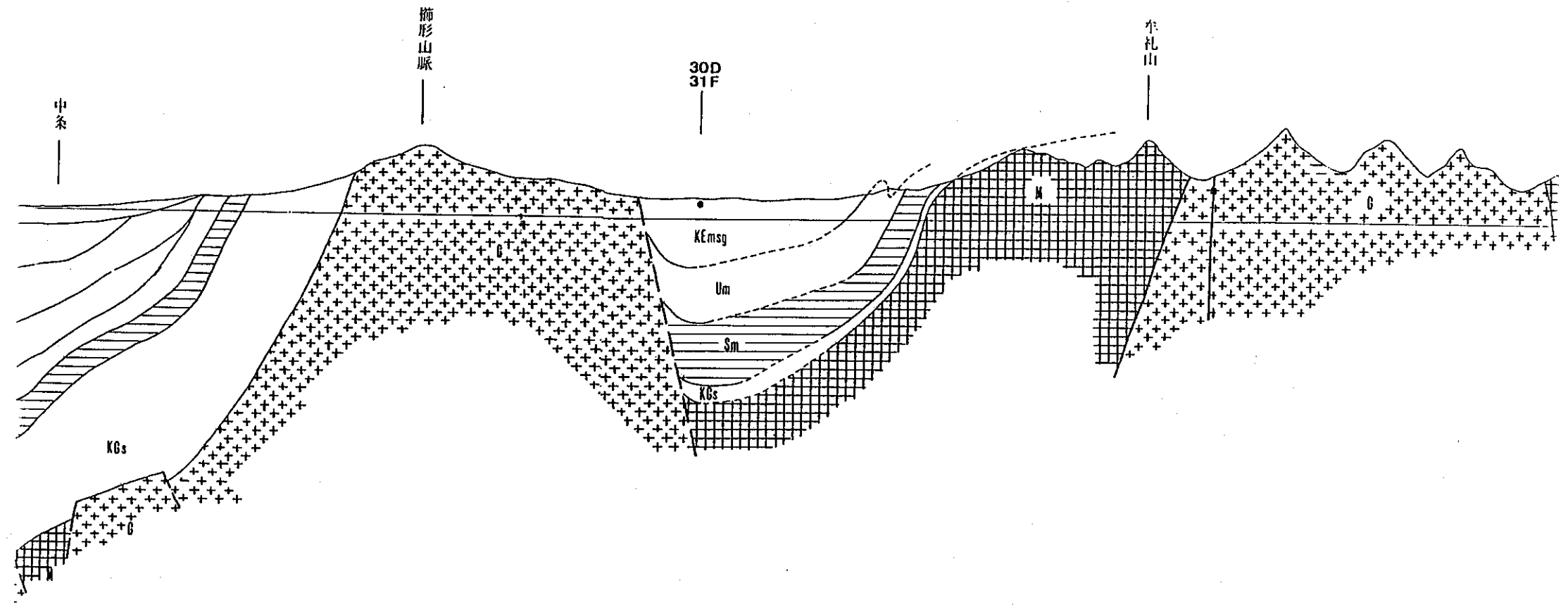
#### 本図を作成するに際して使用した主要な文献

- 島津, 1977: 日本油田・ガス田図11「佐渡」, 同地質説明書, 地質調査所, 2  
「日本の石油・天然ガス資源」改訂版作成委員会, 1982: 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス協会・大陸棚石油開発協会, 15  
西田・津田, 1961: 新潟県坂町附近の新第三系, 横山記念論文集, 18  
高橋, 1973: 新潟県北部柳形山脈及び周辺の構造発達史, 新潟大地誌修論, 16  
小林・渡辺, 1985: 新潟県油田東縁帯における新第三紀の地史的イベントとくに, 中新・鮮新世の不整合について, 新潟大地誌研究報告, 19  
稲葉, 1984: 越後下関地域の中新世堆積盆地における造構運動と火山活動, 新潟大地誌修論, 20  
金属鉱物探鉱促進事業団, 1965: 昭和42年度広域調査報告書「山形吉野地域」, 金属鉱物探鉱促進事業団, 22  
吉田, 1980: 5万分の1地質図幅「玉庭」同説明書, 山形県, 24  
神保他, 1970: 5万分の1地質図幅「米沢・関」同説明書, 山形県, 34  
北村他, 1965: 福島県5万分の1地質図幅同説明書「猪苗代湖東部地方」, 福島県, 35  
西村, 1959: 粟子峠付近の地質, 福島大卒論, 36  
鈴木他, 1982: 土地分類基本調査表層地質図「福島」(1/5万) 同説明書, 福島県, 40  
庄司他, 1970: 福島北部地域の地質, 福島県, 43  
阿部, 1963: 福島県阿武隈山地北東部の相馬古生層について, 東北大地質古生物卒論, 45  
郡司, 1982: 福島県相馬市及び原町市西部の地質, 東北大地質古生物卒論, 46  
高橋, 1978: 福島県原町市西方の地質, 東北大地質古生物卒論, 47  
東北農政局計画部, 1979: 原町地区地盤沈下調査報告書, 48  
「玉庭」図幅は柳沢の未公表データ, 「米沢」図幅は斎藤の未公表データも使用した。

中条町 ←+→ 黒川村

中条図幅 ←+→ 小国図幅

黒川村 ←+→ 関川村



# 〈地質概説〉

## はじめに

日本海に浮かぶ佐渡ヶ島から、中条・小国・米沢・福島・原の町を経て太平洋に到るルートは、東北日本の最も長い横断線であって、地質状況も複雑である。地形的には、西方から東方へ、佐渡ヶ島・日本海東縁帯・飯豊山塊・置賜丘陵～米沢盆地・脊梁山脈・福島盆地・阿武隈山地・阿武隈東縁帯に区分され、地質構造区の区分もほぼこれと一致する。

佐渡は北陸区に属し、北西側の大佐渡と南東側の小佐渡とに区分される。新生界は大佐渡の変質した酸性火砕岩からなる最上部漸新統 (FT 4) に始まり第四系に至る<sup>14,15</sup>。漸新統を不整合に覆う下部中新統下部～中部層は、酸性～中性の溶岩・火砕岩を主体とし、一部に溶結凝灰岩やプロピライト・変質サイトなどを含む。これらを不整合に覆う下部中新統最上部層に至ってはじめて海成の碎屑岩層が出現し、その後はいわゆる硬質頁岩層を含む海成の中部～上部中新統が整合に重なり、不整合をへだてて海成鮮新統へと碎屑岩が累重する。地質構造は断層によって地塊化されているが、大佐渡の一部を除けば地層の傾斜は緩く、走向は北東～南南西～北東～南西のものが多い。

日本海東縁帯とした地域は、佐渡ヶ島東方の海域から本土の日本海沿海域～丘陵地帯でいわゆる羽越褶曲帯の一部をなし、新潟油田地域の北東延長に当る。阿賀沖の海底油・ガス田地域<sup>16,17</sup> (坑井プラットフォーム) の位置は、北緯 38° 02' 57", 東経 139° 06' 34" から中条<sup>18,19</sup> にかけては、下部中新統上部から鮮新統に至る海成碎屑岩層が整合一連に累重するが、飯豊山塊北東方では下部中新統上部に多量の凝灰岩と、同時期の酸性溶岩～貫入岩が含まれている<sup>20</sup>。海域から丘陵地にかけて、北北東～南南西方向の軸を持つ褶曲がいくつかあるが、背斜軸部の一つである楯形山脈では第三系の基盤をなす花崗岩類が露出し、その東側では上部中新統の大半と下部鮮新統を欠く。

飯豊山塊は中生界(?) およびいわゆる白亜紀花崗岩からなり、北方の朝日山塊と共に出羽丘陵の南方延長上に位置する。両山塊の間には前記の凝灰岩や酸性溶岩～貫入岩に富む下部中新統上部が分布する<sup>20</sup>。

飯豊・朝日山塊の東方、置賜丘陵～米沢盆地に分布する新生界は、酸性凝灰岩からなる漸新統 (32KA) を最下位とし、その上に不整合に重なる下部中新統上部～下部鮮新統、およびこれを不整合に覆う火山灰・砂・礫などの下部更新統からなる<sup>21,22,23</sup>。上部中新統上部は内陸盆地的な淡水成層で、かつて稼行された亜炭層を挟む。漸新統は陸成層、その上位層は上部中新統中部までが海成層で硬質頁岩層も発達している。置賜丘陵の新第三系には南北方向の軸を持つ比較的短かい波長の背斜・向斜が数多く形成されているが、米沢盆地に近づくに従って傾斜の平坦な構造に移化する<sup>24</sup>。平坦な構造を示す中部中新統中部～鮮新統は米沢盆地西縁では逆に西へ傾斜し、褶曲の発達もみられるようになる<sup>25</sup>。米沢盆地の基盤はその大半が第四系に覆われた花崗岩類で構成されている。

米沢盆地と東方の福島盆地とをへだてる脊梁山脈の頂部は、吾妻～安達太良火山群の噴出物に覆われるが、新第三系は山形・福島県境の東西、

板谷～栗子地域に分布する<sup>26,27</sup>。これらは、海成の下部中新統上部～中部中新統中部と、これを不整合に覆う淡水成の上部中新統で、いずれも凝灰岩に富み、酸性～中性の溶岩・火砕岩を挟有する。中新統は北北西～南南東の軸を持つ褶曲構造を示すが、東方の福島盆地西縁では、東へ緩斜する構造を呈し、これらを酸性貫入岩が貫いている。

福島盆地周辺の新生界は、塩基性～中性の溶岩・火砕岩・凝灰岩で始まり、海成の下部中新統最上部～上部中新統下部と、これに不整合に重なる淡水成の上部中新統中部～下部鮮新統からなる<sup>28,29</sup>。これらのうち、中部中新統～上部中新統中部は凝灰岩・火砕岩に富み、一部に酸性溶岩を挟む。新第三系の構造は、全体として緩やかで褶曲はほとんどみられないが、断裂系の発達が特徴的である。

福島盆地の東側には阿武隈山地があって、ほとんどが、花崗岩類で構成され、はんれい岩や変成岩を混える。阿武隈山地東縁部には相川破砕帯と双葉断層帯が並走し、ここに中～上部古生界の分布をみる。さらに、双葉断層の東側にも古生層やジュラ系が細長く分布するが、それ以後の低地部には海成鮮新統が東に緩い傾斜をもって分布する。

## 層 序

### 先第三系基盤岩類

大規模な基盤岩体は、飯豊山塊と阿武隈山地とにみられる。前者は、北方の朝日山塊と共に出羽丘陵の南方延長部に相当し、いわゆる白亜紀花崗岩と、その貫入を受けた古期堆積岩類とからなる。堆積岩類は、北関東の足尾帯の延長にあたり、多量のチャートを含む泥岩・砂岩から成り、接触変成の影響を受けているところが多い<sup>11,30</sup>。このルートに沿った地域から化石は未だ発見されていないが中生界の可能性が大きい。石灰岩・緑色岩がほとんど全く含まれないことは一つの特徴でもある。飯豊山塊周辺の小規模な基盤岩類としては、西側の楯形山脈をつくる白亜紀花崗岩と、米沢盆地周辺の花崗岩類や片岩類とがある。

阿武隈山地の大部分は花崗岩類によって占められ、変成岩類は南部および東縁部に分布する。南部の変成岩は、西日立変成岩、西堂平変成岩のほか、角閃岩相の竹貫変成岩、緑色片岩相の御在所変成岩に分けられている。東部の相川破砕帯や双葉断層に沿っては、八重・高の倉・山上・松ヶ平・割山等の変成岩が小規模に分布する。古生層は南西部に石炭系の日立古生層が分布し、東部にはデボン系合の沢層、石炭系の真野・立石層が分布する。ジュラ系相馬層群は双葉断層に沿って南北に帯状に分布する。阿武隈山地中央部の花崗岩は新旧 2 期に亘って形成されたもので、旧期のものは花崗閃緑岩、トーナライト、石英モンゾニ岩から成り、新期のものは花崗閃緑岩、トーナライトから成り、塩基性・超塩基性岩を伴う。上部白亜系双葉層群は砂岩を主とし、花崗岩類を不整合におおって常磐北西に分布する。

### 古第三系

このルート沿いに分布する古第三系は、置賜丘陵北部の朝日山塊南端に近い北小国層と大佐渡の入川層である。前者は 34.4Ma (32KA)、後者は 28.6±1.5Ma および 28.7±2.5Ma (4FT) などの年代が報告されている

ので、それぞれ下部漸新統および上部漸新統に相当する。北小国層はデイサイト質～流紋岩質の凝灰岩からなり、部分的に溶結しているところがある。入川層は、一見ひん岩様のデイサイト質火砕岩で溶結しているものが多く、流紋岩や粘板岩の角礫を含み、また凝灰質砂岩・頁岩の層を挟むところもある<sup>31</sup>。北小国層・入川層はいずれも陸上の火山活動を示すもので、この時期の本ルート周辺地域には、まだ明瞭な海域の存在は知られていない。

### 下部中新統

この層準の下部は、大佐渡の相川層 (一部は小佐渡にも分布)・真更川層とこの両者にそれぞれ対比される小佐渡の三瀬層・豊岡層等によって代表される。入川層を不整合に覆う相川層はいわゆるプロピライトが主体で、灰緑色～緑色の安山岩溶岩・同質火砕岩からなるが岩相変化に富み、碎屑岩や溶結凝灰岩を挟むことも多い<sup>32</sup>。相川町戸地～片辺地域の砂岩・礫岩互層には、*Alnus* sp., *Betula* sp. などが含まれる。なお、相川層のフィッシュトラック年代については 20.0±3.3Ma (3FT) という報告がある。相川層の層厚は 150～600m と算定される<sup>33</sup>。三瀬層は相川層との直接の関係は不明であるが<sup>34</sup>、粗面岩質安山岩や玄武岩質安山岩を含む多様な安山岩溶岩とそれらの火砕岩からなり、層厚 600～800m と見つもられる<sup>35</sup>。

相川層・三瀬層とをそれぞれ整合に覆う真更川層・豊岡層は分布が広く、基盤岩や入川層などを不整合に覆う。両者ともデイサイト質火砕岩流積物を主体とし、各所で溶結凝灰岩となっている<sup>36,37</sup>。相川町関の真更川層は火砕岩相と泥岩相が指交する関係にあって、泥岩相の下部から阿仁合型植物化石を産出する (25Pa)。また、真更川層は 20.9±2.9Ma (1FT)、26.9Ma および 21.5Ma (23KA) の年代を示す。層厚は真更川層が 100～600m、豊岡層が 300m と算定され、また<sup>38</sup>、真更川層からは淡水性の珪藻や魚類の化石も産出するが<sup>39</sup>、明瞭な海成堆積物は認められない。

下部中新統の上部は大佐渡の金北山層および小佐渡の経塚山層で、下位の真更川層・豊岡層とはそれぞれ整合関係にあるが、より下位の地層や基盤岩を不整合に覆っている<sup>40</sup>。ともにデイサイト溶岩を主体とし、同質火砕岩・各種安山岩・同質火砕岩を伴い、溶結凝灰岩やパーライトもみられる。一部に同定困難な植物化石の破片が含まれている。層厚は金北山層が 300m 以上、経塚山層が 400m に達する。金北山層の年代は 21.9±0.9Ma (22KA)、経塚山層は 20.2±3.5Ma (6FT) と報告されている。両層とも海成の証拠はみつかっていない。

### 下部中新統上部～中部中新統下部

中部中新統の下限を決定づける海生化石のデータはこのルートでは得られていないが、台島型植物化石や *Lepidocyclina* を産出する地層からナンノ化石によって CN4 とされる地層までを一応この層準とみなす。佐渡の下戸層は大佐渡で層厚 50～100m、小佐渡で 150m 程度で、下位層を著しい傾斜不整合で覆う<sup>41</sup>。角礫～亜円礫の基底礫岩に始まり、上部へ泥質砂岩・泥岩に移化するが大佐渡の平根崎には貝殻などの破片を多量に含む石灰質碎屑岩が発達する<sup>42</sup>。大佐渡から、*Palaeoparadoxia laba-*

lai (5M) や、*Miogyopsina Operculina* (26F) など産する。日本海東縁帯の蓋杭層も同類の地層で、層厚は最大で 200m、その分布は限られている。基底礫岩に始まり、砂岩を主体とし、*Miogyopsina Operculina* (27F) のほか、海棲軟体動物化石(28M)を産する<sup>(14,10)</sup>。なお、飯坂山塊北側に分布する大石川層は玄武岩に始まり、礫岩を挟んで多様な凝灰岩を主体とする層厚 1300m に達する厚層であるが、その中下部の層準に蓋杭層が含まれる<sup>(20)</sup>。置賜丘陵では礫岩からなる最下位第三系眼鏡橋層に始まり、その上位には、いずれも台島型の沖庭植物化石群・小国植物化石群を含む小国層が整合に重なる(40Pd, 41Pd)。本ルート区域外になるが、模式地の小国地方では小国層の下位に今市層が区分され、ここから産出するのが沖庭植物化石群である<sup>(21)</sup>。小国層は砂岩・泥岩を主体とし、*Chlamys kaneharai* など海棲貝化石の産出する部分もある。本地域では眼鏡橋層と合わせて層厚約 50m に過ぎない<sup>(14)</sup>。小国層の上に整合に重なる小荒沢層は安山岩溶岩・同質火砕岩からなり、層厚約 250m で<sup>(21)</sup>、最下位の砂岩礫岩層からは海棲貝化石を産する<sup>(21)</sup>。さらに整合に重なる明沢橋層は下位層と整合で層厚 120~230m、上位の沼沢層下部の一部と同時異相の砂岩で、海棲の貝化石が産出する<sup>(21)</sup>。米沢盆地西縁に分布する綱木川層は厚さ 800m 弱の海成層で基底礫岩に始まり、砂岩・泥岩を主体とし、海棲動物化石を産するが、最上部に CN4 の化石を含む(10N, 11N)ので中部中新統下部に相当する。綱木川層の最下限は眼鏡橋層の下限と一致させておいた。脊梁山脈(板谷~栗子地域)以東の地域には烏川層・松川層下部、福島盆地の霊山層主体・梁川層など分布する<sup>(15,36,40,41)</sup>。烏川層は厚さ約 300m の安山岩溶岩・同質火砕岩・凝灰岩などからなり、松川層に整合に覆われる。松川層は全層厚 700m で、下部は礫岩・砂岩を主体とし、この上に一部指交関係で凝灰質黒色板状泥岩からなる主部が重なる<sup>(15,40)</sup>。最下部からは *Crassostrea gravitesta* (12M)、下部からは海棲貝化石のほか、阿仁合・台島混合型の植物群(13M, 13Pad)及び CN3 の化石群(14N)が報告されている。霊山層は厚さ 200m の玄武岩溶岩及び火砕岩で、この上に綱橋層(後述)と一部指交する梁川層が重なる<sup>(15)</sup>。梁川層は層厚約 200m、礫岩から始まり、安山岩質火砕岩・凝灰岩を挟み砂岩・泥岩を主体とする地層で、下部から *Lepidocyclus* (19F) や多くの海棲軟体動物化石(20M)を産する。霊山層は阿武隈山地中央部を越えて、その東縁部まで分布するが、ここでは、その下位に礫岩・砂岩から成る塩手層が基盤の凹所を埋めて発達する。塩手層からは海棲貝化石(42M)のほか阿仁合・台島混合型植物化石(43P)を産出する。

#### 中部中新統中・上部

この層準堆積時には海域がさらに拡大し、かつ深さを増したと推測される。分布する地層はすべて海成層で、いわゆる硬質頁岩相の発達もこの層準の特徴である。

大佐渡の鏡子層は層厚 200m 以上の硬質頁岩を主体として海棲化石を含み<sup>(22)</sup>、小佐渡ではこれに対比する羽茂層が発達するが、本ルート地域には分布しない。日本海東縁帯では七谷層~寺泊層下部や下関層~内須川層下部が岩相的にこの層準の特徴を示す。しかし、七谷層の基底部には *Praeorbulina* の初出現があり、中部に *Orbulina suturalis* の初出

現、さらに中部と上部の境界に *Globorotulia peripheroacuta* の初出現が、それぞれ認められているので七谷層のほとんどは中部中新統下部に入れられる。その上位の寺泊層は硬質頁岩・凝灰質砂岩の互層で層厚 900m 以上に達する<sup>(15)</sup>。寺泊層の下部と上部の境界には *Cyrtocapsella tetrapera* の産出上限があり<sup>(15)</sup>、寺泊層は Blow(1968)の N13 を含むことが知られている。下関層は下位の太石川層上部と一部指交関係で重なり、層厚は 130~180m で硬質頁岩からなり、その上に整合に累重する内須川層は層厚 280~490m 余りの泥岩となっている<sup>(15,18,20)</sup>。下関層からは *Portlandia* sp. などの海棲化石(29M)、内須川層からは *Denticulopsis praedimorpha* を含む珪藻(30D)や有孔虫(31F)の化石が報告されている。置賜丘陵には、沼沢層・湯小屋層がこの時期の地層として発達する。沼沢層は層厚 780m、上部・下部に二分され、下部は安山岩溶に始まり<sup>(15,20)</sup>、中部中新統下部を代表する有孔虫化石(39F)を含む砂岩・泥岩互層や砂岩及び泥岩からなり、上部は酸性凝灰岩を挟む硬質頁岩からなる<sup>(21)</sup>。湯小屋層はこの上位に整合に重なり、下部は泥岩、上部は砂質泥岩からなり、層厚 150~320m で、最上部は *Thalassiosira yabei* Zone と判定される<sup>(21)</sup>(38D)。米沢盆地周辺の小野川層は各種の凝灰岩や玄武岩・安山岩・流紋岩・デイサイトなどの溶岩、泥岩などからなる層厚 1100m 弱の厚層で、海棲の有孔虫や貝類の化石を産する<sup>(15,20)</sup>。さらにこの上位に整合に重なる矢子層は硬質頁岩を主体とする厚さ 250~400m の地層である<sup>(15,20)</sup>。脊梁山脈の蟹沢層は層厚 500m、黒色頁岩・砂岩泥岩を主体とし、緑色凝灰岩や灰色砂岩を挟むが、ところによっては緑色凝灰岩が優勢となる<sup>(15,40)</sup>。福島盆地西縁部の十綱橋層は下位の梁川層と一部同時異層の関係にあり、層厚 200m、主として凝灰岩からなる<sup>(15,40)</sup>。この上に整合に重なる飯坂層は軽質凝灰岩や細粒砂岩を主体とし、砂岩・泥岩互層を挟む層厚 200~500m の地層で、中部から海棲二枚貝化石(18M)や植物化石(18P)を産し、最上部から *Denticulopsis hyalina* などの珪藻化石(17D)が報告されている。

#### 上部中新統

この層準の地層は中部中新統の海成層に引き継がれるものであるが、上半部になると、置賜丘陵や米沢盆地周辺では淡水成の地層に移化してゆくのの特徴である。

大佐渡の中山層下部は、珪藻化石からみると、中部中新世の可能性もあるが、全層厚 250m、中部・上部から珪藻化石(21D)を産し、上半は上部中新統と考えられる。主として泥岩よりなり、上・中・下の三部分に区分され、珪藻のほか有孔虫や花粉などの化石も報告されている<sup>(22)</sup>。中山層相当層は小佐渡にも発達するが、本ルート地域には分布しない。日本海東縁帯では寺泊層上部、椎谷層及び内須川層上部が同時期の地層とされる。椎谷層は 1000~1600m の層厚で砂岩、凝灰質泥岩及び凝灰岩の互層よりなり、上位の西山層との境界に放散虫化石 *Stylocorys delmontense* の消滅層準がある<sup>(23)</sup>。これは Blow(1969)の N17 の上限近くにあたる。置賜丘陵では宇津峠層~高峰層がこれらに当たる。宇津峠層は下位の湯小屋層上に整合に重なる層厚 200m ほどの砂岩層で、最上部は砂質凝灰岩からなる<sup>(21)</sup>。 *Mizuhopecten matsumoriensis*, *Miyagipecten matsumoriensis* をはじめ多くの軟体動物化石を産出する(35M, 36M,

37M)。これを整合に覆う高峰層は、泥岩・砂岩・礫岩からなる層厚 250m ほどの灰炭層で、数枚の亜炭層(最大 40 cm の厚さ)を挟み、高峰植物化石群(33P, 34P)を産する<sup>(21,24)</sup>。海域から淡水域への変化がこの頃に行われたことが示される。米沢盆地周辺には、中部中新統矢子層に整合に重なる才津層が分布する。本層は酸性凝灰岩を主体とし、砂岩・泥岩互層を従とする地層で、層厚は 100m 程度に過ぎない。田宮<sup>(25)</sup>によれば才津層は乾燥陸上で生成された火砕岩で下位の矢子層とも、また上位の高峰層とも不整合関係にあるとしている。本ルートの高峰層は置賜丘陵からの連続で、層厚は 100~200m となるが岩相は類似する<sup>(23,24)</sup>。脊梁山脈の板谷~栗子地域の板谷層は凝灰質泥岩・同質砂岩などを挟む酸性凝灰岩を主とする。層厚約 300m の淡水成層である。福島盆地では下位の飯坂層を不整合に覆う梨平層、この上に一部指交関係で重なる天王寺層、さらにこれを一部不整合・大部分整合に覆う赤川層などが発達する<sup>(14,41,43)</sup>。梨平層は層厚およそ 300m、浮石質凝灰岩を主体とし、礫岩・砂岩を部分的にはさむ<sup>(40)</sup>。天王寺層は層厚 150~200m、凝灰質砂岩・頁岩・凝灰岩の互層からなり天王寺植物化石群(16P)を産する<sup>(16,40)</sup>。また、赤川層はガラス質凝灰岩を主とし、砂岩・泥岩の互層を挟む層厚 300m ほどの地層で<sup>(40)</sup>、赤川植物化石群(15P)を産し、上半部は鮮新統の可能性があり、上部中新統はいずれも淡水成層である。

#### 鮮新統

大佐渡の沢根層は、下位の中山層を基底礫岩をもって不整合に覆い、砂岩・泥岩からなる層厚 30m 余りの海成層で<sup>(2)</sup>、大桑・万願寺動物化石群を産し(24M)、上部鮮新統とされてきたが、最近の灰爪層や魚沼層群に関する研究からすると、下部更新統になる可能性がある<sup>(3)</sup>。沢根層やその相当層は小佐渡にも発達するが、このルート上には分布しない。日本海東縁帯の西山層は砂岩・泥岩の互層から成り<sup>(14,43)</sup>、油田地域で有効な鍵層とされている No. 3 *Globorotulia inflata* bed 及び No. 2 *G. inflata* bed がこの層準に含まれる。東部の丘陵地域には、下位の内須川層を不整合に覆う鎌江層が分布する。鎌江層は層厚 380~480m 余りの海成層で、基底礫岩に始まり、砂岩・泥岩を主として礫岩を挟み<sup>(15,18,20)</sup>、珪藻(30D)や有孔虫(31F)の化石を産する。珪藻化石では、小泉(1983)の *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* - *D. kamtschatica* Zone に相当することが知られている(東北大未公表資料)。置賜丘陵~米沢盆地には、高峰層上に整合に重なる手ノ子層~中原層が発達する。手ノ子層は置賜丘陵で層厚 430m、亜炭層を挟む泥岩・砂岩・礫岩・凝灰岩などからなり、米沢盆地西部では層厚 300m となるが岩相の変化はあまりない<sup>(21,24)</sup>。下位層から引き続く淡水成層である。阿武隈山地東縁の低地部には竜の口層が分布する。竜の口層は基底に粗粒部を伴った砂岩が発達し、背灰色シルト岩と石英質砂岩からなる。この中には多くの貝化石のほか植物化石を含む(44MP, 45M)。珪藻化石によれば、*Denticulopsis seminae* var. *fossilis* - *D. kamtschatica* Zone<sup>(51)</sup>を示すという。

#### 更新統

日本海東縁帯には下位の鮮新統から整合一連に発達する海成の灰爪層



魚沼層が分布する。灰爪層は層厚 850m で、砂礫含有泥質岩、魚沼層は上位に連続する沖積層と合わせて層厚 380m ほどの礫・砂・泥からなる地層で<sup>114,115</sup>、それぞれ下部及び上部更新統とされる。ただし、ここに分布する「魚沼層」はおそらく模式地魚沼地方の魚沼層の上部に当たるものであろう。日本海東縁帯の東側丘陵部には、層厚 10m ほどの礫・砂・泥よりなる若土層<sup>116,117</sup>があって下位層を不整合に覆う。段丘状の分布を示すが、いわゆる「矢代田層」に対比されている。上部更新統のいずれかの層準に位置するものであろう。置賜丘陵にはいると、下位の中原層を不整合に覆う玉庭層がある。層厚 20m ほどの火山灰からなる地層であるが<sup>118</sup>、米沢盆地西縁では、大部分古赤色土化を受けた礫層が主体となっている<sup>119</sup>。福島盆地方には高田層とこれを不整合に覆う吾妻火山噴出物が分布する。

### 地質構造

はじめに述べたように、本ルートに含まれる地域は、西から東へ、佐渡ヶ島・日本海東縁帯・飯豊山塊・置賜丘陵～米沢盆地・脊梁山脈・福島盆地・阿武隈山地・阿武隈東縁帯などの地質構造区に区分できる。しかし、基盤岩類の構造区は、棚倉構造線を境として東側の阿武隈帯と西側の八溝・足尾帯の二つに大きく分けられ、これが新生界の構造にも様々な形で影響している。棚倉構造線の北方延長は、猪苗代湖の東から米沢盆地西縁、朝日山塊東縁を経て酒田～鳥海山方面から日本海に抜けると思われる。

新生界の地質構造を大まかに、褶曲運動を主体とする「褶曲型」、断層地塊運動を中心とする「断裂型」、及び両者の中間的な特徴を持つ「褶曲断裂型」に分けてみると、本ルートの地域に関する限りでは、大局的にみて棚倉構造の東側は断裂型、西側は褶曲型の構造が主体となっている。そして両者とも、基盤岩類との境界断層付近で、引きずり型の褶曲断裂型構造がみられる。ただし、北陸区に属する佐渡は、断裂型の構造が主体となっている。

褶曲型構造を断面図で少し詳しくみると、日本海東縁帯と置賜丘陵とに典型的な発達が見られる。両者とも向斜部は比較的緩傾斜であるが、背斜部は急傾斜で、硬質頁岩相の発達するあたりの層準では、鋭角の翼間角を示す。置賜丘陵の褶曲は出羽丘陵のものに似ていて、日本海東縁帯のものより褶曲の軸長・軸間距離ともに小さく、背斜部の翼間角はやや小さい傾向がある。褶曲の強さを翼間角を目安としてみると、日本海東縁帯の海域～沿海部では、深さ 3000m ほどのところで70°ほどのものが、海面近くでは180°(無褶曲)に近くなっている。

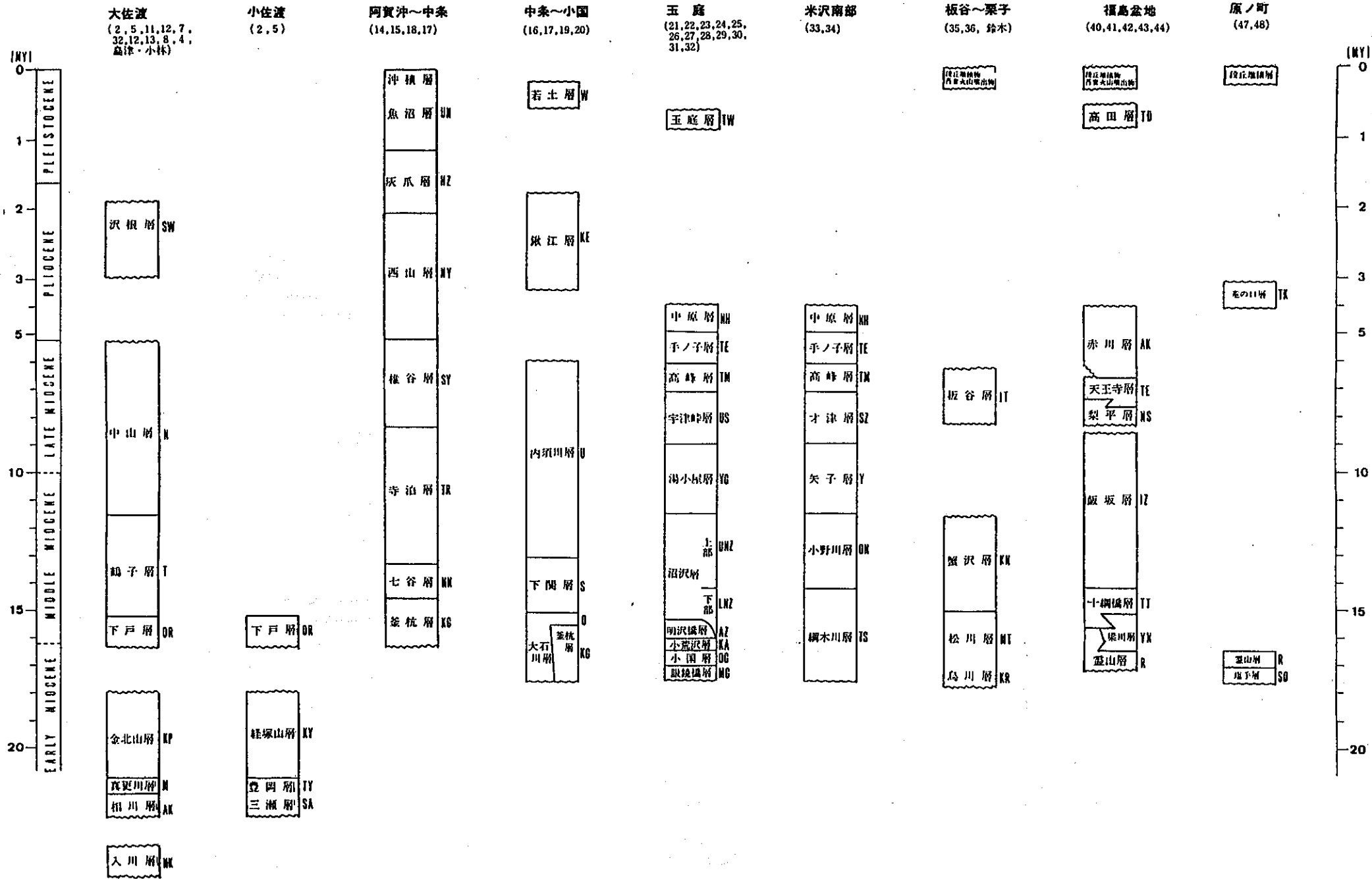
褶曲の形態は、ほとんどが平行褶曲でフェルゲンツのない正立型に近く、また形成機構としては、層面すべりによる flexural slip が主体で、かなり閉じた部分では若干の flexural flow が発生したかもしれない。典型的な断面形である限り平面円筒状(plane cylindrical)の褶曲と推定される。

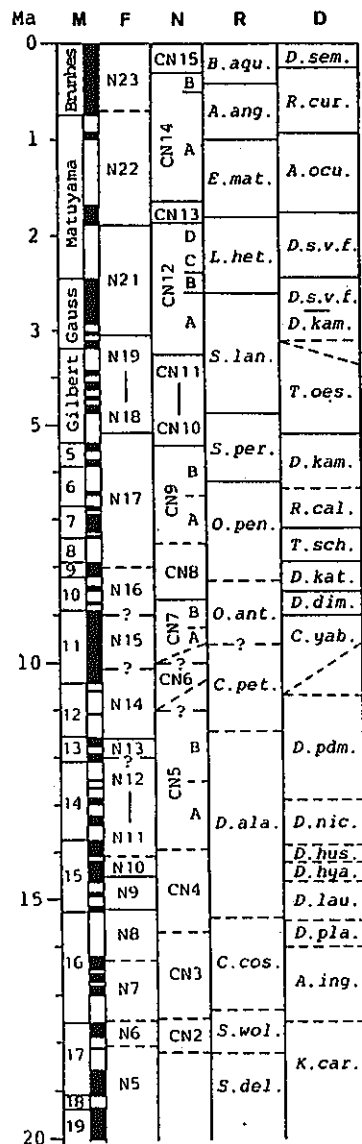
褶曲の時期については、新潟油田など陸域の褶曲地帯では魚沼層までが下位の第三系と同様に褶曲しているので、後魚沼期すなわち更新世の中頃に褶曲の最も大きく成長した時相が想定されるが、前記の海域～沿

海地帯にみられるような事実は、中新世中頃から徐々に開始された褶曲運動もあったことを示すものであろう。置賜丘陵では鮮新統の中原層までが褶曲し、これを傾斜不整合に更新統の玉庭層が覆っている。

断裂型の構造は佐渡や内陸盆地周辺に特徴的で、断層は高角のものが多く、著しく低角のスラストなどは発達しない。落差は数 10m～200m 程度であるが、日本海東縁帯東側の楡形山脈の東縁には第三系との境界をなす断層があって、約 1000m の落差が推定される。これらの断層の形成時期を決定するのは困難であるが、棚倉構造線を別として、およそ三つほどの時期に分けられるようである。第一の時期は飯豊山塊北側などのように堆積盆地の形成に関した断裂<sup>120</sup>の発生、第二の時期は、朝日～飯豊山塊近傍や丘陵地域に多い大量の酸性岩脈の貫入に関係のある断裂の形成、第三の時期は、現在の山地と低地・盆地の形成をもたらした段階的な山地の隆起に伴う断層の形成である。これらはおそらく、前期中新世後、中新世末期～鮮新世初期、及び更新世後期以後というあたりに中心をおく断裂活動ではなかろうか。

褶曲断裂型の構造は、断層運動による引きずり型褶曲の形成とみられるもので、米沢盆地西縁や阿武隈東縁帯西限の断層付近に顕著である。

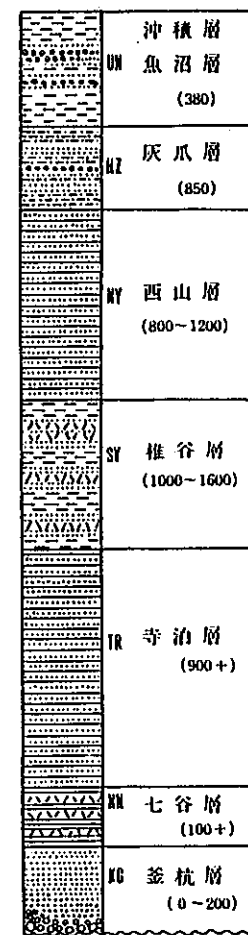
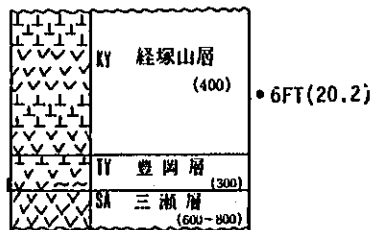
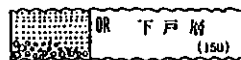
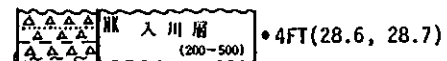
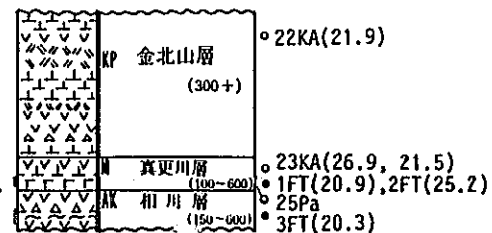
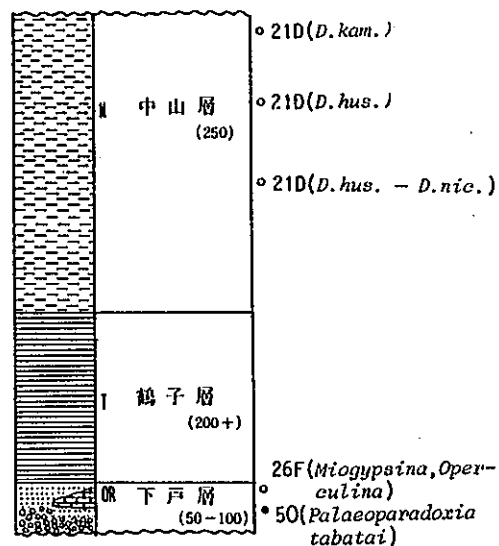
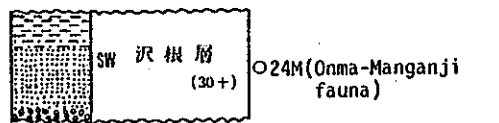




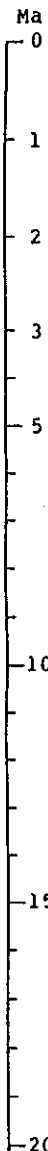
大佐渡 (2, 5, 11, 12, 7, 32, 12, 13, 8, 4, 島津・小林)

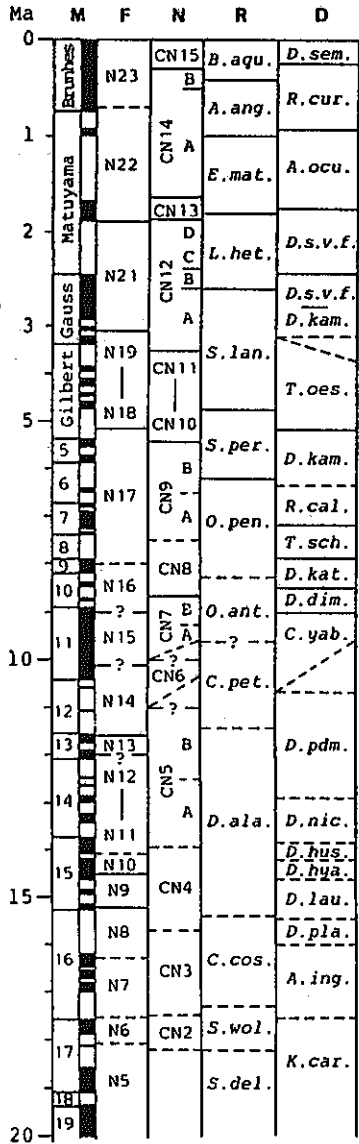
小佐渡 (2, 5)

阿賀沖—中条 (14, 15, 18, 17)

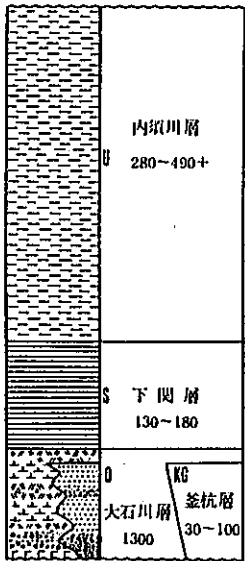


○27F (*Miogypsina*, *Operculina*)  
○28M (*Patinopet. kimuri*, *Astriclyp. manni*)





中条~小国 (16~20)



- 311 (Gna. pach. dex., Gna. inf.)
- 300 (D. s.v.f. - D. kam.)

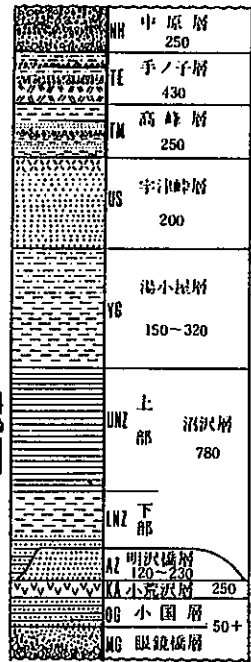
- 300 (C. yab.?)

- 300 (D. pdm.)
- 31f (Martinot. comm.)
- 300 (D. nic.)

- 29M (Portlandia sp.)

- (Miogypsina)
- 27f (Operculina)
- 28M (Patinopct. kimurai, Astriclyp. manni)

五庭 (21~32)



- (Takamine flora)
- 33P.34P

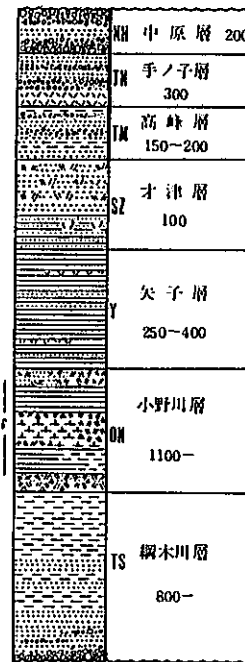
- 35M.37M (Mizuhopct. kimurai)
- 36M (Mizuhopct. mat., Miyagipct. mat.)

- 70 (Th. yab.)

- 39f (N10)
- 39f (N9)

- (Oguni flora)
- 40Pd. 41Pd
- 41Pd (Okiniwa flora)

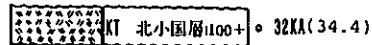
米沢南部 (33~34)



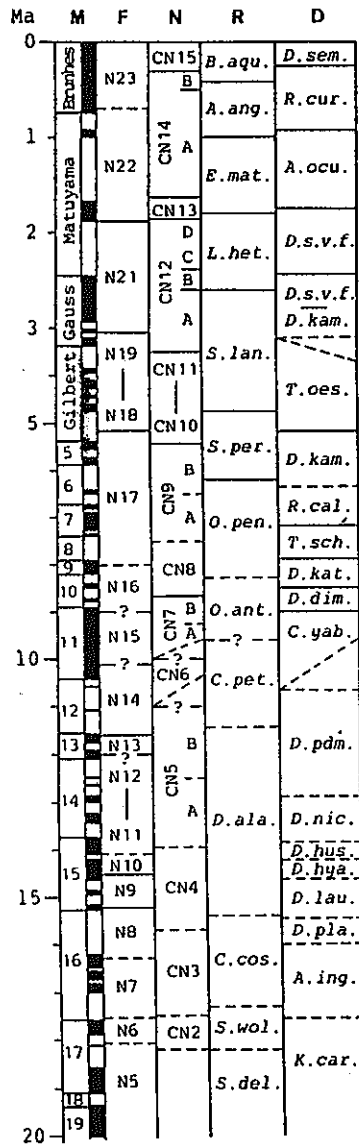
- SAITO D (C. yab.)

- 0N. 9N (CN5A)

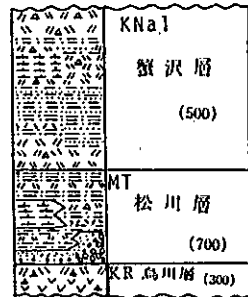
- 10N. 11N (CN4)



- 32KA (34.4)



板谷~栗子 (35,36, 鈴木)



13M (oS-uB1) (1S2)  
12M

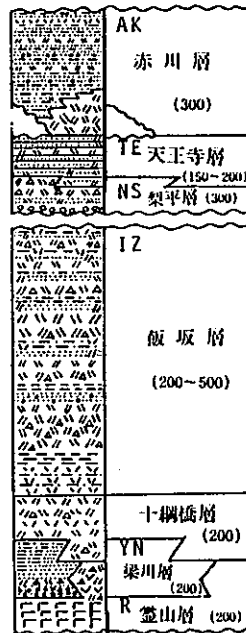
13M, Pad  
14N (CN3)  
12M

福島盆地 (40,41,42,43,44)

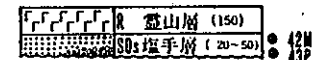


18M (1S3)

20M (1S4)



原ノ町



15P (Akagawa flora)

16P (Tennoji flora)

17D: D.hya.

18M, P

19F: Nephro-lepidina (Yanagawa fauna)  
20M



# データリスト

データリストの先頭の数字、英大文字およびカッコ内の数字は、それぞれデータ番号、データの種別識別記号および文献番号を表す。これらの後に記入されているのは、産出地名、産出地層名、産出地の1/5万地形図幅名(カッコ内)およびデータの内容である。データ番号の下のアンダーラインは、産出地点が添付されている地質図の範囲内であることを示す。

## データの種別とデータの種別識別記号

F: 有孔虫化石      N: 石灰質ナノ化石      D: 珪藻化石  
 R: 放射虫化石      M: 軟体動物化石      P: 植物化石  
 Pa: 阿仁合型植物化石群      Pd: 台島型植物化石群  
 O: その他の化石(花粉化石をP)として区別する場合もある)  
 KA: K-Ar年代      FT: フィッシュオントラック年代  
 V: 火成岩の化学分析値      A: ボーリング資料

1FT(5) 新潟県佐渡郡相川町白島, 真更川層下部 (相川)

20.9±2.9Ma

2FT(5) 新潟県佐渡郡相川町北秋, 真更川層下部 (相川)

25.2±2.2Ma

3FT(5) 新潟県佐渡郡相川町佐渡釜山庚申塚, 庚申塚溶結凝灰岩(相川層相当)  
(相川)

20.0±3.3Ma

4FT(5) 新潟県佐渡郡相川町佐渡金山, 大立凝灰岩最上部(入川層に対比)  
(相川)

28.6±1.5, 28.7±2.5Ma(漸新世後期)

5O(9,10,11) 新潟県佐渡郡相川町中山峠, 下戸層 (相川)

*Palaeoparadoxia tabatai* (Tokunaga)

6FT(5) 新潟県両津市惟治, 経塚山層(金北山層に対比) (両津)

20.2±3.5Ma(中新世前期)

7D(21) 山形県東置賜郡川西町, 湯小屋最上部 (玉庭)

NPD 5C (*Thalassiosira yabei* Zone)

8N(33) 山形県米沢市赤芝町塔之原, 小野川層 (米沢)

CN5A

9N(33) 山形県米沢市小野川町夜鷹原, 小野川層 (米沢)

CN5A

10N(33) 山形県米沢市小野川町田代, 綱木川層上部 (米沢)  
CN4

11N(33) 山形県米沢市小野川町赤群, 綱木川層上部 (米沢)  
CN4

12M(36) 福島市飯坂町中野菓子東トンネル東出口北々西2.5 km(鳥川), 松川層  
最下部 (関)

*Crassostrea gravitesta* (Yokoyama)

13MPad(36,37,39,鈴木) 福島市飯坂町中野菓子東トンネル東出口北西  
2.5km(大平), 松川層下部 (関)

Mollusca

*Lucinoma otukai* Hatai and Nisiyama

*Cardium* sp.

*Cancellaria lukusimana* Nomura and Hatai

Plants

*Pinus* (*Haploxyton*) sp.

*Pinus* (*Diploxyton*) sp.

*Sequoia* sp.

*Cunninghamia* sp.

*Alnus* sp.

*Comptonia naumannii* (Nathorst) Huzioka

*Carpinus* sp.

*Ostrya subvirginiana* Tanai and Onoe

*Fagus antipasti* Ilcer

*Lindera subtriloba* Konno

*Aucuba* ? sp.

14N(岡田尚武) 福島市飯坂町中野菓子東トンネル東200m, 松川層下部  
(関)

*Coccolithus eopelagicus* (Bramlette and Riedel) Bramlette and Wilcoxon

*Coccolithus miopelagicus* Bukry

*Coccolithus pelagicus* (Wallich) Schiller

*Cyclicargolithus floridanus* (Roth and Hay) Bukry

*Helicosphaera carteri* (Wallich) Kamptner

*Reticulofenestra gartneri* Rath and Hay

*Reticulofenestra heslandii* (Hay) Roth

*Discoaster deflandrei* Kamptner

*Sphenolithus heteromorphus* Deflandre

*Sphenolithus moriformis* (Brönnimann and Stradner)

Bramlette and Wilcoxon

15P(鈴木敬治) 福島市飯坂町中野銅屋北0.8 km・滝沢北0.5 km, 赤川層下部  
(関)

赤川植物群

*Melasequoia* sp.

*Cunninghamia* sp.

*Betula onbarensis* Tanai and Onoe

*Carpinus subyedoensis* Konno

*Fagus oblongus* K. Suzuki (R)

*Fagus palaeocrenata* Okutsu (A)

*Quercus miocrispula* Huzioka

*Quercus protosalicina* Suzuki

*Castanea miocrenata* Tanai and Onoe

*Cinnamomum miocenum* Morita

*Acer rotundatum* Huzioka

*Ilex subcornuta* Huzioka and Uemura

*Aesculus majus* (Nathorst) Tanai

16P(38,鈴木敬治) 福島市飯坂町天王寺南西0.5 km (AK1) 天王寺西2.5 km  
(AK2), 天王寺層中部 (関)

天王寺植物群

*Picea* sp.

*Cunninghamia* sp.

*Melasequoia* sp.

*Betula protoermanni* Endo

*Betula miomaximowicziana* Endo

*Betula onbarensis* Tanai and Onoe

*Carpinus subcordata* Nathorst

*Carpinus subyedoensis* Konno

*Ostrya subjaponica* Suzuki

*Fagus oblongus* Suzuki (A)

*Fagus palaeocrenata* Okutsu (R)

*Quercus miocrispula* Huzioka

*Quercus protoserrata* Tanai and Onoe

*Quercus nathorsti* Krystovitch

*Quercus protosalicina* Suzuki

*Quercus protoacuta* Suzuki

*Castanea miocrenata* Tanai and Onoe

*Zelkova ungeri* Kovats

*Liriodendron fukushimaensis* Suzuki

*Sassafras oishii* Okutsu

*Sorbus lanceolata* Tanai and N. Suzuki

*Rhus protoambigua* Suzuki

*Acer rotundatum* Huzioka

*Acer protodiabolicum* Endo

*Acer akagawaensis* Suzuki

*Ilex subcornuta* Huzioka and Uemura

*Diospyros nordquisti* Nathorst

17D(小泉 格) 福島市飯坂町愛宏山, 飯坂層上部 (関)

*Denticulopsis hyalina*

*Stephanopyxis*? sp.

*Thalassionema nitzschioides*

18MP(38,鈴木敬治) 福島市岩谷観音南西0.3 km, 飯坂層中部 (福島)

Mollusca

*Nemocardium samarangae* (Makiyama)

*Protohaca lateiwai* (Makiyama)

Plants

*Betula cf. protoglobispica* Tanai and Onoe  
*Fagus palaeocrenata* Okutsu  
*Quercus protoacuta* Suzuki  
*Quercus protosalicina* Suzuki  
*Zelkova ungeri* Kovats  
*Acer rotundatum* Huzioka  
*Acer palaeodiabolicum* Endo  
*Tilia protojaponica* Endo

19F(38) 伊達郡桑折町内の馬場西端産々沢川河床, 梁川層(桑折層)下部  
 (桑折)

*Lepidocyclina (Nephrolepidina) japonica* Yabe

20M(小笠原憲四郎) 伊達郡梁川町上川原広瀬川河床, 梁川層下部 (桑折)

Bivalvia

*Acila (Acila) divaricata submirabilis* Makiyama ..... A  
*Nuculana* sp. .... F  
*Arca minoensis* Itoigawa and Shibata ..... F  
*Anadara* sp. .... R  
*Glycymeris vestitoides* Nomura ..... VA  
*Chlamys cf. minoensis* Itoigawa ..... R  
*Chlamys* sp. .... R  
*Cryptopecten yanagawaensis* (Nomura and Zinbo) ..... R  
*Kotorapecten kagumianus* (Yokoyama) ..... R  
*Dinys minoensis* Itoigawa ..... R  
*Anomia chinensis* Philippi ..... F  
*Crassostrea cf. gravilesta* (Yokoyama) ..... R  
*Felaniella ferruginata* (Makiyama) ..... F  
*Vasticardium ogurai* (Otuka) ..... C  
*Macoma* sp. A ..... F  
*Macoma* sp. B ..... F  
*Solen cf. gouldi* Conrad ..... F  
*Mercenaria chilaniana* (Yokoyama) ..... A  
*Dosinia (Dosinella) akatsiana* Nomura ..... A  
*Panopea nomurae* Kamada ..... F  
*Pandorella otukai* Habe ..... A  
*Thracia cf. hataii* Kamada ..... C

Gastropoda

*Tugali (Tugalina) vadososinuata* (Yokoyama) ..... F  
*Diodora minoensis* Itoigawa ..... F  
*Tristichotrochus miyokone* (Kamada) ..... R  
*Protrotella cf. togariensis* Makiyama ..... R  
*Turbo (Marnorostoma) cf. parvuloides* Nomura ..... R  
*Vermetus* sp. .... F  
*Surpulorbis* sp. .... F  
*Cerithidea gravicallosa* Nomura and Zinbo ..... A  
*Batillaria sito* Nomura and Zinbo ..... F  
*"Proclava" yanagawana* (Nomura and Zinbo) ..... F  
*Cerithium* sp. .... F  
*Neophinoe longispirata* (Nomura and Zinbo) ..... R

*Bostrycaptus yanagawaensis* (Nomura and Zinbo) ..... C  
*Crepidula nidatoriensis* Otuka ..... C  
*Neverita (Glossaulax) colicaeze* (Makiyama) ..... A  
*Euspira meisensis* Makiyama ..... A  
*Simus yabei* Otuka ..... C  
*Trivia (Trivia) datensis* Nomura and Zinbo ..... F  
*Distorsio (Rhysema) aff. reticulata* (Röding) ..... R  
*Endolium tohokuensis* (Nomura and Zinbo) ..... R  
*Phos (Coraeophos) minoensis* Itoigawa ..... F  
*Siphonalia cf. prespadicea* Nomura and Zinbo ..... C  
*Zeuxis pseudodemissus* (Nomura and Zinbo) ..... VA  
*Niotha* sp. A ..... C  
*Niotha* sp. B ..... F  
*Olivella iwakiensis* Nomura and Hatai ..... VA  
*Inquisitor ?* sp. .... R  
*Megasurcula osawamoensis* (Tsuda) ..... R  
*Propebela* sp. .... R  
*Paracathurella pregacilentia* (Nomura and Zinbo) ..... R  
*Suavodrillica yanagawaensis* (Nomura and Zinbo) ..... R

Pteropoda

*Cavolinia raritatis* (Nomura and Zinbo) ..... A

Polyplacophora

*Liolophura ?* sp. .... F

R=1 to 3 individ. F=4 to 10 C=11 to 20 A=21 to 50 VA=more than 51

21D(12) 新潟県佐渡郡佐和田町野坂, 中山層(相川)

中・下部

*Denticula hustedtii*  
*Denticula nicobarica*  
*Denticula punctata*  
*Denticula punctata v. hustedtii*  
*Coscinodiscus marginatus*  
*Melosira sulcata*  
*Thalassionema nitzschioides*  
*Thalassiothrix longissima*  
*Actinocyclus ellipticus*  
*Actinocyclus ingens*  
*Actinocyclus ochotensis*  
*Coscinodiscus endoi*  
*Coscinodiscus hirosakiensis*  
*Coscinodiscus pannonicus*  
*Coscinodiscus plicatus*  
*Cosmoidis insignis*  
*Hyalodiscus plicatus*  
*Mediaria splendida*  
*Nitzschia californica*  
*Nitzschia heteropolica*  
*Rhizosolenia bergonii*  
*Rhizosolenia curvirostris*

*Rhizosolenia miocenica*  
*Rhizosolenia praebergonii*  
*Rouxia californica*  
*Rouxia naviculoides*  
*Rouxia peragalli*  
*Rouxia yabei*  
*Stephanogonia hanzawae*  
*Stephanopyxis inermis*  
*Stephanopyxis schenkii*  
*Synedra jouseana*  
*Thalassiosira nativa*  
*Thalassiosira undulata*

上部下半

*Denticula hustedtii*  
*Coscinodiscus marginatus*  
*Thalassionema nitzschioides*  
*Thalassiothrix longissima*  
*Actinocyclus ingens*  
*Coscinodiscus elegans*  
*Coscinodiscus endoi*  
*Hyalodiscus plicatus*  
*Mediaria splendida*  
*Rhizosolenia curvirostris*

上部上半

*Denticula kantschatica*  
*Coscinodiscus marginatus*  
*Melosira sulcata*  
*Thalassionema nitzschioides*  
*Thalassiothrix longissima*  
*Actinocyclus ingens*  
*Rouxia californica*  
*Cladogramma californicum*

22KA(7) 新潟県佐渡郡相川町井坪山, 金北山層上部(相川)  
 21.9±0.9Ma

23KA(32) 新潟県佐渡郡相川町北部地域, 真更川層(馬崎)  
 26.9Ma, 21.5Ma

24F(12) 新潟県佐渡郡佐和田町, 沢根層(河原田)  
*Angulogerina hughesi* (Galloway and Wissler)  
*Angulogerina kokozuraensis* Asano  
*Bolivina decussata* Brady  
*Cassidulina kasiwazakiensis* Husezima and Maruhashi  
*Cassidulina japonica* Asano and Nakamura  
*Cassidulina subglobosa* Brady  
*Cassidulina yabei* Asano and Nakamura  
*Cibicides pseudoungerianus* (Cushman)  
*Cibicides cf. refulgens* Montfort  
*Elphidium "crispum"* (Linné)

*Epistominella sakiyamaensis*  
*Quinqueloculina vulgaris* d'Orbigny  
*Polystomellina discorbinoides* Yabe and Hanazawa

24M(13) 新潟県佐渡郡沢根町, 沢根層 (河原田)

*Nuculana robai* (Kuroda)  
*Nuculana sadoensis* (Yokoyama)  
*Portlandia scapha* (Yokoyama)  
*Arca boucardi* Jousseau  
*Striarca symmetrica* (Reeve)  
*Glycymeris nipponica* (Yokoyama)  
*Glycymeris yessoensis* (Sowerby)  
*Limopsis tokaiensis* Yokoyama  
*Chlamys nipponensis* Kuroda  
*Chlamys cosibensis* (Yokoyama)  
*Mizuhopecten yessoensis* (Jay)  
*Yabepecten tokunagai* (Yokoyama)  
*Monia macroschisma* (Deshayes)  
*Lucinoma acutifineatum* (Conrad)  
*Cyclocardia ferruginea* (Clessin)  
*Miodontiscus nakamurai* (Yokoyama)  
*Astarte ataskensis* Dall  
*Astarte borealis* (Schumacher)  
*Mercenaria yokoyamai* (Makiyama)  
*Ezocallista brevisiphonata* (Carpenter)  
*Homalopoma sangarense* (Schrenck)  
*Billium binodulosum* Yokoyama  
*Rissoina tabatai* Yokoyama  
*Zebina sawanensis* (Yokoyama)  
*Tectonatica clausa* (Broderip and Sowerby)  
*Tectonatica janthostoma* (Deshayes)  
*Mohnia yanamii* (Yokoyama)  
*Rectiplanes sanctiaannis* (Smith)  
Brachiopoda  
*Hemithyris peculiaris* Nomura and Hatai  
*Hemithyris psittacea woodwardi* (A. Adams)

25Pa(8) 新潟県佐渡郡津川町, 真更川 (鷲崎)

*Picea kanoi* Huzioka  
*Picea ugoana* Huzioka  
Cfr. *Populus latior* Al. Braun  
Cfr. *Salix varians* Goepfert  
Cfr. *Pterocarya asymmetrica* Konno  
*Alnus tsudae* Huzioka and Nishida  
*Betula hommashinichii* Huzioka and Nishida  
*Betula sekiensis* Huzioka and Nishida  
*Betula inoueii* Huzioka  
*Betula sadoensis* Huzioka and Nishida  
*Carpinus miccordata* Ilu and Chaney  
*Carpinus subyedoensis* Konno

*Corylus ? hommae* Huzioka and Nishida  
*Corylus* sp.  
*Ulmus sekiensis* Huzioka and Nishida  
*Cercidiphyllum crenatum* (Unger) Brown  
*Crataegus sugiyamae* Huzioka and Nishida  
*Sorbus uzenensis* Huzioka  
*Acer chiharae* Huzioka  
*Acer rotundatum* Huzioka  
*Acer protojaponicum* Tanai and Onoe  
*Acer protomiyabei* Endo  
Cfr. *A. ezoanum* Oishi and Huzioka  
*Tilia hommashinichii* Huzioka and Nishida  
*Tilia sekiensis* Huzioka and Nishida  
*Chamaedaphne sekiensis* Huzioka and Nishida  
*Fagus antipofi* Heer

26F(4) 新潟県佐渡郡真野町西三川湖田畠, 下戸層 (河原田)

*Miogypsina kotoi* Hanzawa  
*Operculina complanata japonica* Hanzawa

27F(17) 新潟県岩船郡朝日村釜杭層 (越後門前)

*Miogypsina ozawai* Hanzawa  
*Operculina complanata* (Defrance)  
*Amphistegina radiata* (Fichtel and Moll)

28M(18) 新潟県岩船郡朝日村釜杭, 釜杭層 (越後門前)

*Anadara abdita* Makiyama  
*Mizuhopecten kimurai* (Yokoyama)  
*Cryptopecten yanagawaensis* (Nomura and Zinbo)  
*Crassostrea gravitesla* (Yokoyama)  
Echinodermata  
*Astriclypens manni ambigenus* Nisiyama

29M(18) 新潟県北蒲原郡関川村下関(?), 下関層 (小国)

*Portlandia* sp.  
*Makiyama chitanii* (Makiyama)

30D(19) 新潟県北蒲原郡黒川村夏井, (中条)

内須川層  
*Actinocyclus ingens*  
*Actinocyclus undulatus*  
*Coscinodiscus marginatus*  
*Coscinodiscus yabei*  
*Denticulopsis hustedtii*  
*Denticulopsis lauta*  
*Denticulopsis punctata*  
*Diploneis bomboides*  
*Melosira sulcata*  
*Thalassionema nitzschioides*  
*Thalassionema robusta*

*Thalassionema hirosakiensis*  
*Triceratium condecorum*  
*Denticulopsis praedimorpha*  
*Actinocyclus ehrenbergii*  
*Actinocyclus ellipticus*  
*Cocconeis curvirotrunda*  
*Arachnoidiscus ehrenbergii*  
*Rhizosolenia miocenica*  
*Rhizosolenia barboi*  
*Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*  
*Diploneis smithii*  
*Rouxia yabei*  
*Stephanogonia hanzawae*

鍬江層

*Actinocyclus ingens*  
*Actinocyclus undulatus*  
*Coscinodiscus marginatus*  
*Denticulopsis hustedtii*  
*Diploneis bomboides*  
*Melosira sulcata*  
*Thalassionema nitzschioides*  
*Cocconeis curvirotrunda*  
*Arachnoidiscus ehrenbergii*  
*Rhizosolenia barboi*  
*Rhizosolenia hebetata* f. *hiemalis*  
*Diploneis smithii*  
*Coscinodiscus temperei*  
*Melosira granulata*  
*Thalassionema schraderi*  
*Thalassiosira antiqua*  
*Denticulopsis katayamae*  
*Nitzschia reinholdii*  
*Denticulopsis kamtschatica*  
*Cocconeis scutellum*  
*Denticulopsis seminae* v. *fossilis*

31F(19) 新潟県北蒲原郡黒川村夏井, (中条)

内須川層

*Martinottiella communis* (d'Orbigny)  
*Spirosignoiinella compressa* Matsunaga  
鍬江層  
*Globigerina bulloides* d'Orbigny  
*Globigerina pachyderma* (Ehrenberg) (dex.)  
*Globigerina inflata praeinflata* Maiya, Saito and Sato  
*Ammonia* cf. *japonica* (Hada)  
*Cassidulina norcrossi* Cushman  
*Cibicides ungerianus* (d'Orbigny)  
*Cribronion clavatum* Cushman  
*Elphidium crispum* (Linne)  
*Epistominella pulchella* Husezima and Maruhasi



*Trifarina kokozuraensis* (Asano)  
*Uvigerina subperigrina* Cushman and Kleinpell  
*Valvulineria sadonica* Asano

32KA(32) 山形県西置賜郡小国町, 北小国層 (小国)  
34.4Ma

33P(25) 山形県西置賜郡飯豊町高峰, 高峰層の主要炭層上盤 (玉庭)

*Dryopteris* sp.  
*Glyptostrobus europaeus*  
*Saquoia sempervirens*  
*Metasequoia japonica*  
*Pterocarya rhoifolia*  
*Populus* sp.  
*Alnus tinctoria*  
*Carpinus japonica*  
*Carpinus cordata*  
*Betula maximowicziana*  
*Fagus hayatae*  
*Fagus japonica*  
*Quercus* spp.  
*Castanea crenata*  
*Ulmus propinqua*  
*Zelkova ungeri*  
*Corylus* sp.  
*Aralia yabei*  
*Cercidiphyllum japonicum*  
*Tilia* sp.  
*Catalpa ovata*  
*Sapinum sebiferum*  
*Ilex cornuta*  
*Cercis* sp.  
*Viburnum furcatum*  
*Sassa* sp.

34P(26) 山形県東置賜郡飯豊町高峰, 高峰層 (玉庭)  
高峰植物群

*Picea ugoana*  
*Glyptostrobus europaeus*  
*Metasequoia occidentalis*  
*Sequoia lumsdorfi*  
*Populus aizuwana*  
*Salix k-suzuki*  
*Juglans japonica*  
*Pterocarya asynmetrosa*  
*Pterocarya protostenoptera*  
*Alnus miojaponica*  
*Alnus protohirsuta*  
*Betula protoernanni*  
*Carpinus stenophylla*

*Carpinus subcordata*  
*Carpinus subyedoensis*  
*Corylus* sp.  
*Ostrya shiragiana*  
*Castanea miocrenata*  
*Fagus palaeocrenata*  
*Fagus protojaponica*  
*Quercus miocrispula*  
*Quercus protoserata*  
*Ulmus protojaponica*  
*Ulmus protolaciniata*  
*Zelkova ungeri*  
*Cinnamomum akitaense*  
*Cercidiphyllum crenatum*  
*Stewartia submonadelpha*  
*Liquidambar miosinica*  
*Prunus protossiori*  
*Cercis endoi*  
*Sophora miojaponica*  
*Wistaria fallax*  
*Acer nordenskiöldi*  
*Acer palaeodiaboticum*  
*Acer rotundatum*  
*Ilex subcornuta*  
*Tilia protojaponica*  
*Tripetaleia pseudopaniculata*  
*Viburnum protofurcatum*  
*Smilax trinervis*

35M(27) 山形県西置賜郡飯豊町白川沿岸, 宇津峠層上部 (玉庭)

*Yoldia yabei* (Yokoyama)  
*Glycymeris* sp.  
*Mizuhopecten kimurai* (Yokoyama)  
*Nanaochlamys notoensis otutumiensis* (Nomura and Hatai)  
*Felaniella usta* (Gould)  
*Conchocele nipponica* (Yabe and Nomura)  
*Lucinoma murakawai* Zinbo  
*Clinocardium iwasiroense* (Nomura)  
*Clinocardium californiense* (Deshayes)  
*Serripes laperousii* (Deshayes)  
*Spisula grayana* (Schrenck)  
*Macoma tokyoensis* Makiyama  
*Macoma calcarea* (Gmelin)  
*Peronidia protovenulosa* (Nomura)  
*Nitidolittina pallidula* (Lischke)  
*Meretrix uzenensis* Zinbo  
*Mya unisikuboana* Nomura  
*Cryptonatica janthostomoides* (Kuroda and Habe)  
*Cryptonatica yamagatana* (Zinbo)  
*Trophonopsis hondai* Zinbo

*Buccinum leucostoma* (Lischke)  
*Buccinum sinanoense* Makiyama  
*Molmia yanamii* (Yokoyama)

36M(28) 山形県西置賜郡飯豊町白川上流白川ダムサイト, 宇津峠層 (玉庭)

*Yoldia yabei* (Yokoyama)  
*Mizuhopecten matsumoriensis* (Nakamura)  
*Miyagipecten matsumoriensis* Masuda  
*Conchocele nipponica* (Yabe and Nomura)  
*Lucinoma acutifineatum* (Conrad)  
*Clinocardium iwasiroense* (Nomura)  
*Clinocardium shinjiense* (Yokoyama)  
*Serripes laperousii* (Deshayes)  
*Serripes yokoyamai* Otuka  
*Spisula* sp.  
*Macoma* spp.  
*Peronidia* cf. *protovenulosa* (Nomura)  
*Mya unisikuboana* Nomura  
*Mya cuneiformis* (Böhm)  
*Turritella tanaguraensis* Kotaka  
*Cryptonatica janthostomoides* (Kuroda and Habe)  
*Buccinum* sp.  
Echinoidea  
*Linthia nipponica* Yoshiwara

37M(25) 山形県西置賜郡飯豊町大鹿, 大鹿層下部(宇津峠層) (玉庭)

*Yoldia* sp.  
*Mizuhopecten kimurai* (Yokoyama)  
*Lucinoma acutifineatum* (Conrad)  
*Conchocele bisectoides* (Kuroda)  
*Clinocardium iwasiroense* (Nomura)  
*Serripes yokoyamai* Otuka  
*Mya unisikuboana* Nomura  
*Tectonatica janthostoma* (Deshayes)  
*Buccinum leucostoma* (Lischke)

38D(21) 山形県東置賜郡川西町, 湯小屋層上部 (玉庭)  
*Thalassiosira yabei* Zone

39F(29) 山形県西置賜郡飯豊町, 沼沢層下部 (玉庭)  
上半 *Globorotalia peripheroacuta*—*G. miozea* zone (N10)  
下半 *G. peripheroronda*—*G. quinifalcata* zone (N9)

40P(30) 山形県西置賜郡小国町, 小国層 (手ノ子)  
小国植物群

*Keteleeria ezoana*  
*Picea ugoana*  
*Metasequoia occidentalis*  
*Comptonia naumanni*  
*Pterocarya ezoana*

*Carpinus mioturczaninowii*  
*Castanea miomollissima*  
*Quercus mandraliscae*  
*Ulmus longifolia*  
*Zelkova ungeri*  
*Magnolia miocenica*  
*Actinodaphne oishii*  
*Cinnamomum miocenium*  
*Machilus ugoana*  
*Liquidambar miosinica*  
*Parrotia fagifolia*  
*Sorbus nipponica*  
*Cladrastis aniensis*  
*Gledistia miosinensis*  
*Podogonium knorrrii*  
*Wistaria fallax*  
*Buxus protojaponica*  
*Ilex minusai*  
*Acer palaeodiabolicum*  
*Paliurus protonipponicus*

41Pd(31) 山形県西置賜郡小国町北西地域(小国)  
小国層(小国植物群)・今市層(沖庭植物群)

*Torreya yoshiokaensis*  
*Keteleeria ezoana*  
*Picea ugoana*  
*Pinus miocenica*  
*Glyptostrobus europaeus*  
*Metasequoia occidentalis*  
*Calocedrus notoensis*  
*Smilax minor*  
*Populus nipponica*  
*Complanata naumannii*  
*Carya miocathaensis*  
*Juglans japonica*  
*Pterocarya ezoana*  
*Alnus miojaponica*  
*Betula kamigoensis*  
*Carpinus mioturczaninowii*  
*Ostrya shiragiana*  
*Castanea miomollissima*  
*Cyclobalanopsis mandraliscae*  
*Cyclobalanopsis yabei*  
*Fagus antipofi*  
*Pasania imanurae*  
*Quercus miovariabilis*  
*Ulmus longifolia*  
*Zelkova ungeri*  
*Ficus oguniensis*  
*Magnolia elliptica*

*Actinodaphne oishii*  
*Cinnamomum lanceolatum*  
*Lindera gaudini*  
*Machilus nathorstii*  
*Liquidambar miosinica*  
*Sorbus nipponica*  
*Cladrastis aniensis*  
*Podogonium knorrrii*  
*Wistaria fallax*  
*Buxus protojaponica*  
*Rhus protoambigua*  
*Ilex daijimaensis*  
*Euonymus akamotoi*  
*Acer nordenskioldi*  
*Acer palaeorufinerve*  
*Sapindus miocenica*  
*Paliurus miosinicus*  
*Camellia protojaponica*  
*Stewartia submonadelpha*  
*Ternstroemia mackawae*  
*Elaeagnus mikii*  
*Alangium aequilifolium*  
*Tripeteleia atmquisti*  
*Fraxinus* sp.  
*Ligustrum nagatoensis*  
*Ligustrum tokunagai*

42M(46,47) 福島県鹿島町真野川上流、塩手層(相馬中村)

積原付近の砂岩から(文献46)

*Hiatula minoensis* (Yokoyama)  
*Meretrix* cf. *arugai* Otuka  
*Batillaria (Tateiwaia)* cf. *sitoi* (Nomura and Zinbo)

山岸付近の砂岩から(文献47)

*Hiatula minoensis* (Yokoyama)  
*Meretrix* cf. *arugai* Otuka  
*Cyclina japonica* Kamada  
*Sivaloria sivaloriensis* (Otuka)  
*Compsomyx* cf. *iizukai* (Yokoyama)  
"Venus" sp.  
*Solen* sp.  
*Panope* cf. *nomurae* Kamada  
*Vicaryella* cf. *japanica* Kamada  
*Batillaria (Tateiwaia) yamanarii* Makiyama

43P(49, 鈴木敬治) 福島県相馬市宇田川上流の並木付近,(相馬中村)

塩手層の細粒凝灰岩

卓越種

*Smilax* cf. *minor* Morita  
*Betula nathorstii* Suzuki  
*Carpinus miocordata* Hu and Chaney

*Corylus subsieboldiana* Suzuki  
*Castanea miomollissima* Hu and Chaney  
*Zelkova ungeri* Kovats  
*Sorbus nipponica* Tanai and Onoe  
*Acer rotundatum* Huzioka  
*Acer protomatsumurae* Tanai

暖-亜熱帯性種

*Smilax trinervis* Morita  
*Cinnamomum* sp.  
*Parrotia fagifolia* (Goepfert) Heer  
*Buxus protojaponica* Tanai and Onoe  
*Rhus miosuccedanea* Hu and Chaney

山地帯性樹種

*Betula nathorstii* Suzuki  
*Carpinus konnoi* Suzuki  
*C. kodairaebraclata* Huzioka  
*Corylus subsieboldiana* Suzuki  
*Ostrya shiragiana* Huzioka  
*Fagus* cf. *antipofi* Heer  
*Acer protomatsumurae* Tanai  
*A. chiharae* Huzioka and Nishida

44MP(50) 福島県相馬市(採取位置不明),(相馬中村)

文献50では久保間層だが、これは文献48の竜の口層の下部(本資料集では、記号TKsmで表現している)にほぼ相当する。

*Glycymeris* sp.  
*Ostrea* sp.  
*Macoma* sp.  
*Dosinia* sp.  
*Cyclina* sp.  
*Fagus crenata* Blume  
*Ulmus* sp.  
*Juglans* sp.  
*Quercus* sp.

45M(50) 福島県相馬市(採取位置不明),(相馬中村)

文献50では竜の口層だが、これは文献48の竜の口層の中・上部(本資料集では、記号TKs1, TKm, TKs2で表現している)にほぼ相当する。

*Acila* sp.  
*Clinocardium* cf. *iwasiroense* (Nomura)  
*Lucinoma acutilineatum* (Conrad)  
*Macoma lokoensis* Makiyama  
*Serripes laperousii* (Deshayes)  
*Mya arenaria* Linne  
*Crepidula* sp.  
*Linthia nipponica* Tokunaga

46D(51) 福島県相馬市南東部の磯部付近と原町市南部の坂下付近の丘陵、竜の口層のシルト岩(記号TKm)(相馬中村, 原町)  
合計7地点, 11試料の珪藻化石群集は、いずれも

*D. seminae* var. *fossilis* - *Denticulopsis kamtschatica* Zone を指示している。

## 文献リスト

先頭の数字は文献番号を表す。

1. 新潟県20万分の1地質図編集委員会, 1977: 20万分の1新潟県地質図・同説明書, 新潟県, 493p.
2. 島津光夫, 1977: 日本油田・ガス田図11「佐渡」, 同地質説明書, 地質調査所, 113p.
3. 島津光夫・小林滋雄・周藤賢治, 1982: 佐渡島の地質と新第三紀火山岩類, 「新潟の地質」, 65-93.
4. HANZAWA, S., 1935: Some fossil *Operculina* and *Miogyssina* from Japan, and their stratigraphical significance. *Sci. Rep. Tohoku Imp. Univ.*, 2nd ser., 18, 1-29.
5. 雁沢好博, 1982: フィッション・トラック法によるグリーンタフ変動の年代区分 その1-佐渡地域-, 地質学雑誌, 88, 943-956.
6. 大口健志・矢内桂三・植田良夫・玉生志郎, 1979: 男鹿半島第三系・入道崎火成岩の岩相と放射年代, 岩鉱, 74, 207-216.
7. 柴田 賢・内海 茂・中川忠夫, 1979: K-Ar 年代測定結果-1. 地調月報, 30, 675-686.
8. 藤岡一男・西田彰一, 1960: 佐渡島の関植物化石群, 佐渡博物館研究報告, 3, 1-26.
9. 嶺山次郎, 1924: 佐渡にデスモステルス発見する, 地球, 2, 542-543.
10. 小沢儀明, 1924: デスモステルスの新産地, 地質学雑誌, 31, 317-318.
11. TOKUNAGA, S., 1939: A new fossil mammal belonging to *Desmostylidae*. *Jubilate Pub. Prof. H. YABE*, 1, 291-299.
12. 歌代 勤・黒田一武・小林忠夫・西川 誠・長谷川康夫・藤田 剛・渡辺秀男, 1977: 新潟県佐渡郡佐和田地域第三系の層序と化石産出群, 佐渡博物館研究報告, 7, 45-59.
13. 歌代 勤, 1957: 沢根層について, 教育科学, 6, 22-28.
14. 日高 進, 1973: 中条ガス田, 日本の石油鉱業と技術, 38-40.
15. 「日本の石油・天然ガス資源」改訂版作成委員会, 1982: 日本の石油・天然ガス資源, 天然ガス協会・大陸棚石油開発協会, 455p.
16. 高橋 明, 1973: 新潟県北部柳形山脈及び周辺の構造発達史, 新潟大地誌修論, 51p.
17. 藤本治義, 1934: 新潟県岩船郡釜杭産有孔虫化石, 地質学雑誌, 41, 204-205.
18. 西田彰一・津田禾粒, 1961: 新潟県坂町附近の新第三系, 嶺山記念論文集, 107-113.
19. 小林滋雄・渡辺其久男, 1985: 新潟油田東縁帯における新第三紀の地史的事件——とくに, 中新-鮮新世の不整合について, 新潟大地誌研究報告, 5, 91-103.
20. 稲葉 充, 1984: 越後下関地域の中新世堆積盆地における造構運動と火山活動, 新潟大地誌修論.
21. 柳沢幸夫, (未公表資料).
22. 北 卓岩他, 1965: 昭和42年度広域調査報告書「山形吉野地域」.
23. 半沢正四郎他, 1958: 置賜盆地天然ガス調査報告, 東北地方, 天然ガス調査報告書.
24. 吉田三郎, 1980: 5万分の1地質図幅「玉庭」, 同説明書, 山形県.
25. 徳永重元・棚井敏雅, 1954: 山形県置賜置炭田地質調査報告, 1地質構造と炭層状況について, 地調月報, 5, 657-664.
26. 植村和彦, 1977: 東北地方日本海側の中新世後期植物群, 藤岡記念論文集, 333-343.
27. ZINBO, N., 1973: Fossil mollusca from the Utsutoge Formation, Iidamachi, Nishiokitama-gun, Yamagata Prefecture, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 2nd ser. Special Vol., no. 6, 157-162.
28. KOTAKA, T. and KATO, H., 1979: Additional fossil shells from the Utsutoge Formation, Yamagata Prefecture, northeast Honshu, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. Hist., Res. Bull.*, 47, 13-21.
29. 村田勇治郎, 1976: 山形県西置賜郡における沼沢層の層序学的研究, 技研所報, 19, 21-24.
30. ONOE, T., 1974: A middle Miocene flora from Oguni-machi, Yamagata Prefecture, Japan. *Geol. Surv. Japan, Rep.*, 253, 1-64.
31. 藤岡一男・古賀 孝, 1981: 東北地方西南部の中新世中期台島型植物群, 地学雑誌, 90, 235-246.
32. 今山 正・植田良夫, 1980: 東北地方の第三紀火山岩の K-Ar 年代, 岩鉱特別号, 2, 343-346.
33. 斎藤常正, (未公表資料).
34. 神保 真他13名, 1970: 5万分の1地質図幅「米沢・関」, 同説明書, 山形県, 39p.
35. 北村 信・鈴木敬治・小泉 格・小林良明・和久紀生・大山広喜・新妻信明・白田雅郎・小原繁夫, 1965: 福島県5万分の1地質図幅, 同説明書「猪苗代湖東部地方」, 66p., 福島県.
36. 西村新六, 1959: 栗子峠付近の地質, 福島大地理学教室卒論.
37. 鈴木敬治, 1959: 東北日本における新第三系産植物化石群の時代的遷移について, 新生代の研究, no. 30, 1-24.
38. 鈴木敬治, 1959: 古植物生態学の諸問題-天王寺植物化石群とその古植物生態学的研究, 地団研専報, no. 9, 1-48.
39. SUZUKI, K., 1961: The important and characteristic Pliocene and Miocene species of plants from the southern part of the Tohoku District, Japan. *Sci. Rep. Fukushima Univ.*, no. 10, 1-95.
40. 鈴木敬治・真鍋健一・中馬教允・吉田 義, 1982: 5万分の1表層地質図同説明書「福島」, 土地分類基本調査「福島」, 29-44, 福島県.
41. 香内 修, 1981: 福島盆地北西部における新第三系, 福島大地理学教室卒論.
42. 八島隆一, 1962: 盤山層中の火山岩類(その2), 福島大理科報告 no. 11, 31-68.
43. 庄司力偉・鈴木舜一・小田幸人・原 担・根田武二郎・黒江良太郎・千葉 徹, 1970: 福島北部地域の地質, 1-14, 福島県.
44. 三本杉己代治, 光井清森, 1981: 偕夫山の地質と三本杉温泉の開発, 三本杉温泉開発研究所研究報告, no. 10, 8-33.
45. 阿部 信, 1963MS: 福島県阿武隈山地北東部の相馬古生層について, 東北大地質古生物卒論, 66p.
46. 郡司幸夫, 1982MS: 福島県相馬市及び原町市西部の地質, 東北大地質古生物卒論, 173p.
47. 高橋信也, 1978MS: 福島県原町市西方の地質, 東北大地質古生物卒論, 66p.
48. 東北農政局計画部, 1979: 原町地区地盤沈下調査報告書.
49. 鈴木敬治, 1963: 植物化石よりみた東北日本新第三系——中新統下部層と植物化石群——, 化石, no. 5, 63-77.
50. 北村 信・柴田豊吉・土田 朗, 1955: 松川浦周辺地域の地質及び構造, 東北大地質古生物研報, no. 45, 84-96.
51. KOIZUMI, I., 1972: Marine diatom flora of the Pliocene Tatsunokuchi Formation in Fukushima Prefecture. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 86, 340-359.
52. 田宮良一, 1973: 米沢盆地の中部中新統と植物化石群(予報), 山形県の地質と資源, 75-90.
53. 中世古幸次郎・菅野耕造, 1972: 真日本油田地域における放射虫層序(油田坑井対比への適用を中心として), 石油技術協会誌, no. 37, 375-384.

⑧千葉県嶺岡帯六価クロム調査班，嶺岡山系蛇紋岩帯における湧水中のCr(VI)について：  
地質学雑誌，v.84，No.12，p.721~727，(1978)

## 嶺岡山系蛇紋岩帯における湧水中の Cr (VI) について\*

千葉県嶺岡帯六価クロム調査班\*\*

On Cr (VI) in the spring water from the serpentinite of Mineoka mountain range, Boso peninsula, Japan

The Chiba Prefectural Research Group on Cr (VI) in the Mineoka Serpentine Belt\*\*

**Abstract** Chemical analysis by diphenylcarbazide method for the spring water from the Mineoka mountain range has proved a frequent occurrence of high-Cr (VI) water in this area. The Cr (VI) content of the spring water exceeds 0.05 ppm in some cases, reaching 0.24 ppm in maximum.

The survey aiming at the detection of the Cr (VI) source of the spring water has revealed a well-defined correlation between the Cr (VI)-containing spring water and the geology of the surroundings. The Cr (VI) springs are restricted only to the serpentinite terrain, whereas no Cr (VI)-yielding springs are found in the areas composed of the Tertiary sediments, basalts and diorites.

Leaching experiments within distilled water on the serpentinite samples collected in the surveyed areas have evidenced that Cr (VI) is apt to be solved out easily from the serpentinite, which gives an increase of the Cr (VI) content in distilled water up to 0.18 ppm in maximum.

The information on the natural background of Cr (VI) is very important from the viewpoint of environmental geology, but the behaviour and distribution of Cr (VI) in nature have not been soundly clarified up to date. The above results, however, allow us to conclude safely that the Cr (VI) in the spring water has been supplied undoubtedly from the chromium contained in the serpentinite, although it still remains an open question whether the Cr (VI) was present primarily in the serpentinite and was supplied intact to the spring water or it is a secondary product formed during the natural leaching process of the serpentinite.

### はじめに

房総半島南部の嶺岡山系に位置する、千葉県鴨川市二子部落の飲用に供している天然水中に Cr(VI) が検出さ

れた(千葉県環境部, 1978)。

一方, Cr(VI) を含む一部金属に関しては, 人の健康の保護を目的として環境基準が設定され, 特に, 各水域の微量重金属に関する研究が非常に多くなってきている

1978 年 4 月 26 日 受理

\* 日本地質学会第 85 年学術大会にて一部を講演。

\*\* 榎本千鶴<sup>2)</sup>・古野邦雄<sup>1)</sup>・原 雄<sup>1)</sup>・樋口茂生<sup>1)</sup>・日野隆信<sup>3)</sup>・石井 皓<sup>1)</sup>・海保新太郎<sup>3)</sup>・小宅芳尚<sup>3)</sup>・榎谷院宏<sup>3)</sup>・松本敦雄<sup>4)</sup>・中川保治<sup>3)</sup>・中西成子<sup>3)</sup>・松井 久<sup>1)</sup>・小沢成美<sup>3)</sup>・豊倉善夫<sup>2)</sup>・矢田恒幸<sup>1)</sup>・山田義則<sup>3)</sup>・寺井賢一郎<sup>4)</sup>・和田義之<sup>4)</sup>。(A.B.C 順)  
1) 千葉県公害研究所, 2) 千葉県水質保全研究所, 3) 千葉県衛生研究所, 4) 千葉県生活環境部, 5) 千葉県鴨川保健所, 6) 鴨川市役所。  
Chizuru FUJIMOTO<sup>2)</sup>, Kunio FURENO<sup>1)</sup>, Yu HARA<sup>1)</sup>, Shigeo HIGUCHI<sup>1)</sup>, Takanobu HINO<sup>3)</sup>, Akira ISHII<sup>1)</sup>, Shintaro KAIMO<sup>1)</sup>, Yoshinobu KOMURO<sup>3)</sup>, Akihiro MASUYA<sup>5)</sup>, Masao MATSUMOTO<sup>6)</sup>, Yasusuke NAKAGAWA<sup>3)</sup>, Shigeo NAKANISHI<sup>3)</sup>,

Hisashi NIREI<sup>1)</sup>, Narumi OZAWA<sup>5)</sup>, Yoshio TOYOKURA<sup>3)</sup>, Tsunenaru YADA<sup>1)</sup>, Yoshinori YAMADA<sup>3)</sup>, Kenichiro TERAI<sup>4)</sup> and Yoshiyuki WADA<sup>4)</sup>.

1) Chiba Prefectural Research Institute for Environmental Pollution, Chiba, 281 Japan, 2) Chiba Prefectural Laboratory of Water Pollution, Chiba, 281 Japan, 3) Public Health Laboratory of Chiba Prefecture, Chiba, 280 Japan, 4) Industrial and Other Waste Control Section of Chiba Prefecture, Chiba, 280 Japan, 5) Kamogawa Health Centre of Chiba Prefecture, Kamogawa, 296 Japan, 6) Kamogawa City Office, Kamogawa, 296 Japan.

が、その多くは、工場廃水などの流入による各水域の水質汚濁防止といった観点からのものであり、人間の生産活動以外による、岩石圈からの溶脱物質を考慮に入れた研究は非常に少ない。この地域でも、本山系の北側を流下する加茂川水系の Cr (VI) に関する水質分析が行われ、不検出という結果が報告されている(千葉県, 1976)。しかし、地層または岩体の分布と微量重金属の分布に関する地域性を重視した、湧水源にまでおよぶ河川の水質に関する研究はなされていない。今後、環境保全や飲料水の水質問題を検討する場合、前述の地域性をいかした研究が重要になるものと思われる(岡田ほか, 1977)。

また、従来 Cr (VI) が天然水中に含まれているという研究結果はなく、BARNES & O'NEIL (1969) が超塩基性岩帯の表流水中に、総クロムとしてクロムが溶存している事実や、ULMER (1974) がクロマイトから水中に Cr (VI) が溶出するという事などについて述べているのみである。

以上の観点をふまえ、本研究班は、Cr (VI) がいかなる経過をもって飲料水としている天然湧水中に入ったかを明らかにする目的で、嶺岡山系の各湧水中の Cr (VI) 量と、各湧水地周辺の地質との関係について研究を行った(第1図)。

本研究にあたっては、千葉大学教授近藤精造博士・兼平慶一郎博士・早稲田大学教授鞆子 正博士には、種々の御教示を賜わった。また、千葉県環境部長井上千之氏・千葉県生活環境課長三橋 昭氏・元生活環境課長補佐吉田 猛氏・千葉県公害研究所長宇田川理氏・元総務課長坪井和美氏・現総務課長小沢和夫氏・千葉県衛生研究所長大井 清氏・千葉県水質保全研究所長三好 洋博

士・元鴨川保健所長鈴木貞蔵博士・同衛生課長藤江常三氏・元鴨川市衛生保健課長石井修二氏、この方々は日頃本研究に励まし御援助をくださった。また、本研究常は非常に多くの方々の御協力によったものである。以上の方々に誌上をもって心から深謝の意を表するものである。

## 調査地域の地形・地質の概要

### 1. 地形

嶺岡山系は、南は曾呂川、北は加茂川によってはさまれた東西約 10 km の山地であり、東側より竜光山(海拔: 181m)、嶺岡山浅間(海拔: 360.8m)というように、小さな丘陵の連なりよりなっている。この脊梁部を嶺岡中央林道が貫通している。

本山系の南側全域と北側斜面の西半部は、地這り地域で緩斜面をなす。しかし、北側斜面の東半部は、急崖をなす。嶺岡山系の南側には、曾呂川をはさんで高鶴山(海拔: 329m)が位置し、北側には鴨川地溝帯で知られる鴨川平野が発達する。

嶺岡山系に発達する多数の支流は、合流し曾呂川あるいは加茂川となり、両者とも西方から東方に流下し、太平洋に注ぐ。

### 2. 地質

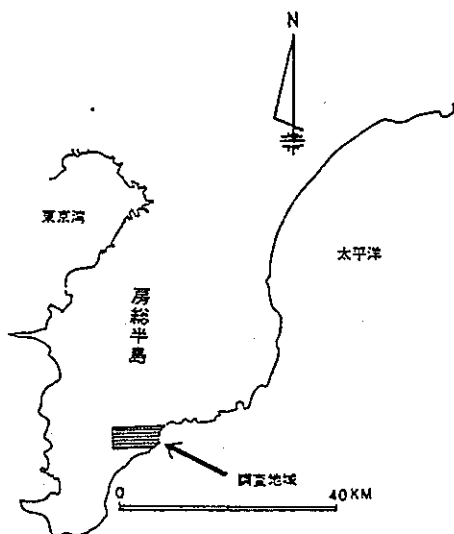
嶺岡山系脊梁部(嶺岡中央林道)から中腹にかけて、蛇紋岩・玄武岩類・閃緑岩・斑レイ岩などからなる火成岩体が、嶺岡層群および新第三系の一部(保田層群と思われる地層)を貫いて露出している(兼平, 1976)。これらの火成岩のうち、蛇紋岩が最も広く分布し、次いで玄武岩である。閃緑岩・斑レイ岩は極く一部に分布するのみである(第2図)。

蛇紋岩は、加茂川河口西方から嶺岡中央林道に沿って竜光山、廃棄物埋立処分地、久保山部落北方の中央林道一帯、小西の北側から西にかけての地域、および県道吉尾一千倉線の一部などに露出している。

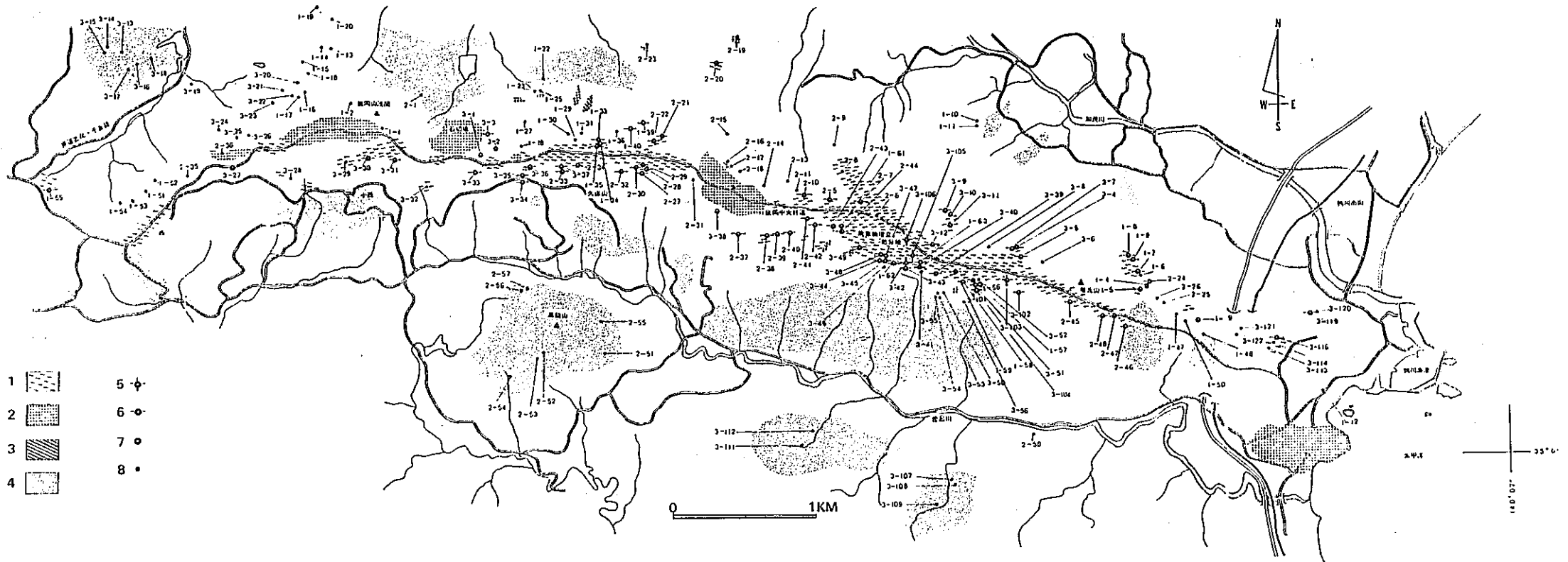
玄武岩の岩体は、鴨川漁港の南西側、久保山部落東側、小西部落北東側の石切場、嶺岡山浅間付近に主に露出している。閃緑岩・斑レイ岩は、久保山の嶺岡中央林道北側にわずかに分布する(第3図)。

一方、この地域の地層は、地質年代の古い順に嶺岡層群・保田層群・江見層群の3層群と保田層群相当層と思われる富川砂岩層よりなっている(河井, 1957)。

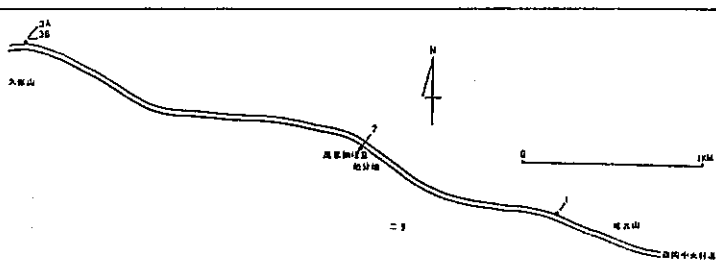
嶺岡層群は、古第三系の地層で、前述の玄武岩体よりなる嶺岡山浅間の北東側から、県道吉尾一千倉線にかけて東西に帯状に分布している。保田層群・江見層群およ



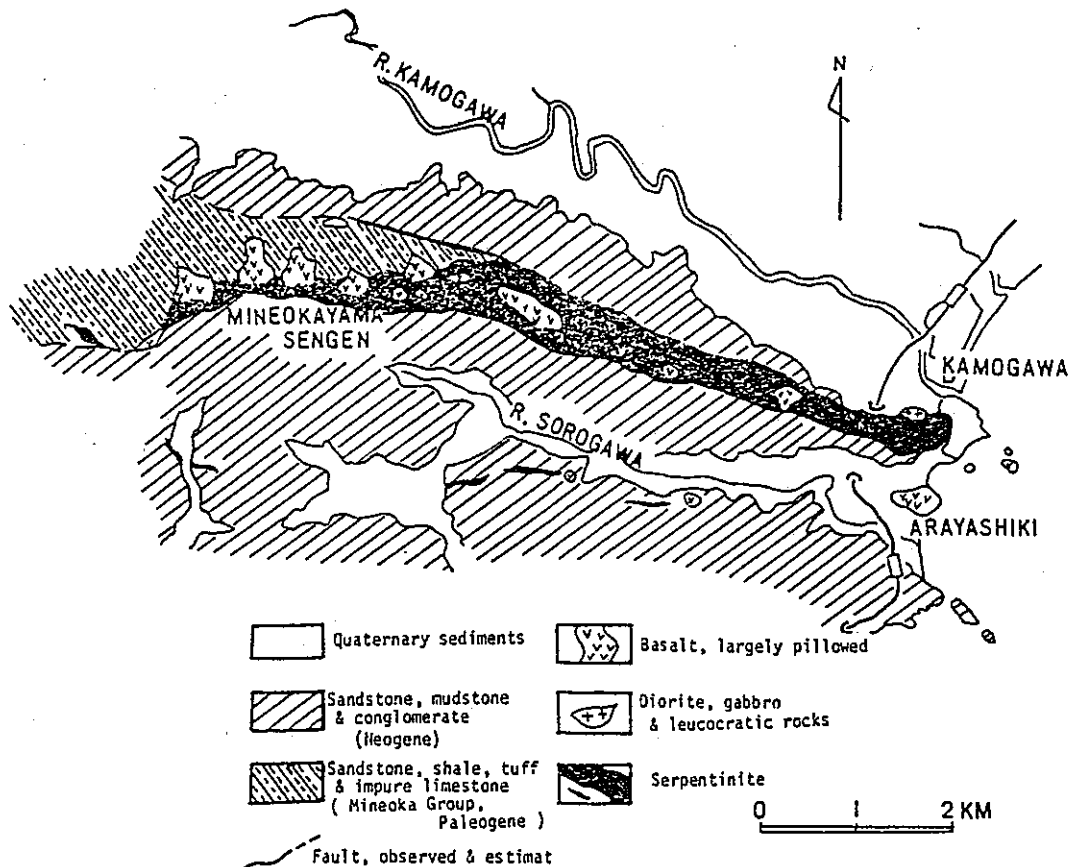
第1図 調査地域。



第 3 図 鋸岡山系地質区分と Cr (VI) 分析値階級別湧水採取地点。  
 1: 蛇紋岩, 2: 玄武岩, 3: 閃緑岩または斑レイ岩, 4: 第三紀堆積岩, 5: 0.1 ppm < 湧水の Cr (VI) 濃度,  
 6: 0.005 ppm < 湧水の Cr (VI) 濃度 ≤ 0.1 ppm, 7: 湧水の Cr (VI) 濃度 < 0.005 ppm, 8: Cr (VI) 不  
 検出。



第 4 図 Cr (VI) 涌出実験用蛇紋岩採取地点。  
 1: 竜光山四方の篠岡中央林道沿い, 2: 栗葉物埋立地, 3: 久保山部落北側の篠岡中央林道沿い。



第2図 嶺岡山系の地質概略図 (濂平, 1976).

び富川砂岩層は中新統である。保田層群と江見層群は嶺岡山系南斜面中腹より南側に分布する。高鶴山の山体は、保田層群の一部としてあつかわれている。一方、富川砂岩層は、嶺岡山系の北側に発達し、嶺岡層群および火成岩類と断層をもって接している (河井, 1957)。

Cr (VI) 分析用試料の採取と地質区分調査

Cr(VI) 分析用の湧水は、各湧水源からビール瓶に採取し (採取地点数: 174)、同時に採取地点の地質調査を行い、湧水地の地質を区分した。採取地点は第3図に、採取地点の地質については第1表に示した。地質の区分は、蛇紋岩・玄武岩・閃緑岩および斑レイ岩・第三紀堆積岩 (嶺岡層群・保田層群・江見層群・富川砂岩層を一括して) とした。

同時に、湧水源の地質調査と地質の露頭調査より前述の地質区分に従って地質の分布図を作成した (第3図)。

一方、Cr(VI) 溶出実験用の蛇紋岩採取地点は、竜光山西方の嶺岡中央林道沿い・廃棄物埋立処分地・久保山部落北側の嶺岡中央林道沿いの3地点である (第4図)。

Cr (VI) の分析

1. 湧水中の Cr (VI) の分析法

分析装置は、日立ダブルビーム分光光度計 200—20型を使用した。

試薬は、ジフェニルカルバジド 0.1g をエチルアルコール 50 ml に溶かし、これに 4N 硫酸 180 ml を混和して調製した。

試料 50 ml を容量 50 ml の比色管にとり、ジフェニルカルバジド溶液 2.5 ml を加えて混和した後5分間静置し、これを検液とした。また、Cr(VI) 0.5~5 μg を試料とおなじに処理し検量線を作成した。

つぎに、10 mm 石英吸収セルを用い、波長 540 nm で検液の吸光度を測定し、検量線より試料中の Cr(VI) の濃度を求めた\* (日本水道協会, 1970)。

2. ジフェニルカルバジド法における共存物質の影響の検討

\* 日本水道協会 (1970) に準じたが、吸光度測定においては、セル(丸セル)の径 35mm を使用により定量的度が向上した(下限値: 0.005 ppm)。



ジフェニルカルバジドは、Cr(VI) 以外の多くの金属イオンや有機物質と反応し呈色することが知られているが、水溶液中での呈色条件は明らかでない(PAUL, 1968 ;

高木, 1973). そこで、Cr(VI) の定量分析をする際、前述の物質により類似の呈色物質が生成する可能性があるかないかを検討した。

第1表 湧水中の Cr(VI) 分析値と湧水採取地点の地質.

分析試料番号 (=湧水採取地点番号)	6価クロム分析値 (ppm)	湧水採取地点の地質
1-1	n.d.	B
1-2	n.d.	S
1-4	tr	S
1-5	tr	S
1-6	n.d.	S
1-7	0.009	S
1-8	0.015	S
1-9	0.010	S
1-10	n.d.	Se
1-11	n.d.	Se
1-12	n.d.	Se
1-13	n.d.	?
1-14	n.d.	?
1-15	n.d.	?
1-16	n.d.	BまたはSe
1-17	n.d.	BまたはSe
1-18	n.d.	BまたはSe
1-19	n.d.	BまたはSe
1-20	n.d.	BまたはSe
1-22	n.d.	Se
1-23	n.d.	B
1-25	n.d.	B
1-27	n.d.	?
1-28	n.d.	?
1-29	n.d.	S
1-30	n.d.	S
1-31	n.d.	S
1-33	0.022	S
1-34	0.019	S
1-35	0.029	S
1-36	n.d.	S
1-39	0.010	S
1-40	0.017	S
1-47	n.d.	SまたはSe
1-48	n.d.	SまたはSe
1-49	tr	SまたはSe
1-50	n.d.	SまたはSe
1-51	n.d.	?
1-52	n.d.	?
1-53	n.d.	?
1-54	n.d.	?
1-55	0.011	S
1-56	0.033	S
1-57	0.045	S

分析試料番号 (=湧水採取地点番号)	6価クロム分析値 (ppm)	湧水採取地点の地質
1-58	0.032	S
1-59	0.070	S
1-61	0.007	S
1-62	0.025	S
1-63	0.088	S
2-1	n.d.	Se
2-5	0.033	S
2-6	n.d.	S
2-7	0.018	S
2-8	n.d.	S
2-9	n.d.	?
2-10	0.015	S
2-11	n.d.	S
2-13	n.d.	S
2-14	n.d.	B
2-15	n.d.	?
2-16	n.d.	B
2-17	n.d.	B
2-18	n.d.	B
2-19	n.d.	B
2-20	0.005	S
2-21	0.013	S
2-22	0.005	S
2-23	n.d.	B
2-24	0.006	S
2-25	n.d.	SまたはS-
2-26	n.d.	SまたはSe
2-27	0.057	S
2-28	0.050	S
2-29	0.035	S
2-30	0.065	S
2-31	n.d.	SまたはB
2-32	0.029	S
2-33	0.025	S
2-34	0.009	S
2-35	n.d.	?
2-36	n.d.	B
2-37	0.011	?
2-38	0.013	S
2-39	0.010	S
3-40	0.008	S
2-41	0.041	S
2-42	0.013	S
2-43	0.023	S

分析試料番号 (=湧水採取地点番号)	6価クロム分析値 (ppm)	湧水採取地点の地質
2-44	0.018	S
2-45	0.042	S
2-46	0.005	S
2-47	0.008	S
2-48	0.035	S
2-50	n.d.	Se
2-51	n.d.	Se
2-52	n.d.	Se
2-53	n.d.	Se
2-54	n.d.	Se
2-55	n.d.	Se
2-56	n.d.	Se
2-57	n.d.	Se
3-1	tr.	SまたはB
3-2	tr.	SまたはB
3-3	0.007	SまたはB
3-4	0.013	S
3-5	0.014	S
3-6	n.d.	S
3-7	0.019	S
3-8	n.d.	S
3-9	0.011	S
3-10	tr.	S
3-11	tr.	S
3-12	0.015	S
3-14	n.d.	Se
3-15	n.d.	Se
3-16	n.d.	Se
3-17	n.d.	Se
3-18	n.d.	Se
3-19	n.d.	Se
3-20	n.d.	BまたはSe
3-21	n.d.	BまたはSe
3-22	n.d.	BまたはSe
3-23	n.d.	BまたはSe
3-24	n.d.	BまたはSe
3-25	n.d.	BまたはSe
3-26	n.d.	SまたはSe
3-27	tr.	S
3-28	n.d.	S
3-29	n.d.	S
3-30	0.008	S
3-31	0.011	S
3-32	n.d.	S

分析試料番号 (=湧水採取地点番号)	6価クロム分析値 (ppm)	湧水採取地点の地質
3-33	0.006	S
3-34	0.024	?
3-35	0.012	?
3-36	0.028	SまたはB
3-37	0.023	S
3-38	tr.	?
3-39	0.039	S
3-40	0.063	S
3-41	n.d.	S
3-42	0.152	S
3-43	0.021	S
3-44	0.023	S
3-45	0.013	S
3-46	n.d.	S
3-47	0.039	S
3-48	0.043	S
3-49	0.023	S
3-50	n.d.	SまたはSe
3-51	0.056	S
3-52	n.d.	S
3-53	n.d.	SまたはSe
3-54	n.d.	SまたはSe
3-55	n.d.	SまたはSe
3-56	n.d.	S
3-101	n.d.	SまたはSe
3-102	0.015	S
3-103	0.025	S
3-104	0.016	S
3-105	0.240	S
3-106	0.230	S
3-107	n.d.	Se
3-108	n.d.	Se
3-109	n.d.	Se
3-111	n.d.	Se
3-112	n.d.	Se
3-113	n.d.	S
3-114	n.d.	S
3-116	0.005	S
3-119	0.014	?
3-120	n.d.	?
3-121	n.d.	?
3-122	n.d.	?

tr.: Cr (VI) の痕跡あり (<0.005ppm), n.d.: 不検出, S: 蛇紋岩, B: 玄武岩, Se: 第三紀堆積岩.  
(分析法は日本水道協会 (1970) による)

検討対象物質は, Cr(III)・Hg(II)・Cu(II)・Cd(II)  
・V(V)・Fe(II)・Fe(III)・Mo(V)・Ni(II)・Mg(II)  
・Ca(II)・Na(I)・グルコース・アセトアルデヒドと

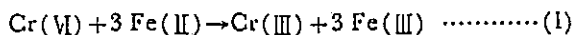
した.

PH. 2~7.5 では Hg(II)・Cu(II)・Cd(II)・Ni(II)  
・Mg(II) が呈色するが, 分析条件下\* の PH (約 PH

1) ではこれらのイオンは呈色しない。

分析条件下\* の PH では Fe(II)・Fe(III) は褐色に呈色し、V(V) は褐色に呈色した後、直ちに退色して微黄緑色を呈する。

このようなことから、定量方法の硫酸酸性条件下ではジフェニルカルバジドと Cr(VI) 以外の物質が反応して、紫紅色の物質を生成する可能性はないと考えられる。また、バナジウムは、通常天然水中に妨害を与えるほど存在することはなく、Fe(II) は Cr(VI) と中性付近の水中で (1) 式のような酸化還元反応を起こすので、多量の Fe(II)・Cr(VI) が共存することは考えられない。



天然水を検水とする場合、Fe(III) の共存が問題となる。Cr(VI) とジフェニルカルバジドが反応する際、Fe(III) が 1ppm 以上共存すると負の妨害を示す。

しかし、本研究における採取検水 (174 試料) 中の Fe(III) の濃度は、すべて 1ppm 以下で、前記の Cr(VI) のジフェニルカルバジドによる定量方法には、支障はなかった。

### 3. 蛇紋岩からの Cr(VI) 溶出実験

蛇紋岩の分析試料 1・2・3A・3B を自動乳鉢で 0.25 mm 以下に粉碎し、分析用試料とした。内径 10 mm のガラスカラムに分析用試料 10 g を乾式法にして充填し、蒸留水を 25 ml 加え、室温にて直射日光をさけて、一昼夜放置後展開し、溶出液約 22 ml を得た。

この液について、Cr(VI) をジフェニルカルバジド法にて定量した。

## 分析結果

湧水中の Cr(VI) 分析値を第 1 表に、また、蛇紋岩を試料とした Cr(VI) 溶出実験値を第 2 表に示した。

### 蛇紋岩体と含 Cr(VI) 湧水に関する考察

含 Cr(VI) 湧水の分布する地域は、加茂川河口南西部から嶺岡中央林道に沿う竜光山および廃棄物埋立処分地にかけての蛇紋岩帯、久保山部落北方の嶺岡中央林道沿いの蛇紋岩帯、小西部落北側から西部落西側にかけて分布する蛇紋岩帯、県道吉尾一千倉線沿いの蛇紋岩体である。

特に、Cr(VI) 分析値が、0.1ppm 以上の値を示す湧水は、廃棄物埋立処分地から二子部落付近にかけての蛇紋岩帯に分布する。0.1 ppm から 0.005 ppm の範囲の Cr(VI) 分析値を示す湧水は、どの蛇紋岩体にも分布す

る。同時に、Cr(VI) 濃度の比較的高い湧水は、大きな蛇紋岩体に分布する傾向を示し、Cr(VI) が検出されない湧水の分布地域は堆積岩地域や玄武岩地域である。

すなわち、嶺岡山系の蛇紋岩分布地域とは曾呂川をはさんで対岸になる高鶴山は堆積岩 (保田層群) よりなるが、この地域の湧水からは Cr(VI) が検出されない。また、久保山部落東側の玄武岩体や嶺岡山浅間付近の玄武岩と堆積岩 (嶺岡層群) が主に分布する地域の湧水からは、Cr(VI) が検出されない。

以上の事実は、含 Cr(VI) 湧水が、すべて蛇紋岩体に分布していることを示している。

さらに、Cr(VI) 分析用湧水地点の地質と含 Cr(VI) 湧水数の関係をもてみると第 3 表のような結果が得られた。このことから含 Cr(VI) 湧水は、蛇紋岩体に関係あることが理解できる。

一方、蛇紋岩からの Cr(VI) 溶出試験 (第 2 表) によると、明らかに、蛇紋岩から水中に Cr(VI) が供給されている。しかし、本来蛇紋岩中に Cr(VI) があり、これが水中に溶出したのか、蛇紋岩中に Cr(VI) 以外のクロ

第 2 表 蛇紋岩からの Cr(VI) 溶出実験値。  
(分析法は日本水道協会 (1970) による)

試料番号	蛇紋岩採取地点	溶出液の Cr(VI) 分析値 (単位: ppm)
1	竜光山西方の嶺岡中央林道沿い	0.18
2	廃棄物埋立処分地	0.14
3A	久保山部落北側の嶺岡中央林道沿い	0.06
3B	久保山部落北側の嶺岡中央林道沿い	0.03

第 3 表 各地質区分における Cr(VI) 分析用湧水採取地数と含 Cr(VI) 湧水地数との関係

	含 Cr(VI) 湧水地数
	Cr(VI) 分析用湧水採取地数
蛇紋岩地域	71/92
玄武岩地域	0/10
堆積岩地域	0/24
蛇紋岩地域 または堆積岩地域	1/12
蛇紋岩地域 または玄武岩地域	4/5
玄武岩地域 または堆積岩地域	0/11

\* 日本水道協会 (1970) の Cr(VI) ジフェニルカルバジド法の試験操作条件下。

ムがあり、それが水中に溶出する際に Cr(VI) に変化したのかは、蛇紋岩中のクロムに対する非破壊分析の手段以外に説明は困難のようである。

#### 結論と今後の課題

嶺岡山系の湧水（飲料水としても使用）中に最高濃度 0.24 ppm の Cr(VI) が検出された。

含 Cr(VI) 湧水の分布範囲は、蛇紋岩地域のみに限られ、本調査地域の堆積岩分布地域や、玄武岩分布地域の湧水中には、Cr(VI) が検出されない。蛇紋岩から蒸留水中への Cr(VI) の溶出試験を行った結果、Cr(VI) が検出された。

以上の事実から、湧水中の Cr(VI) の起源は、蛇紋岩であると結論できる。

しかし、湧水中の Cr(VI) は、蛇紋岩（固相）中における Cr(VI)（酸化状態のクロム）に由来するのか、蛇紋岩から水中への溶出過程においてクロムが6価の酸化状態をとるのかといった問題、本研究で検出されたような Cr(VI) の値に対する人体影響の検討などは、今後の研究課題である。

#### 文 献

- BARNES I. and J. R. O'NEIL, 1969: The relation between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization, Western United States. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **80**, 1947—1960.
- 千葉県, 1976: 公共用水域水質測定結果 (昭和 51 年度版). 162p.
- 千葉県環境部, 1978: 嶺岡山系六価クロム問題調査報告書. 49p.
- 兼平慶一郎, 1976: 房総半島南部嶺岡帯における蛇紋岩と玄武岩の産状. 地質学論集, no. 13, 43—50.
- 河井興三, 1957: 千葉県鴨川町付近の地質. 石油技術協会誌, **22**, 190—197.
- 日本水道協会, 1970: 上水試験方法 1970 年版. 661p., 日本水道協会, 東京.
- 岡田 啓・山本 徹・高田由紀・楠 窓一・宮久三千年・曾我好郎, 1977: 環境バックグラウンド地図の提案と試案—地質構造区分に伴う微量重金属分布の事例から—. 公害と対策, **13**, 12—19.
- PAUL G. S., 1968: *The Merk index* (8th ed.). 388p., Merk & Co., Inc., New Jersey.
- 高木誠司, 1973: 新訂定性分析化学, 中巻, イオン反応編. 381p., 南江堂, 東京.
- ULMER G. C., 1974: Alteration of chromite during serpentinization in the Pennsylvania-Maryland District. *Amer. Mineral.*, **59**, 1236—1241.

⑨前田四郎, 浅賀正義, 地学のガイドシリーズ2 新・千葉県地学のガイドー千葉県の地質  
とのおいたちー, コロナ社, p. 227~230, (1993)

地学のガイドシリーズ 2

新・千葉県

# 地学のガイド

——千葉県の地質とそのおいたち——

千葉大学名誉教授 前田 四郎 監修

千葉県総合教育  
センター 浅賀 正義 編

コロナ社

とは一般に地層中にとじこめられた地質時代の古い水で、初生水ともいわれます。循環性地下水とは、天水が地下に浸透して短期間で地表に湧出した地下水をいいます。

地下水は色と塩素イオン濃度により、ある程度、その本体が観察できます。表 2-1 の試料 No.1, 2 は化石海水に循環性地下水が混合した被圧地下水で低かん水地下水に、試料 No.3, 4, 5 は循環性の淡水性地下水に分類されます。

さらに、ほかの成分について考察してみます。SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> は試料 No.1, 2 にはほとんど含まれず、試料 No.3, 4 には多量に含まれています。日本は火山国であるため、浅所の地下水には火山の影響が現れ、雨水地層中へ浸透してスコリアなどの火山起源堆積層を通過すると、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> や SiO<sub>2</sub> に富む地下水になります。試料 No.1, 2 は還元的环境<sup>\*1</sup> から湧出するため、NO<sub>3</sub><sup>-</sup> が検出されませんが、NO<sub>2</sub><sup>-</sup> が含まれています。試料 No.3, 4, 5 は浅い酸化環境を通過する地下水であるため、NO<sub>3</sub><sup>-</sup> が含まれますが、NO<sub>2</sub><sup>-</sup> は検出されません。

また、No.1, 2 は化石海水に由来する臭素・ヨウ素が含まれています。pH は一般に第三紀層で生成された地下水はアルカリ性ですが、弱酸性である雨水<sup>\*2</sup> も淡水性地下水として泥岩を通過中にアルカリ成分を溶脱して水質はアルカリ性側になる傾向を示します。

試料 No.5 の熊野の泉は硝酸イオンと二酸化ケイ素の含有量が高い雨水に由来する循環性湧水です。表 2-1 の地下水は房総半島南部の典型的な低かん水地下水と淡水性の循環性地下水の水質例といえます。なお、分析表の水銀濃度の単位は ng (mg の 10<sup>6</sup> 分の 1) で表示してあります。地下水では 1~5 ng/l 程度の水銀が検出されます (地球化学的バックグラウンド濃度<sup>\*3</sup>) が 10 ng/l 以上の水

\*1 酸素が少なく、酸化されない状態の場所をいいます。

\*2 雨水は大気から溶けた二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) によって、もともと pH 5.6 の弱酸性を示します。今日話題になっている酸性雨とは、酸性を示す硫酸イオンや硝酸イオンがさらにとけこんだ pH 5.6 以下の雨水をいいます。雨水が pH 5.6 以上になるのはアンモニウムイオンやカルシウムイオンなどによって中和されたためです。

\*3 地球化学的バックグラウンド濃度とは、自然界の物質にもともと含まれる成分濃度をいいます。比較的低い濃度でも毒性を示す水銀・カドミウム・ヒ素・鉛・フッ素・ビスマスなども自然界の物質中には微量元素として必ず含まれています。これらの元素の地球化学的バックグラウンド濃度も地質学的差異によって異なりますが、人為的な環境汚染かどうかは、周囲の環境や状況から判断できます。

銀が検出された場合、人為的な環境汚染、とくに金属系廃棄物汚染があったと考察するのが妥当です。総合的に、これらの湧水は水道水の水質基準に照らして、日常の飲料水としては適当ではありません。

#### B. 6 価クロムを含む地下水

原子番号 24 番のクロム (Cr) は地球上には広く存在しますが、その量はあまり多くありません。天然に単体 (元素) で産出することはなく、最も普通の鉱物 (化合物) はクロム鉄鉱です。クロム鉄鉱はクロムと鉄の酸化鉱物 (組成: FeO·Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) で、火成鉱床として橄欖岩や蛇紋岩中に脈状・塊状に、あるいは風化残留鉱床として蛇紋岩が広く分布する地域に見られます。クロムは常温では化学的にきわめて安定で、空気や水に侵されません。クロムの原子価は 2~6 価がありますが、3 価が最も安定で、6 価がついでいます。2 価と 4 価は空気中では不安定で天然には存在しません。6 価のクロムも、大気と接触している環境には存在し得ない強力な化学的性質をもっているため、天然には存在しないというのが化学的常識でした。3 価クロムの酸化物 Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> はきわめて安定で水・酸・アルカリに不溶であり、風化に対しても強い抵抗力をもっています。

また、金属クロムや 3 価クロムは不活性で有害な作用を示しませんが、6 価クロムおよびその化合物は健康障害を起こします。6 価クロムを扱う化学工場で、職業病として、鼻中隔穿孔や肺癌の発生が顕在化したため、生活環境の保全のために 6 価クロムの環境基準が設けられ、公共用水域の排水環境基準および水道水源の水質環境基準は 0.05 mg/l 以下となっています。

ところで千葉県内で、自然湧出する地下水に 6 価クロムを含む特異な湧水が存在していました。

千葉県房総半島南部の嶺岡山 (360.8 m) を中心とする嶺岡山系は、加茂川と曾呂川にはさまれた房総南部を東西に連なる海拔 200 m ほどの山地です。地質的には保田層群・嶺岡層群と呼ばれる第三紀中期の岩層からなり、各所に蛇紋岩が広く地層に貫入しています。硬岩質であるため、雨水は地下深部に浸透しにくく、嶺岡山系の稜線部を通る嶺岡中央林道付近の各所に湧水が数多く見られます。この地域の住民のほとんどがこれら湧水や地下水を生活用水として利用しています。1976 年、飲料水としていた地下水に 6 価クロムが検出されました。地下水中の 6 価クロムの存在は、当初、産業廃棄物埋立の不完全な処理による汚染とされましたが、埋立地以外にも 6 価クロムが検出されるにおよんで、

表 2-2 6価クロムを含む地下水の化学組成

試料番号		1	2
測定成分	水温 (°C)	16.0	15.0
	色	無色	無色
	ペーハー pH	8.5	7.5
	総クロム Cr (mg/l)	0.025	0.36
	6価クロム Cr <sup>6+</sup> (mg/l)	0.025	0.36
	塩素イオン Cl <sup>-</sup> (mg/l)	56	292
	硫酸イオン SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	15	50
	ナトリウムイオン Na <sup>+</sup> (mg/l)	20	112
	カリウムイオン K <sup>+</sup> (mg/l)	0.7	14
	カルシウムイオン Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	5.6	13
マグネシウムイオン Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	56	254	
総鉄 Fe (mg/l)	0.0	0.0	

嶺岡山系の特異性による自然現象と考えられるようになりました。それでは、どのようなメカニズムによって、地下水中に6価クロムが生成されたのか、考察してみました。

表 2-2 は嶺岡中央林道付近の蛇紋岩が露出している地域の自然湧水の分析例です。

採水した湧水中の6価クロム濃度は0.025と0.36 mg/lでした。千葉県衛生研究所の嶺岡山系地域の地下水調査によると、199検体中6価クロムが検出されたのは94検体で、そのうち10検体が水質環境基準0.05 mg/lを超えていました。嶺岡山系の湧水は無色透明で、塩素イオン濃度も比較的低く、表 2-1のNo.3, 4と同様に循環性の淡水性地下水と考えられます。

ここで、嶺岡山系の蛇紋岩からどのようなメカニズムで6価クロムがとけ出したか、溶出実験を試みました。溶出実験とは、いろいろなpHの溶液に蛇紋岩を一定時間(今回の実験では1週間)浸し、溶液中にとけ出す6価クロムを調べることです。

実験にはCr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>が約0.4%含まれる嶺岡山系の蛇紋岩を使用しました。硫酸酸性溶液・蒸留水・水酸化ナトリウムアルカリ性溶液を用いて、溶出実験を行った結果を表 2-3に示します。

硫酸酸性溶液は蛇紋岩からクロムを溶出しますが、6価クロムは含まれていません。蒸留水の溶出液はpH7前後になりますが、クロムを溶出しません。pH

表 2-3 蛇紋岩の溶出実験(1)

蛇紋岩を含むケイ酸塩鉱物の粒度	溶出条件	測定時のpH	溶出総クロム (mg/l)	溶出6価クロム (mg/l)
150メッシュ以上	硫酸酸性溶液	1.5	0.48	0.00
	蒸留水	7.3	0.00	0.00
	水酸化ナトリウムアルカリ性溶液	12.0	0.05	0.05
150~200メッシュ	硫酸酸性溶液	1.8	0.78	0.00
	蒸留水	7.7	0.00	0.00
	水酸化ナトリウムアルカリ性溶液	12.0	0.11	0.11
200メッシュ以下	硫酸酸性溶液	1.9	1.23	0.00
	蒸留水	7.1	0.00	0.00
	水酸化ナトリウムアルカリ性溶液	12.0	0.11	0.11

表 2-4 蛇紋岩の溶出実験(2)

測定時のpH	溶出総クロム (mg/l)	溶出6価クロム (mg/l)
1.9	0.78	0.00
7.6	0.00	0.00
7.9	0.00	0.00
8.0	0.00	0.00
8.2	0.00	0.00
8.3	0.01	0.01
8.4	0.02	0.02
8.5	0.02	0.02
9.5	0.04	0.04
11.1	0.04	0.04
11.3	0.04	0.04
11.7	0.04	0.04
11.9	0.04	0.04
12.1	0.05	0.05
12.2	0.06	0.06

12のアルカリ性溶液は6価クロムを溶出します。さらに、詳細に実験した結果を表 2-4に示します。

実験の結果、蛇紋岩や蛇紋岩を含む風化された粘土に接触する溶液がpH8以上のアルカリ性であれば、6価クロムが溶出してくることが判明しました。



すなわち、天然の弱酸性の雨水が蛇紋岩の割れ目にしみこみます。弱酸性溶液には6価クロムは溶出しませんが、雨水は蛇紋岩周辺に存在する風化粘土からアルカリ成分を溶脱してアルカリ性になります。こうして生成したアルカリ性地下水は浸透率の低い嶺岡山系蛇紋岩体中に長期間滞留し、しだいに蛇紋岩中の6価クロムを溶出させたのでした。なお、湧出して大気に接触した地下水の6価クロムは溶解性有機物などを酸化して、徐々に無害な3価クロムに還元されます。

### C. 都市の地下水——千葉市稲毛区長沼地区の井戸水の例

JR 千葉駅の北方5 kmの長沼地区には約3000本の井戸を、5000所帯が使用しています。この地域の家庭用井戸は深さ地下20 mから110 mにおよび、地下水は電動ポンプで揚水しています。ここの地下水は自然および人為の局地的条件の影響を受けやすい、雨水に由来する循環性地下水です。表2-5に長沼町周辺の井戸水の水質測定例を示します。

この地域の井戸水は色にもにおいにもごりもありません。表示していませんが、過マンガン酸カリウム消費量はすべての試料で5 mg/l以下です。水道水として使用する場合の水質基準に照らし合わせると、pHおよび硝酸性窒素の項目で基準(pH: 5.8~8.6, 硝酸性窒素および亜硝酸性窒素: 10 mg/l = NO<sub>3</sub><sup>-</sup>で44 mg/l)を超えるものが2, 3ありますが、ほかの項目はすべて基準値以下です。特徴的なことは、アンモニウムイオン(NH<sub>4</sub><sup>+</sup>)が検出されないことです。一般に、天然水中の窒素は硝酸態(NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)、亜硝酸態(NO<sub>2</sub><sup>-</sup>)、アンモニア態(NH<sub>4</sub><sup>+</sup>)および窒素ガスとして存在しています。酸化状態にある地下水のおもな窒素化合物は硝酸態です。硝酸塩は土壌有機物の分解、雨水・生活排水・人畜の排泄物、化学肥料などに由来します。土壌表面には硝化菌が多く生息し、窒素化合物を酸化して硝酸に変えます。硝酸塩は水にとけやすく、降水によって地下水へ容易に移行します。

調査した井戸水中の窒素化合物は、すべて硝酸態であったので、この地域の地下水は酸化環境にあることを示しています。また、この周辺の地表でうけた雨水中の硝酸イオン濃度は1 mg/l程度でした。表2-5のとおり浅い井戸水ほど硝酸イオンが多いのは、生活排水やし尿などによる汚染が地下水におよびつつあることを表しているものと考えます。

井戸水を飲料水として使用するためには、し尿の影響の有無を検査する必要

表 2-5 千葉市稲毛区長沼町周辺の井戸水の測定例

試料番号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
試料名	長沼-1	長沼-2	長沼-3	長沼-4	長沼-5	園生-1	園生-2	園生-3	宮野木-1	宮野木-1	穴川
水温 (°C)	16.7	17.0	19.0	22.0	17.3	17.3	22.0	21.0	18.6	19.0	20.5
pH	8.3	8.7	8.1	8.9	9.4	9.0	7.8	7.4	8.5	8.9	6.1
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	13	26	19	12	19	15	9.8	42	19	8.9	45
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	22	0.6	0.6	2.5	0.9	0.8	0.6	71	1.1	5.4	40
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	30	41	56	2.5	15	20	2.8	42	13	1.6	28
NO <sub>2</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
アルカリ度 (me/l)*	2.9	0.5	0.6	2.3	2.7	4.0	1.9	4.2	3.2	2.1	0.8
Na <sup>+</sup> (mg/l)	8.3	7.3	7.1	8.9	8.4	10	8.3	15	9.3	7.6	40
K <sup>+</sup> (mg/l)	1.2	0.7	0.6	1.1	1.2	1.4	1.6	1.8	1.0	1.0	2.7
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> (mg/l)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	50	18	18	38	42	50	24	61	35	34	13
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	18	12	12	13	16	22	11	18	23	9.0	11
総Hg (ng/l)	2.4	0.4	0.9	0.9	0.4	1.3	0.2	1.7	1.3	1.3	0.4
井戸までの深さ (m)	20	50	50	110	50	40	30	不明	60	100	不明

\* アルカリ度とは試料水中の炭素(CO<sub>2</sub>)、炭酸イオン(CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)、重炭酸イオン(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)と関係ある数値で、一定量の試水を強酸で滴定し、ある一定のpHに達するまでに要する酸の当量数をいいます。表示はme (mm equivalentの略称)で示します。

があります。一般的には細菌の検査の結果から、厚生省令による基準値以内と定められています〔この地区の井戸水の細菌検査は行っていませんが、一例として市川市柏井地区の井戸水556検体について検査した結果、細菌による不合格検体は一般細菌(水質基準: 1 mlの検水で形成される集落数が100以下)によって24検体、大腸菌群(水質基準: 検出されないこと)によって108検体で

⑩杉山 明, 丹沢山地の地質構造発達史(1)層序および構造, 地質学雑誌, v. 82, No.11, p. 699  
~712, (1976)

## 炭酸物質を含む溶液系での Ca-沸石と方解石の安定関係

大木 靖 衛\*・平野 富 雄\*

### は し が き

沸石や方解石は低変成度の変成作用や続成作用の産物として広く知られている鉱物である。COOMBS (1954) とその共同研究者等 (1959) は Ca-沸石類の安定関係を中心にして低変成作用を研究し、沸石相の存在を明らかにして注目された。ZEN (1961) は COOMBS 等の記載したような Ca-沸石を含む鉱物組合せが出来るか、方解石とカオリナイトやモンモリロナイトのような粘土鉱物との組合せが出来るかは二酸化炭素の分圧によって支配される事を論じて沸石相の問題に重要な貢献をした。沸石類や炭酸塩のような低温で安定な鉱物は水溶液を媒介にして形成される場合が多い。このような系での研究は GARRELS (1960), GARRELS and CHRIST (1965) などによって体系づけられた。この論文では酸塩基の考え方をもとにして Ca-沸石と方解石の安定関係を取扱い、その岩石学的な意義を考察することにした。

### 炭酸物質の溶存状態

これから考察する系は炭酸物質と深い関係にあるので、CHARLOT (1957) および GARRELS and CHRIST (1965) の著書を参考にして、炭酸物質の必要な化学的性質を綜括しておこう。

二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) は水に溶けて炭酸 (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) を生ずる。炭酸は H<sup>+</sup> を 2 段に供与する多重酸であり、その溶存状態は pH の低い方から高い方にむかって H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> → HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> → CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> の順に変化する。これらの関係には次のような平衡恒数が与えられている。

$$(1) K_{CO_2} = \frac{[H_2CO_3]}{P_{CO_2}} = 10^{-1.47} \quad pK_{CO_2}^{**} = 1.47$$

$$(2) K_{H_2CO_3} = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[H_2CO_3]} = 10^{-6.4} \quad pK_{H_2CO_3} = 6.4$$

$$(3) K_{HCO_3^-} = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} = 10^{-10.3} \quad pK_{HCO_3^-} = 10.3$$

溶液中の炭酸の活量と pH には次の関係があり、炭酸

の活量が増すと pH は低下する。

$$(4) pH = \frac{1}{2} pK_{H_2CO_3} - \frac{1}{2} \log C \quad C \text{ は炭酸の濃度 (M/l)}$$

酸性炭酸イオン (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) はときには酸として、ときには塩基として作用するので両性物質と呼ばれている。pK<sub>H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub></sub> の系 (酸性側) では HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> は H<sup>+</sup> を受けるので塩基であり、pK<sub>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></sub> の系 (アルカリ性側) では H<sup>+</sup> を供与するので酸の働きをする。炭酸-酸性炭酸系の pH は次の式で与えられる。

$$(5) pH = pK_{H_2CO_3} + \log \frac{[HCO_3^-]}{[H_2CO_3]} \quad pH < 8.3$$

酸性炭酸塩を溶解させた場合のように主に HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> を含む溶液の pH は濃度に無関係となって次の式で与えられる。

$$(6) pH = \frac{1}{2} pK_{H_2CO_3} + \frac{1}{2} pK_{HCO_3^-} \quad pH = 8.35$$

pH が更に大きくなった HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> の系では次の式が成立する。

$$(7) pH = pK_{HCO_3^-} + \log \frac{[CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} \quad pH > 8.4$$

炭酸塩を溶解させた場合のような CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> が主である溶液の pH は次の式で求められる。

$$(8) pH = 7 + \frac{1}{2} pK_{HCO_3^-} + \frac{1}{2} \log C$$

### 二酸化炭素の分圧と pH

二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) は (1) の関係に従って水にとけ炭酸となる。CO<sub>2</sub> の分圧を大きくすれば H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> の量は増大するが、溶液の pH は次の式に従って低下する (図 1)。

$$(9) pH = \frac{1}{2} (pK_{CO_2} + pK_{H_2CO_3}) - \frac{1}{2} \log P_{CO_2}$$

空気中の P<sub>CO<sub>2</sub></sub> は 10<sup>-3.5</sup> 気圧なので、それと平衡にある炭酸溶液の pH は 5.77 となる。

### 方解石の溶解度

CaCO<sub>3</sub> の溶解が pH でどのように変わるかは次の式で求められる。

\* 神奈川県温泉研究所

\*\* pK = -log K

柴田秀賢教授退官記念論文集, 1967

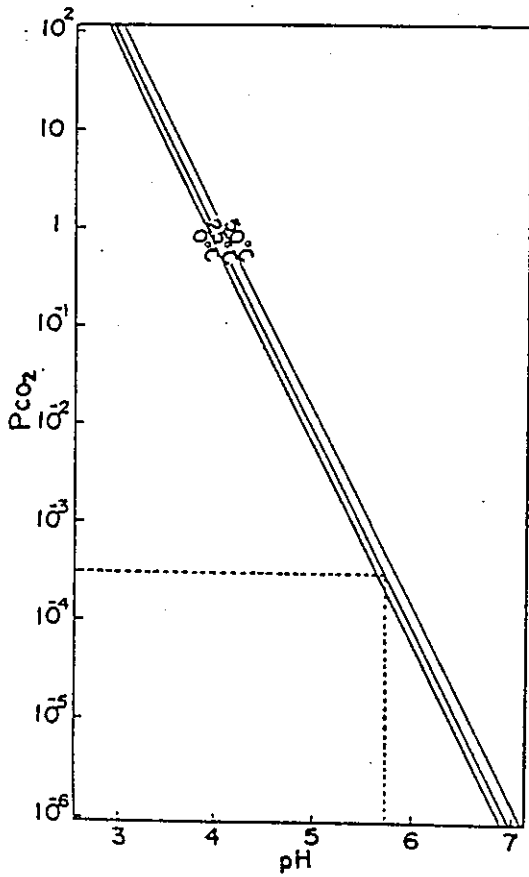


図1 P<sub>CO<sub>2</sub></sub> と平衡にある水溶液の pH

$$(10) \quad [Ca^{++}] = \sqrt{S_{CaCO_3} \left( 1 + \frac{[H^+]}{10^{-10.3}} + \frac{[H^+]^2}{10^{-16.7}} \right)}$$

S<sub>CaCO<sub>3</sub></sub> は CaCO<sub>3</sub> の溶解度積: 10<sup>-8.34</sup>

図2の曲線 A は (10) の関係を図示したものである。全炭酸物質 ([CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>] + [HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>] + [H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>]) の活量が 10<sup>-2</sup> から 10<sup>-6</sup> M/l まで変わった場合に、pH の変化によって [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>] がどのように変化するかを (7) によって描くと図3になる。全炭酸物質が 10<sup>-2</sup> から 10<sup>-6</sup> まで変わったとき、CaCO<sub>3</sub> と平衡にある [Ca<sup>++</sup>] の変化の様子を図2に記入した。一般には全炭酸の活量が大きくなれば溶液中の [Ca<sup>++</sup>] は小さくなるが、pH によって [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>] の大きが規定されて来るので、ただ全炭酸量を大きくしただけでは [Ca<sup>++</sup>] を小さくする事が出来ない。pH が 7 より小さい場合は (10) は次のように変形される。

$$[Ca^{++}] = \sqrt{S_{CaCO_3} [H^+]} / 10^{-8.23}$$

pH が 1 低くなれば [Ca<sup>++</sup>] は 10 倍ずつ大きくなり、CaCO<sub>3</sub> は安定に存在出来なくなる。

Ca-沸石の溶解度

Ca-沸石と云っても種類が多いので、はじめにごく概念的な考察をして、次にローモンタイトについての実例

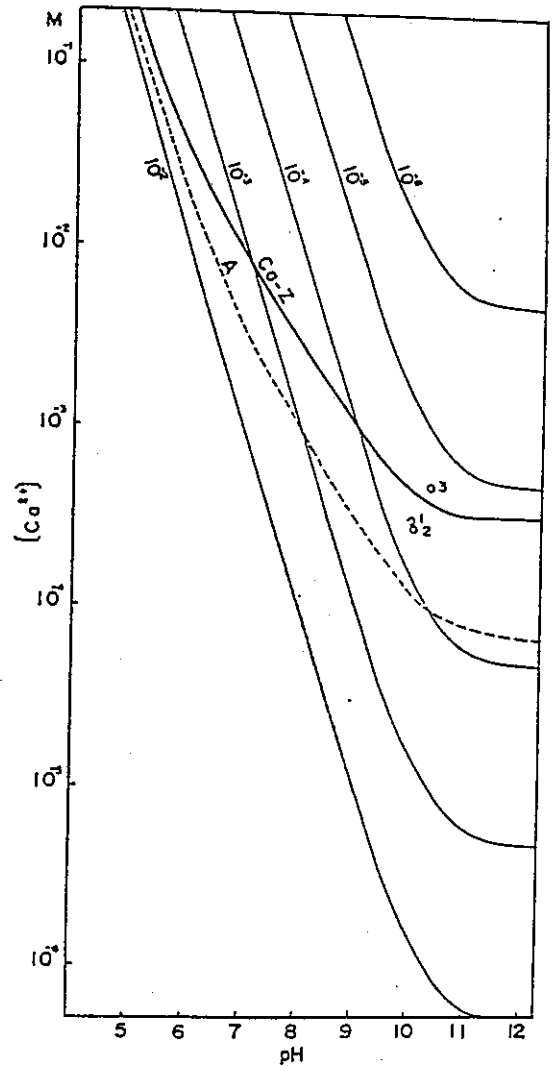
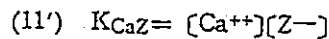
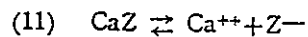


図2 CaCO<sub>3</sub> (方解石) と Ca-沸石 (ローモンタイト) の溶解度曲線

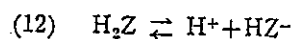
曲線 A は (10) による CaCO<sub>3</sub> の溶解度。細い実線は溶液中の全炭酸物質の活量が 10<sup>-2</sup> から 10<sup>-6</sup> までのいろいろの値をとったとき pH の変化によって CaCO<sub>3</sub> と平衡にある溶液中の [Ca<sup>++</sup>] がどのように変るかを示した曲線である。曲線 CaZ は pK<sub>H<sub>2</sub>Z</sub> = 5, pK<sub>HZ<sup>-</sup></sub> = 10, S<sub>CaZ</sub> = 10<sup>-7</sup> としたときのローモンタイトの溶解度。

をあげることにする。なお、Ca-沸石の溶解度とか、溶液中に存在するはずである沸石酸としての解離恒数などはほとんど調べられていないので、いくつかの仮定をおいて話を進めることになる。

Ca-沸石の珪酸アルミニウムの骨格を Z で現わすと、CaZ の溶解は次のように書かれる。



沸石酸 (H<sub>2</sub>Z) は次のように 2 段に解離する。



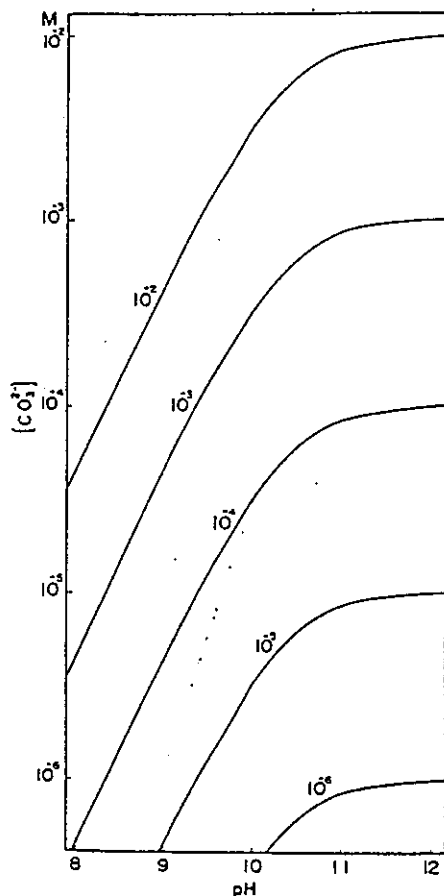
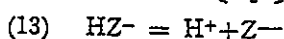


図3 溶液中の全炭酸物質の活量が  $10^{-2}$  から  $10^{-6}$  までの値をとったとき、pHによって  $[\text{CO}_3^{2-}]$  がどのように変るかを示す図。

$$(12') \quad K_{\text{H}_2\text{Z}} = \frac{[\text{H}^+][\text{HZ}^-]}{[\text{H}_2\text{Z}]}$$



$$(13') \quad K_{\text{HZ}^-} = \frac{[\text{H}^+][\text{Z}^-]}{[\text{HZ}^-]}$$

Ca-沸石が pH によってどのように溶解するかは (11') から (13') までの関係と、溶液中での電気的中性との関係から、 $\text{CaCO}_3$  の場合と同様に次の式で与えられる。

$$(14) \quad [\text{Ca}^{++}] = \sqrt{S_{\text{CaZ}}} \sqrt{1 + \frac{[\text{H}^+]}{K_{\text{HZ}^-}} + \frac{[\text{H}^+]^2}{K_{\text{H}_2\text{Z}}K_{\text{HZ}^-}}}$$

(14) の根号内の第1項は  $[\text{Z}^-]$ 、第2項は  $[\text{HZ}^-]$ 、第3項は  $[\text{H}_2\text{Z}]$  に依存している。(5) と類似の関係から、 $\text{H}_2\text{Z}$  の第1段の酸解離定数 ( $\text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}}$ ) は (14) の根号内の第2項と第3項が等しくなったときの pH である。

$$\frac{[\text{H}^+]}{K_{\text{HZ}^-}} = \frac{[\text{H}^+]^2}{K_{\text{H}_2\text{Z}}K_{\text{HZ}^-}}$$

$$K_{\text{H}_2\text{Z}} = [\text{H}^+] \quad (\text{または } \text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}} = \text{pH})$$

pH が  $\text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}}$  より小さくなると (14) は次のようになる。

$$[\text{Ca}^{++}] = \sqrt{\frac{S_{\text{CaZ}}}{K_{\text{H}_2\text{Z}}K_{\text{HZ}^-}}} [\text{H}^+]$$

$\text{pH} < \text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}}$  では急激に沸石の溶解が進むことになり、Ca-沸石は不安定となる。沸石は pH が 5 以下の条件ではほとんど発見されていないので、pH 5 附近から急激に溶解度が大きくなっているものと想像される。いま仮りに  $\text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}} = 5$  においても大きな誤りはないであろう。 $\text{HZ}^-$  の酸解離定数  $\text{p}K_{\text{HZ}^-}$  は (7) と類似の関係から (14) の根号内の第1項と第2項が等しくなったときの pH である。

$$1 = \frac{[\text{H}^+]}{K_{\text{HZ}^-}} \quad (\text{又は } \text{p}K_{\text{HZ}^-} = \text{pH})$$

(14) は次のように変形される。

$$[\text{Ca}^{++}] = \sqrt{2S_{\text{CaZ}}}$$

$\text{pH} > \text{p}K_{\text{HZ}^-}$  の領域では (14) は次のようになる。

$$[\text{Ca}^{++}] = \sqrt{S_{\text{CaZ}}}$$

$\text{p}K_{\text{HZ}^-}$  の評価はかなり困難である。 $\text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}}$  と  $\text{p}K_{\text{HZ}^-}$  の差が小さい場合は図4Aのような形の曲線となり、その差が大きい場合は B・C のような形の曲線となる。 $\text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}}$  と  $\text{p}K_{\text{HZ}^-}$  の差が大きいつきは (14) の根号内の第2項が  $[\text{Ca}^{++}]$  の大きさを支配することになり、云いかえると  $\text{HZ}^-$  の形が反応の主役を演じていることになる。Ca-沸石では  $\text{p}K_1$  と  $\text{p}K_2$  の差が大きいと思われる

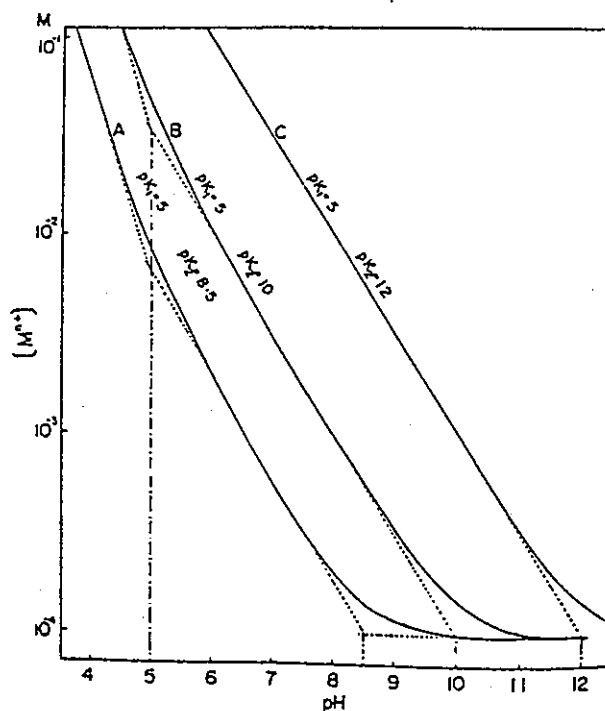


図4. Ca-沸石の溶解度曲線

$\text{p}K_{\text{H}_2\text{Z}} = 5$  のとき  $\text{p}K_{\text{HZ}^-}$  が 8.5, 10, 12 のそれぞれの値をとると曲線 A, B, C のような溶解度曲線が得られる。

間接的な証拠がいくつかあり、その代表的な例は丹沢山地の pH が高い地下水の成因である。

#### ローモンタイトと方解石の安定関係

丹沢山地では岩石中に生じた無数の割れ目を満して、ローモンタイトが他の鉱物をほとんど伴わずに産出している。これまでに下記のような沸石脈を認めている。

- ローモンタイト 脈 (大部分の沸石脈)
- ローモンタイト + (方解石)\* 脈
- ローモンタイト + (石英) 脈
- スティルバイト 脈 (細脈に多い)
- スコレサイト 脈 (細脈に限る)
- モルデナイト + (石英) 脈
- ヒューランダイト + (方解石) + (石英) 脈
- ナトーライト 脈

Ca-沸石が何故ほとんど他の鉱物を伴わずに産するのかが問題である。

ローモンタイトに関する恒数として、次のものを仮定する。

$$(15) \begin{cases} pK_{H_2Z} \approx 5 \\ pK_{HZ^-} \approx 10 \\ pK_{CaZ} \approx 7^{**} \end{cases}$$

(15) を (14) に代入して、CaZ の溶解度曲線を求め図 2 に記入した。図 2 を模式的に単純化したものが図 5 である。図 5 において、領域 A ではローモンタイトも方解石も不安定である。領域 B ではローモンタイトのみが安定である。領域 C ではローモンタイトも方解石も安定であるが、若しく炭酸物質が少くなると方解石が消失することもある。領域 D は炭酸物質の濃度が大きければ方解石が安定に存在出来るが、ローモンタイトは不安定である。図 5 でも溶液の pH が鉱物の共生関係に重要な要素となっている事がうかがえるであろう。

ZEN (1961) は系内の  $PCO_2$  が大きい条件では  $CaCO_3$  を含む鉱物組合せ、 $PCO_2$  が小さい条件で Ca-沸石を含む組合せが生ずることを明らかにした。しかし、これは solid-gas の反応系において確かに成立するであろうが、 $CO_2$  が水溶液中で pH によってその溶存状態を変化させ、鉱物の安定関係に影響するような系では認める事が出来ない。ZEN が考察したような鉱物組合せを溶液内の反応の結果として取扱うには  $PCO_2$  の代わりに  $[CO_3^{2-}]$  を外部条件として採用しなければならない。より具体的な因子として溶液中の全炭酸物質の活量と pH を用いた

\* ( ) は少い事を意味する。

\*\* 予備的な実験で求めた。詳しくは後に発表の予定。

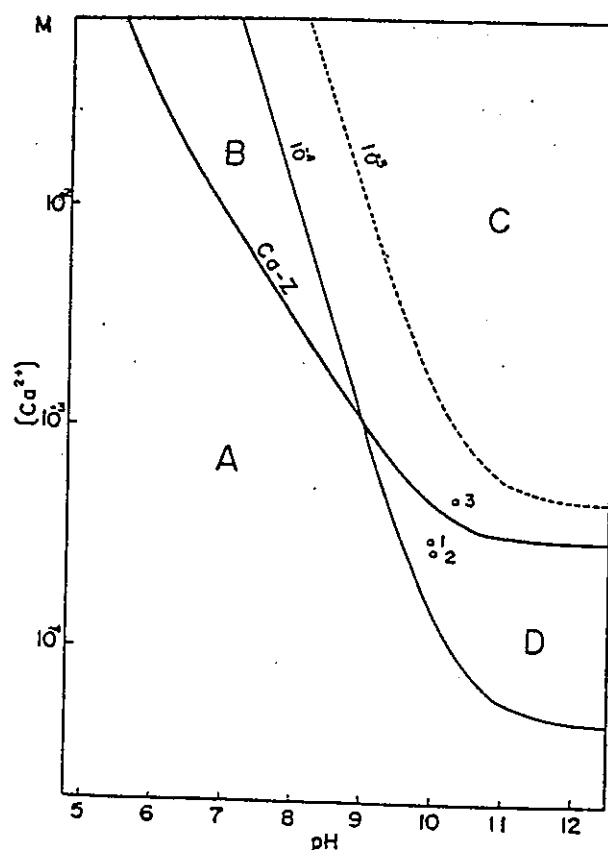


図 5 方解石とローモンタイトの溶解度曲線

溶液中の全炭酸物質が  $10^{-6}$  M/l の活量のときは方解石とローモンタイトの溶解度曲線は交わらない。ローモンタイトのみの安定な領域 B が広がる。全炭酸物質が  $10^{-4}$  M/l のときは方解石の領域が広がり、領域 B が狭められる。領域 D ではローモンタイトは不安定となり(16)の反応が起こり得る。図中に投影した点は丹沢中川温泉の分析値である。3 点はローモンタイトの溶解度曲線に近く、溶液中の  $[Ca^{++}]$  はローモンタイトの溶解度で支配されている事を示している。3 点の no. は表 1 の no. と同じ。

方が理解しやすい。  $CaCO_3$  を含む鉱物組合せになるように  $PCO_2$  を大きくすれば、図 1 に示したように pH はますます低下して、 $[CO_3^{2-}]$  を増すことにはならないので、 $CaCO_3$  は安定ではなくなってしまう。溶液内の全炭酸物質の活量が大きくても、図の領域 B に対応する pH (5~7) の範囲では Ca-沸石は安定に存在出来る。ELLIS (1961) は Wairakei 地域のボーリング孔内の pH 5.5 の熱水中で Ca-沸石の合成に成功しているが、それは領域 B に相当する条件であろう。

表 1

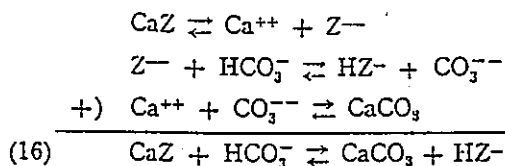
[No.]	1	2	3
	信玄館源泉	町営源泉	北沢源泉
泉温 (°C)	32.9	32.3	39.6
pH	9.9	10.0	10.3
RpH	7.7		8.1
	Mol/l	Mol/l	Mol/l
Li <sup>+</sup>	1.26×10 <sup>-6</sup>	9.4 ×10 <sup>-6</sup>	4.7 ×10 <sup>-6</sup>
K <sup>+</sup>	4.89×10 <sup>-6</sup>	3.37×10 <sup>-5</sup>	2.15×10 <sup>-5</sup>
Na <sup>+</sup>	6.65×10 <sup>-3</sup>	5.78×10 <sup>-3</sup>	8.61×10 <sup>-3</sup>
Ca <sup>2+</sup>	4.97×10 <sup>-4</sup>	4.37×10 <sup>-4</sup>	8.40×10 <sup>-4</sup>
Mg <sup>2+</sup>	2.00×10 <sup>-5</sup>	9.9 ×10 <sup>-6</sup>	
Fe <sup>2+</sup>	2.7 ×10 <sup>-6</sup>		
Fe <sup>3+</sup>			8.0 ×10 <sup>-7</sup>
Al <sup>3+</sup>	2.5 ×10 <sup>-6</sup>		1.2 ×10 <sup>-6</sup>
Cl <sup>-</sup>	1.26×10 <sup>-3</sup>	9.83×10 <sup>-4</sup>	1.74×10 <sup>-3</sup>
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2.71×10 <sup>-3</sup>	2.27×10 <sup>-3</sup>	3.55×10 <sup>-3</sup>
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5.35×10 <sup>-4</sup>	5.68×10 <sup>-4</sup>	4.94×10 <sup>-4</sup>
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	2.74×10 <sup>-4</sup>	3.41×10 <sup>-4</sup>	2.97×10 <sup>-4</sup>
OH <sup>-</sup>	8.51×10 <sup>-6</sup>	1.00×10 <sup>-4</sup>	2.00×10 <sup>-4</sup>
HBO <sub>2</sub>	3.01×10 <sup>-5</sup>	3.01×10 <sup>-6</sup>	9.62×10 <sup>-6</sup>
SiO <sub>2</sub>	6.41×10 <sup>-4</sup>		7.69×10 <sup>-4</sup>
イオン強度 Ca <sup>2+</sup> の活 動度係数 [Ca <sup>2+</sup> ]	1.10×10 <sup>-2</sup> 6.17×10 <sup>-1</sup> 3.06×10 <sup>-4</sup>	9.86×10 <sup>-3</sup> 6.33×10 <sup>-1</sup> 2.77×10 <sup>-4</sup>	1.55×10 <sup>-2</sup> 5.62×10 <sup>-1</sup> 4.71×10 <sup>-4</sup>

丹沢山地の pH=10 の地下水の成因

表1は西丹沢中川温泉の泉質の分析表である(大木, 他8名(1964), 田嶋, 平野(1966)). 泉質の特徴はpHが10に達する事と, 検水を十分に空気と接するようかくはんするとpHが8まで低下する(RpH=8)事である. pHとRpHの差が2にもおよぶ程大きい地下水の例は稀である. これは中川温泉の地下水が著しくCO<sub>2</sub>に対して不飽和の状態にあり, 地下水のpHが炭酸物質の溶存状態によって支配されている事を物語っている. pH8以上の水溶液中では炭酸物質はHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>とCO<sub>3</sub><sup>2-</sup>の形で溶存し, この系のpHは(7)に従って, [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]/[HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>]により決められている. pHが増大するためにはHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>のH<sup>+</sup>が除去されてCO<sub>3</sub><sup>2-</sup>に転化されなければならない. pHを調節する際の演出者は沸石である事を次に示そう.

丹沢山地のように緻密な岩石よりなるところでは, 地下水は岩石中の割れ目を通してのみ流動が許される. 割れ目の中には無数のCa-沸石(主にローモンタイト)が

あって, 地下水は沸石と十分に接することが出来る. ローモンタイトはその溶解度曲線に沿ってpH10付近では10<sup>-4</sup>M/l(活量)だけ溶離している. 事実中川温泉の分析値より[Ca<sup>2+</sup>]を図2(又は図4)に投影するとローモンタイトの溶解度曲線に近いところに位置し, 地下水中の[Ca<sup>2+</sup>]はローモンタイトの溶解によって支配されている事がうかがえる. 地下水中の[CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]が10<sup>-4</sup>M/l程度であればCaCO<sub>3</sub>が沈澱出来る. 地下水中に主としてHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>の形で存在していた炭酸物質のH<sup>+</sup>はZ<sup>-</sup>に結びつきHZ<sup>-</sup>になる. HZ<sup>-</sup>は固体酸であるから, 流動して行く地下水からH<sup>+</sup>が除去され[CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]が増大してpHが上昇する. [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]が多くなるとCaCO<sub>3</sub>が沈澱し, pHを余り上昇させないような働きをする. これらの反応は次のようにまとめることが出来る.



丹沢山地の地表近くではCa-沸石が徐々に溶解し, モンモリロナイトやカオリナイトに変化し, 方解石が晶出している過程にある. 中川温泉の深さ60mのボーリング孔底に落した繩に方解石の大きな結晶が晶出していたものが採集されているが, (16)の反応の結果であろう.

Ca-沸石以外にNa-沸石やNaを含む粘土鉱物があると, Na<sup>+</sup>が溶離して来るであろう. Na<sup>+</sup>やCa<sup>2+</sup>は本質的にはpHに無関係の陽イオンであるが(8), CaCO<sub>3</sub>が難溶性の塩であるので溶液内のCO<sub>3</sub><sup>2-</sup>をうばって[CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]/[HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>]の比率を増大させないように振舞う. Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>は非常に大きな溶解度を持つので, 系内の[CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]を増大出来るためpHが上昇するはずである.

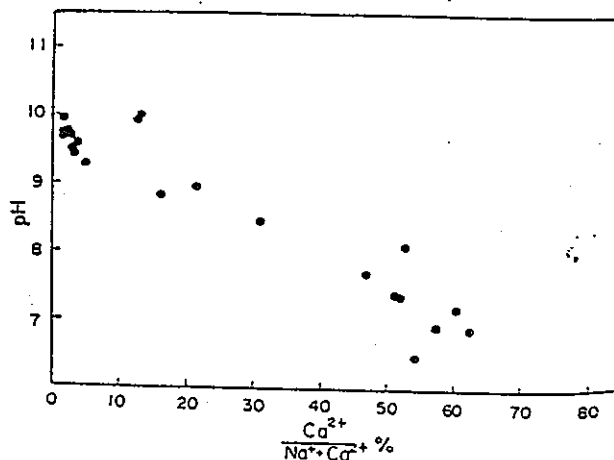


図6 丹沢山地の温泉, 鉱泉のpHとCa<sup>2+</sup>/Na<sup>+</sup>+Ca<sup>2+</sup>(モル比)(大木他8名, 1964)

図6は丹沢山地の温泉・鉱泉のpHとCa<sup>++</sup>/Na<sup>+</sup>+Ca<sup>++</sup>の関係を示したものであり、Na<sup>+</sup>の多い地下水ほど相対的にpHが高いことが明瞭である(大木, 他8名(1964)).

#### おわりに

ローモンタイトのpK<sub>HZ</sub><sup>-</sup>が余り小さいとHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>よりH<sup>+</sup>を受容することが出来ない(pK<sub>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></sub>=10.3). 10<sup>-4</sup>M/l程度の[HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>]溶液をローモンタイト中に流すとpHが上昇する事が予備的な実験で知られている. 小林(1963)がシリカゲルやシリカアルミナゲルの表面酸性度を測定して, このような物質(固体酸)のpK<sub>1</sub>とpK<sub>2</sub>が大きく離れている事を示している. おそらく沸石酸のpK<sub>2</sub>は10よりも大きいであろう.

丹沢山地のCa-沸石脈には何故ローモンタイトのような比較的高温の物理条件を代表する沸石が多いのかはまだ説明出来ない. 丹沢山地の中心部は100~200°Cの熱水活動があり得たに違いないが, 東丹沢の地層が100°C以上になるような深さに達するには2,500~3,000m以上埋没されなければならないが, 余り可能ではないように思われる(ヒューランドイト帯). ローモンタイトを主として晶出させた熱水活動のときの溶液中の[CO<sub>3</sub><sup>-</sup>]は10<sup>-8</sup>M/lより稀薄であったと思われる. 方解石がほとんど脈に含まれていないことが主な理由である. pHは5以上であり, 炭酸物質はHCO<sub>3</sub><sup>-</sup>のような弱酸の形で存在していても, ローモンタイトのpK<sub>HZ</sub><sup>-</sup>が大きいため容易にCO<sub>3</sub><sup>-</sup>の形に転化されて, pH9~11程度になっていたものと想像される. 溶存成分の比率は現在の丹沢の温泉の比率に近く, 高温であったから酸化物の形で現れずとSiO<sub>2</sub>やAl<sub>2</sub>O<sub>3</sub>により富んでいたことと思う.

沸石は低いpKの系では強い酸として働き, 高いpKの系では強い塩基として働きうる性質を持つ. 溶解度が小さいので, 通常はこのような性質をひそめているが, 反応する相手によっては活ばつに働き, Ca-沸石と方解石の例のような興味ある現象を見せるものであろう. 地下水中のpHは見掛上炭酸物質の溶存状態によっているが, SILLEN(1963)が海水のpHの問題で主張したように, 粘土鉱物・沸石・コロイドなどの固体酸~塩基が重要な役割を演じているのであろう.

#### 謝 辞

固体の酸・塩基の問題については東京大学物性研究所の田村正平先生, 静岡大学の木本昭八郎氏から有益な助言と討論をいただいた. Ca-沸石と方解石に関する鉱物

組合せの問題は東京大学の都城秋穂先生によって, ZEN(1959, 1961)の研究の詳細を知ることが出来, この研究の出発点となった. 東京大学地震研究所の松田時彦助教授, 横浜国立大学の見上敬三助教授からは丹沢の地質について教えて頂いたことが多かった. 以上の方々に厚くお礼申し上げる.

#### 参 考 文 献

- CHAREOT, G. (1957) L'analyse Quantitative et les Réactions en Solution. *Masson et Cie, Paris*. 曽根, 田中の訳あり. (共立出版).
- COOMBS, D. S. (1954) The Nature and Alteration of Some Triassic Sediments from Southland, New Zealand. *Trans. Roy. Soci. New Zealand*, vol. 82, p. 65-109.
- et al (1959) The Zeolite Facies, with comments on the Interpretation of Hydrothermal Syntheses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 17, 53-107.
- ELLIS, A. J. (1961) Mordenite Synthesis in a Natural Hydrothermal Solution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 19, p. 145-146.
- GARRELS, R. M. (1960) Mineral Equilibria. *Harper, New York*.
- and CHRIST, C. L. (1965) Solutions, Minerals, and Equilibria. *Harper, New York*.
- 飯島東, 歌田実(1965a) 堆積岩中のPhillipsite, analcite, laumontiteについて. *地質雑*, vol. 71, no. 833, p. 56-65.
- (1965b) 堆積岩中のclinoptilolite, heulandite, mordenite, erionite その他の沸石類. *地質雑*, vol. 71, no. 884, p. 138-147.
- 小林純一(1963) 吸着された指示薬の吸収スペクトルによる固体の表面酸性度の決定法. *日本化学雑*, vol. 84, no. 1, p. 25-28.
- 大木靖衛他8名(1966) 丹沢山地の温泉, 鉱泉. *神奈川温研報告*, no. 2, p. 19-37.
- SILLEN, L. G. (1963) How has Sea Water got its Present Composition? *Svensk Kemisk Tidskrift*, vol. 75, no. 4, p. 161-177. 松井義人訳, *化学領域*, vol. 18, no. 10, p. 1-13.
- 田嶋緒子, 平野富雄(1966) 神奈川県温泉研究所分析集(その1). *神奈川温研報告*, no. 3.
- ZEN, E. An. (1959) Clay Mineral-Carbonate Relations in Sedimentary Rocks. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 257, p. 29-43.
- (1961) The Zeolite Facies: An Interpretation. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 259, p. 401-409.



## Stability of Calcium Zeolite and Calcite in Carbonated Solution

Yasue ÔKI and Tamio HIRANO

### Abstract

The solubility of calcium zeolite is estimated on the following assumptions; solubility product,  $S_{CaZ}$ :  $10^{-7}$ , dissociation constants;  $pK_{H_2Z}$ : 5 and  $pK_{HZ^-}$ : 10 (Fig. 2). The stability relation of calcium zeolite

and calcite is analyzed in various total activity of carbonic matters ( $[CO_3^{--}] + [HCO_3^-] + [H_2CO_3]$ ). Value of  $[CO_3^{--}]$  mainly controls the stability of calcite. Mineral assemblages with calcium zeolite will appear in the condition of lower activity of  $CO_3^{--}$ . Where metamorphic reactions with calcite take place in aqueous solutions, we have to introduce the activity of  $CO_3^{--}$  (or total activity of carbonic matters and pH) instead of  $P_{CO_2}$ . Origin of mineral waters characterized by high pH (10) of the Tanzawa mountains is also discussed in the light of the stability relation of calcium zeolite and calcite.

⑩大木靖衛, 平野富雄, CO<sub>2</sub> 物質を含み溶液系でのCa-沸石と方解石の安定関係: 柴田秀賢  
教授退官記念論文集, p. 168~174, (1967)



グリーンタフ変動が、本質的には正規の地向斜造山運動と変わらず、現象面での両者の違いの大部分は量的なものであるということは、すでに藤田 (1973) により指摘されているが、上述の諸特徴を備えた丹沢山地の研究は、古い時代の地向斜造山帯の形成史、とくに、火成活動・変成作用・構造運動の相互関係の解明に有力な手がかりを与えるものと思われる。

また、丹沢山地を含めた南部フォッサ・マグナのグリーンタフ地域と、他のグリーンタフ地域との種々の違いの原因は、前者が前代の地向斜地域である四万十区に重なって発達しているのに対し、後者は、一度、台地化した本州区の上に発達していることによるといわれている (藤田, 1973 など) が、基盤とその上に生ずる変動との因果関係は、両地域を詳しく比較検討することにより、一層深く理解されるものと思われる。

丹沢山地の研究は上述のような意義をもっているが、その基礎となるべき同地域の層序学的研究は、岩石判定の困難さから長い間手をつけられず、むしろ、結晶片岩を含めた変成岩類の岩石学的研究が先行した。

本格的な層序学的研究は、東部地域において MIRAMI (1961) によりはじめて行なわれ、次いで、東北部地域の層序が ISHIHARA (1964)、島津ほか (1968, 1971) により解明された。そして、最近、丹沢団体研究グループ (1973, 1975, 1976) により、北部および南部地域の層序が明らかにされ、ようやく丹沢山地の新第三系\* の全貌がつかみ得る段階になった。

筆者は、1969 年以來、丹沢団体研究グループに参加し、南部および北部地域の調査に従事するとともに、他の地域を含めて個人的にも調査を行ってきた。本論では、その成果と、上述の何人かの研究者による成果、および、より狭い地域に関する多くの公表・未公表の成果を著者の考えにより対比・総合し、丹沢山地全域の地質図を編集した。

#### 謝 辞

本研究をすすめるに当たっては、終始、東京教育大学理学部地質学鉱物学教室の藤田至則助教授の懇切な御指導をいただいた。

また、丹沢団体研究グループに参加された多くの方々、とくに、赤松 陽 (東京都立綾瀬ろう学校)・伊東正喜 (東海大学第一高校)・佐瀬和義 (東京都立北園高校)・桂田 保 (山梨教育センター)・滝田良基 (京都大学)・竹越 智 (埼玉県立豊岡高校)・田中史朗 (川崎地

質 K.K.)・角田史雄 (埼玉大学)・山田誠一 (東京駒場東邦中学)・米道 博 (建設技術研究所 K.K.) の諸氏は、長年にわたり筆者とともに丹沢山地の調査をすすめられ、日常的に討論をして下さった。本研究には、これらの方々との共同研究ともいべき性格の部分が少なからず含まれている。

以上の方々に深甚の謝意を表する。

## II. 丹沢山地の地域区分

本論でいう丹沢山地とは、北および東を藤ノ木一愛川線で、西を桂川で限られた山地を指し、南は海岸平野を隔てて相模湾に臨んでいる。

この丹沢山地を、説明の便宜上、中心のハンレイ岩・石英閃緑岩複合岩体 (以後、複合岩体と略す) と大規模な断層を基準として、Fig. 2 のように、A~G の 7 地域に区分し、C 地域はさらに断層を境として、C<sub>1</sub>~C<sub>2</sub> に細分する。

## III. 新第三系の基盤

丹沢山地の内部には、新第三系の基盤となる岩石は露出していない。

かつて、ISHIHARA (1964) は、複合岩体周辺に分布する結晶片岩類を基盤の一部と考えたが、後述するように、この結晶片岩類は、新第三系を原岩とするもので、基盤ではない。

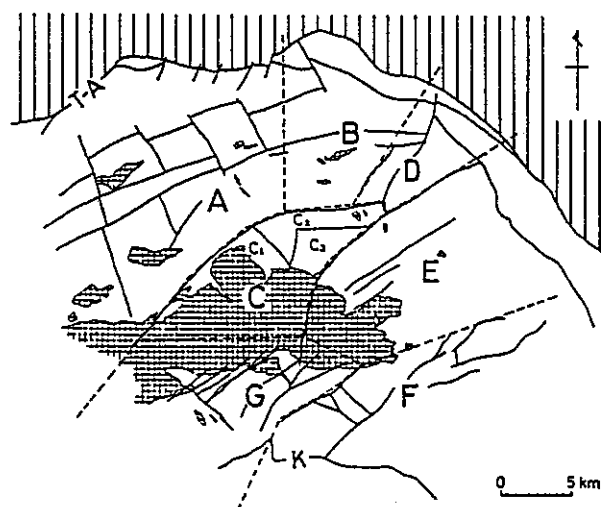


Fig. 2. Subdivision of the Tanazawa Mountains. The terrains of the Kobotoke group (vertically hatched) and the gabbro-diorite complex (lattice) are illustrated together with main disjunctive structures.

T-A : Tōnoki-Aikawa line  
K : Kannawa fault.

\* 後述するように、丹沢山地のグリーンタフの一部は古第三系にかかる可能性もあるが、本論では、説明の便宜上、一括して新第三系と呼んでおく。

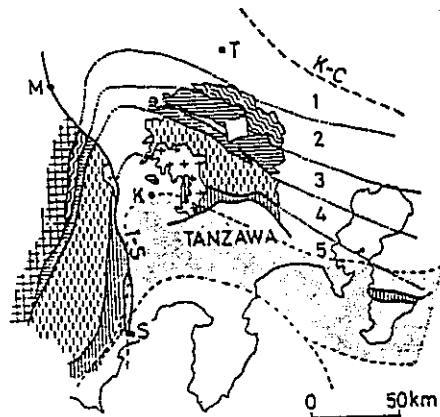


Fig. 3. Zonal arrangement of the pre-Neogene systems.

- 1. Ryoike belt 2. Sambagawa belt 3. Chichibu belt 4. Northern Shimanto belt 5. Southern Shimanto belt
- K-C: Kashiwazaki-Choshi line I-S: Itoi-gawa-Shizuoka line Shaded part: Miura-Mineoka metamorphic zone of FUJITA, 1970.

丹沢山地の外側には、藤ノ木-愛川線を境として、北側および東側に四万十帯南帯に属する小仏層群が広く分布し、その時代は白亜紀と推定されている(藤本, 1931)。一方、糸魚川-静岡構造線の西側には、同じく四万十帯南帯に属する瀬戸川層群が分布し、その主体は古第三紀に属するといわれている(MATSUMOTO, 1966 その他)。したがって、丹沢山地の新第三系の直接の基盤が白亜系~古第三系であろうということは、一般に認められている(Fig. 3)。

藤田(1970)は、西太平洋の島弧外帯の比較構造論的研究にもとづき、嶺岡地域から丹沢地域をへて富士川流域に至る四万十帯前縁部に、白亜紀~古第三紀前~中期の間に、高圧低温型の広域変成作用があったと推定し、それを嶺岡・三浦変成帯と名付けた。藤田がこの変成作用の産物とみた千葉県鴨川の変成岩の K-A 年代が 38 m. y. であることは(吉田, 1974)、この仮説に都合がよい。また、丹沢山地北部の田中川上流に分布する岩脈中にゼノリスとして見出された角閃石岩(佐瀬ほか, 1974)は、藤田が上記の変成帯にともなう火成岩とみた、瀬戸川地域や三浦・嶺岡地域の超塩基性岩類と同様の意味をもつものかもしれない。

したがって、丹沢山地の新第三系の直接の基盤は、白亜系~古第三系か、もしくはそれを原岩とした高圧低温型の広域変成岩であろう。現地表面から上述の基盤までの深さに関しては直接的な資料はない。

松田(1968)は、爆破地震データと重力分布データから、丹沢山地の後期新生代層の基底を地表下 10 km ほどと推定して地殻断面図を描いているが、これらのデータについては別の解釈もあり(YAMASHITA & FUJITA, 1973)、確定していない。

また、基盤と新第三系の関係についても相反する考えがある。すなわち、松田(1962)は、南部フォッサ・マグナの西縁において、古第三系の瀬戸川層群と新第三系の竜爪層群が構造的に調和していること、両層群中の火山岩類の性質が類似していることなどから、南部フォッサ・マグナ地域は、古第三紀から新第三紀にかけて連続して沈降の場にあったと考えた。これに対して、藤田ほか(1968)は、瀬戸川層群と竜爪層群の構造の違い、および火成活動の意味の違いを指摘するとともに、南部フォッサ・マグナ地域の外縁(秩父・内山・守屋・掛川など)に分布する新第三系の最下部層の層相や基盤との関係から、新第三紀初期直前に、南部フォッサ・マグナ地域は広く海面上に姿を現わしており、浸食の場であったと述べた。前者にしたがえば、基盤と新第三系は整合となり、後者にしたがえば不整合となる。

#### IV. 新第三系の層序および時代

##### A. 層序対比の基準とデータの出处

丹沢山地を構成する岩石は、大部分が、海成の緑~暗緑色を呈する中~塩基性の溶岩および火山砕屑岩であり、水平および垂直方向の岩相変化が著しい。加えて、対比に有効な化石もほとんど産しないため、異なる研究者により地域ごとにたてられた層序を対比することは必ずしも容易ではない。

筆者の経験からは、上述の中~塩基性の溶岩および火山砕屑岩に夾在する白色の石英安山岩質火砕岩が、唯一の有効な鍵層である。これは、地域によっては、部層として独立させることができるほど、まとまった厚さで産する場合もある。

また、部層単位で見ると、いずれの地域も火山礫凝灰岩~火山角礫岩の粗粒火砕岩類を主体とし、時に溶岩をともなう部層(火山活動の活発な時期を示す)と、泥質岩を含めた細粒火砕岩類を主体とした部層(火山活動の静穏な時期を示す)のくり返しと見ることができるので、このサイクルは、部層単位の対比を行なう際の基準とすることができる。

これらを基準として、A~Gの各地域の対比を行なった結果が Table 1 であり、本論で説明の便宜上利用する全域を通じての累層名は、同表の左欄に T<sub>1</sub>~T<sub>7</sub>, A<sub>1</sub>~



からみても、構造からみても、その付近に不整合を考えねばならない根拠はなく（丹沢団体研究グループ、1975）、それらの異質礫の産出層準も、筆者の層序表からすると同一とはならない。

T<sub>1</sub>~T<sub>7</sub> 累層の中で不整合が存在するとすれば、可能性のあるのは、F~G 地域の T<sub>4</sub> 累層より上位の部分である。その根拠は次のとおりである。T<sub>4</sub> 累層以上の地層は、E・F 両地域の境界から南側では一般に薄く、部層によっては尖滅している。したがって、T<sub>4</sub> 累層以上の地層は、F~G 地域ではもともと薄かったか存在しなかった可能性があること、T<sub>4</sub> 累層以上の地層が A 地域や E 地域と同様に厚く堆積したとすれば、F~G 地域の南限を画する神繩断層の落差を著しく大きなものと考えねばならないこと、G 地域に断層で囲まれた小区域に分布する白倉沢層は、層相から T<sub>4</sub> 累層より上位と考えられるが、その構造が T<sub>4</sub> 累層以下のそれと不調和であること（丹沢団体研究グループ、1975）などである。

4. 丹沢層群と足柄層群の関係 F~G 地域に広く分布する足柄層群（A<sub>2</sub> 累層）は、T<sub>4</sub> 累層と逆断層で接するため、層序関係は不明であるが、化石から推定される両者の時代に間隙があること（後述）、すでに述べたように、G 地域は他地域より早期に隆起した可能性が強いことから、本来不整合と考えられる。ISHIHARA (1964) の付図には、F 地域の中津川下流で、両者がかかなり広く不整合で接するように描かれているが、これに関する説明は全くなされておらず、筆者もまだ確認していない。

C. 時代

T<sub>1</sub>~T<sub>7</sub> 累層は火山岩および火山砕屑岩を主体としており、極めて化石に乏しいが、いくつかの地点から下~中部中新統を指示する *Lepidocyclina* が見いだされている（加藤、1910；HANZAWA, 1931；見上、1955；柴田、1957；島津ほか、1971；相原、1975）。それらの産出層準は、筆者の層序区分によると、T<sub>2b</sub>~T<sub>6c</sub> 部層に相当する。

*Lepidocyclina* は、本州中央部では、大部分、下部中新統に産することから、一般に Burdigalian を指示するといわれている。しかし、伊豆の下白岩のように、中部中新統上部と考えざるを得ないものもあり（池辺、1972）、その場合は *Miogypsina* をともなっている。丹沢山地でも T<sub>4</sub> 累層以上に産するものは *Miogypsina* をともなうこと、*Lepidocyclina* を産出する地層が厚さ 6,000m を超えることから、上部は中部中新統に属すると考えてよいであろう。

T<sub>3a</sub> 部層以下の地層は、E~G 地域で厚さ 3,000m を

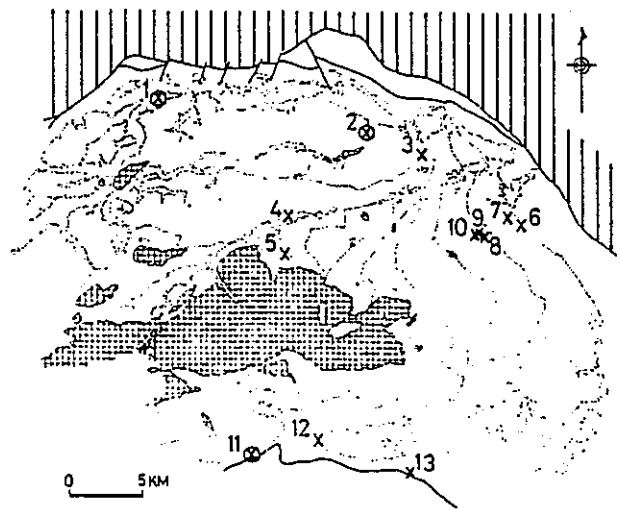


Fig. 4 Localities of *Lepidocyclina* (cross) and *Myogypsina* (open circle) in the Tanzawa mountains.

1. Mt. Rimpō, south of Ōtsuki city. From the limestone lens intercalated in T<sub>4</sub> tuff (YAMANASHI PREFECTURE, 1970).
2. Sakurai, Akiyama village. From the limestone lens intercalated in T<sub>5</sub> tuff (TANAKA, 1972 MS).
3. Obune, Fujino town. From the limestone boulder (T<sub>3</sub>?) (SHIBATA, 1957).
4. Ōguri, Dōshi, village. From the calcareous lapilli tuff boulder (T<sub>4</sub>?) (SHIBATA, 1957).
5. Mt. Kanyūdo. From the limestone bed intercalated in T<sub>3c</sub> tuff (AIIHARA, 1975).
- 6,7. Ochiai, Miyagase village. From the limestone lens intercalated in T<sub>6</sub>-conglomerate (MIKAMI, 1955).
- 8-10. The middle course of Riv. Hayato. From T<sub>5</sub> lapilli tuff (10 is a boulder) (SHIBATA, 1957).
11. Valley Moroto, a branch of Riv. Shiozawa. From the limestone boulder (T<sub>4</sub>?) (KATO, 1910).
12. Hitotō, the upper stream of Riv. Minase. From the limestone lens intercalated in T<sub>4</sub> tuff (KATO, 1910；HANZAWA, 1931).
13. Valley Kayanuma, a branch of Riv. Nakatsu. From the limestone lens intercalated in T<sub>4</sub> tuff-breccia (KATO, 1910；HANZAWA, 1931).

超えるが、示準化石が全く見いだされていないので、時代を決定できない。本論では、先に断ったように、T<sub>1</sub> 累層を含めて便宜上「新第三系」として扱っているが、

一部が漸新世にかかる可能性も否定できない。

一方、正常堆積物を主体とする  $A_1$ ・ $A_2$  果層は、化石を多産するので、ほぼその時代が決定されている。すなわち、 $A_1$  果層は *Operculina* を産することから上部中新統に (福田・篠木, 1952),  $A_2$  果層は貝化石群集から下部鮮新統に対比されている (横山, 1921; 津屋, 1942; OTUKA, 1931; KUNO, 1951)。

#### V. 新第三系の層相および層厚

Table 1 の層序対比表にもとづき、丹沢山地全域の地質図を編集した (Fig. 5)。

基本とした地質図は、主として W-A に挙げた文献中に付されているものと、滝田 (1974) による複合岩体とその周辺に関する図であるが、部分的には、山梨県地質図編纂委員会 (1970), SEKI *et al.* (1971), 田中 (1972 MS) も参照した。また、D 地域に関しては、赤松 陽氏より未公表の地質図をお借りした。

地域ごとの各果層・部層の層相・層厚については原論文に詳しいので、ここでは Fig. 5 にもとづいて、W で新たに定義した果層の層相・層厚変化の全体的傾向を述べるにとどめる。

**T<sub>1</sub> 果層**：玄武岩質の溶岩および同質粗粒火砕岩を主体とし、細粒火砕岩や泥岩を夾在する。溶岩は F~G 地域に発達し、pillow lava や pillow breccia もしばしば認められる。下限は複合岩体に切られて不明であるが、F~G 地域の最も厚い部分では 2,500m 以上ある。G 地域では、本果層はみかけ上西方へ向かって薄くなっている。C 地域西端では、本果層は複合岩体のルーフ・ペンダントとして産するが、B~E 地域には全く分布しない。本果層は、G 地域の大部分と、複合岩体のルーフ・ペンダントとして産出する部分では、結晶片岩化している。

**T<sub>2</sub> 果層**：安山岩~玄武岩質の細粒火砕岩を主体とするが、E~G 地域では、上部に玄武岩質溶岩~粗粒火砕岩から成る T<sub>2b</sub> 部層が分布する。本果層は E 地域で最も厚く、2,000m 以上ある。本果層は G および C<sub>1</sub> 地域では結晶片岩化している。

**T<sub>3</sub> 果層**：石英安山岩~安山岩質の細粒火砕岩を主体とし、しばしば泥質岩を夾在する。G 地域の西端部には、石英安山岩質の溶岩が分布する。T<sub>3a</sub> 部層は、石英安山岩質凝灰岩を主体とする特徴的な部層で、全域にわたって追跡することができる。本果層は全域にわたって分布し、最大層厚部は A 地域にあるが、その他の地域でも層厚に大きな差はなく、1,000m ± である。G 地域で

は、本果層の下部も一部結晶片岩化している。

**T<sub>4</sub> 果層**：玄武岩~安山岩質の溶岩および粗粒火砕岩を主体とするが、他の層準にくらべて溶岩の発達が良い。A 地域~B 地域西部では、厚い石英安山岩質凝灰岩を主体とする特徴的な部層 (T<sub>4b</sub>) が発達するため、3 部層に区分される。また、G 地域の各所で、本果層の上部に石灰岩のレンズ状小岩体を夾在することは注目に値する。本果層は、A・E 地域では 3,000m を超えるが、C・D・F~G 地域ではやや薄い。この傾向は、A 地域の T<sub>4b</sub> 部層の層厚変化によく反映されている。

**T<sub>5</sub> 果層**：玄武岩~安山岩質火砕岩を主体とするが、B・D・E 地域では溶岩もよく発達している。また、A・B・C<sub>2</sub>・D 地域では石英安山岩質凝灰岩の発達が良い。C<sub>3</sub> 地域では、礫岩を夾在し、化石を多産する特異な部層 (T<sub>5c</sub>) が分布している。その層準に関しては異論もあるが (島津ほか, 1971), ここでは相原 (1975) に従った。この礫岩中には、石英閃緑岩・チャートの円礫のほか、下位の火砕岩に由来する礫も含まれていることは注目に値する (島津ほか, 1971)。本果層は、A~B 地域で最も厚く、3,500m 以上ある。F~G 地域では、T<sub>4</sub> 果層上部以上が断層に切られているために、T<sub>5</sub> 果層の本来の分布は不明であるが、前述したように、もともと薄く、一部にしか分布しなかったと考えられる。

**T<sub>6</sub> 果層**：石英安山岩質 (浮石質) 凝灰岩を主体とし、しばしば泥岩を夾在する。E 地域では上部に砂岩・泥岩・礫岩が特によく発達するので、それらを T<sub>6b</sub> および T<sub>6c</sub> 部層として独立させた。T<sub>6c</sub> 部層の構成礫の 50% は、下位の丹沢層群の火山岩および火砕岩に由来するものである (MIKAMI, 1961)。本果層は A・B・D・E 地域に分布し、層厚変化が著しい。最も厚い部分で 2,000m 以上ある。

**T<sub>7</sub> 果層**：安山岩~玄武岩質溶岩および火砕岩を主体とするが、E 地域では泥岩を主体とする T<sub>7b</sub> 部層を夾在する。本果層は、層厚変化が著しく、E 地域では最も厚く 2,000m ± あるのに対し、A~B 地域では 1,000m 以下、部分的には 500~600m に過ぎない。

**A<sub>1</sub> 果層**：礫岩を主体とし、しばしば砂岩・泥岩を夾在する。A<sub>1a</sub> 部層は A 地域の西半部にのみ分布し、構成礫も先第三系に由来する砂岩やチャートのみであるのに対し、A<sub>1b</sub> 部層は A 地域の東半部から E 地域の北部にまで分布し、構成礫の 50% 以上は丹沢山地に由来する火山岩・火山砕屑岩・深成岩である (丹沢団体研究グループ, 1973)。本果層は、上限または下限を断層で切られているため、真の層厚は不明であるが、少なくとも 500



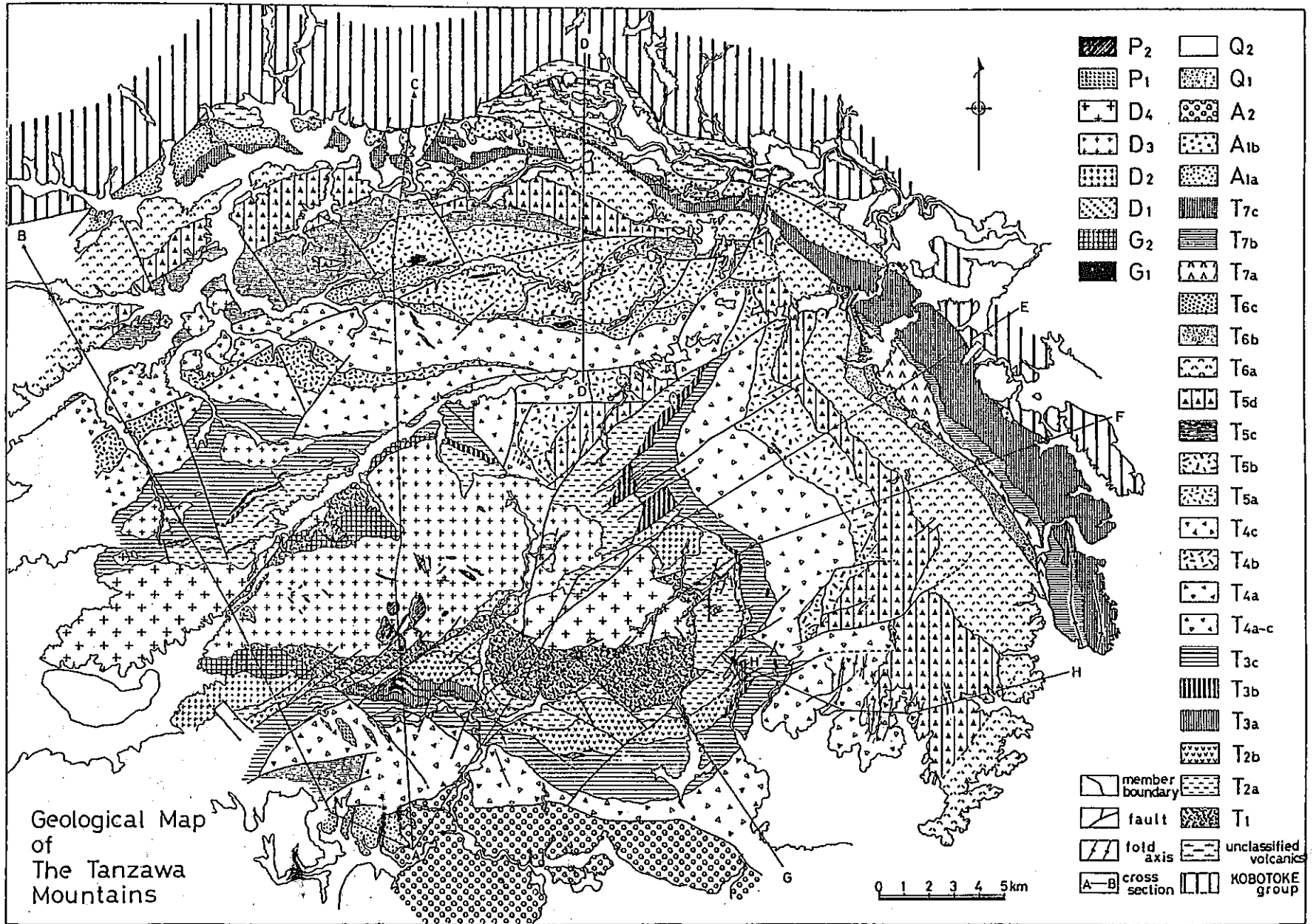


Fig. 5a. Geological map of the Tanzawa mountains.

T<sub>1</sub>-Q<sub>2</sub>: see Table I. G<sub>1</sub>-G<sub>2</sub>: dolerite and/or gabbro D<sub>1</sub>-D<sub>4</sub>: quartz diorite P<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>: porphyrite

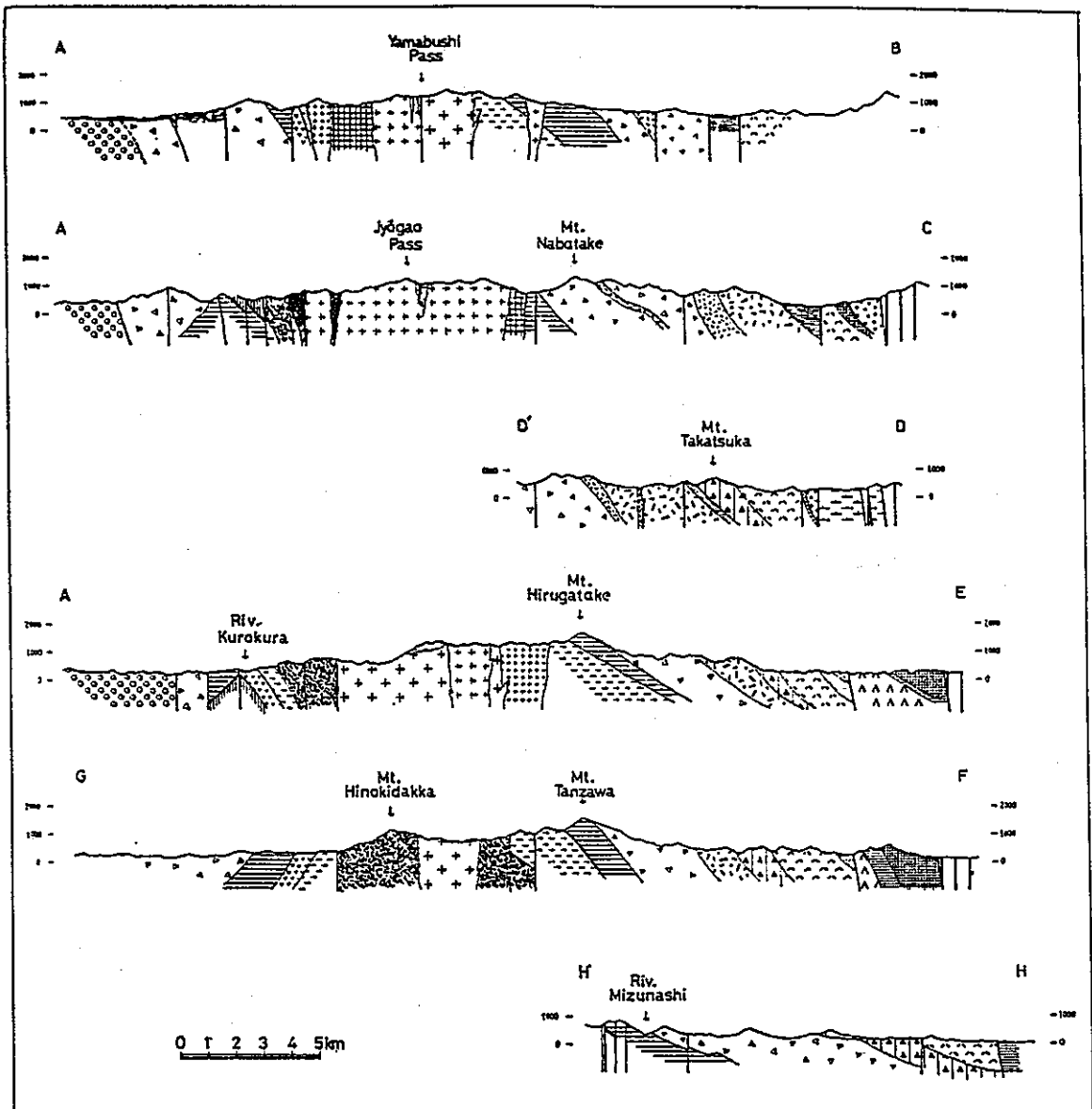


Fig. 5b. Geological cross sections of the Tanzawa mountains.

A-H : see Fig. 5a. Legends are the same of Fig. 5a.

m はある。

A<sub>2</sub> 累層：礫岩・砂岩を主体とする下部層，泥岩を主体とする中部層，礫岩を主体とする上部層に三分され (KUNO, 1951)，上部層に至って丹沢山地に由来する結晶片岩や石英閃緑岩の礫が急増し (伊東・青木, 1968)，碎屑性変成鉱物片としても，接触変成帯に由来する普通角閃石・アクチノ角閃石・黒雲母が出現する (SEKI *et al.*, 1969)。本累層は，F~G 地域東部にのみ分布し，上・下限ともに不明であるが，見かけの層厚は少なくとも 5,000m ある。

## VI. 結晶片岩類

### A. 分布

丹沢山地の結晶片岩類の分布は複合岩体の周辺に限られ，その幅は，最も広いG地域で複合岩体のへりから約 3 km ある。

G地域の大部分では，T<sub>2</sub> 累層以下の地層の全部と，所によっては T<sub>3</sub> 累層の下部にまで片理が認められる (丹沢団体研究グループ, 1975, 1976)。しかしG地域でも，玄倉川の左岸地域では，T<sub>1</sub>・T<sub>2</sub> 累層中の片理は東方へ行くにつれて次第に不明瞭になり，小菅沢断層の手

前で消滅してしまう (相馬・吉田, 1967). C<sub>1</sub> 地域では, T<sub>1</sub> および T<sub>2</sub> 累層が結晶片岩化しているが, 佐ヶ瀬沢以西に分布するものは上部を断層で切られ, かつ, 複合岩体中にルーフ・ペンダント状に産する. A地域は T<sub>2</sub> 累層下部も一部が結晶片岩化しているが, その性格は後述するように他の結晶片岩とは異なる.

その他の地域には結晶片岩は分布していない. とくに重要なことは, G地域と同様に最下部の T<sub>1</sub>・T<sub>2</sub> 累層が広く分布する F地域において, 結晶片岩類が全く認められないことである.

### B. 構造

丹沢山地の結晶片岩類の主要な要素構造は, A地域に局部的に分布するものを除けば層面片理であり, これをさらに複雑化する重複変形は, 断層の付近やG地域のごく一部を除いては全く認められない.

この層面片理は, 再結晶作用によって生じた緑泥石あるいは角閃石類が, 層理面に平行に配列することにより形成された面構造であるが, その現われ方は, 原岩の岩相によりやや異なる. すなわち, 凝灰岩類を原岩とする場合は, 一般に片理は顕著で, 片理面は密着している. 玄倉川～中川川では, 初生的な輝石の大型自形結晶 (内部は角閃石化した仮像) を含む凝灰岩を原岩とする結晶片岩中で, その輝石結晶が回転あるいは圧延されたような産状を示す. 一方, 角礫凝灰岩や火山角礫岩類を原岩とする場合は, 一般に, 礫が扁平化して紡錘形になり, それをとりまくように, 凝灰質の基質に片理が発達している. 礫の内部には片理は一般に認められず, 基質の片理は開離して千枚岩様となっていることが多い. 塊状の溶岩や岩脈中には, 片理は認められないか, 認められても不明瞭な場合が多い.

片理面の走向は, 大局的にみれば中心部の複合岩体の輪郭に調和的であるが, 同岩体南西部の世附川本谷上流部その他の地域では, 明らかに同岩体によって切られている. しかし, 世附川本谷上流域では, 滝田 (1974) が示した複合岩体内のフォリエーションと, その南に分布する結晶片岩類の片理とがよく調和していることは興味深い.

角閃石類の定向配列によって示される線構造は, 複合岩体の付近を除くと一般に不明瞭であるが, 落しの方向は NW のものが多い.

A地域に局部的に産する結晶片岩は, 他と異なり, その片理面は地層面に大きく斜交し, 走向はほぼ N-S, 傾斜は E または W に急傾斜している (米道, 1972 MS).

結晶片岩そのものの構造ではないが, 結晶片岩地域に

限ってしばしば認められる特徴的な構造として, プーディング構造がある. これは, 凝灰岩中に夾在する薄い溶岩層や, 縞状構造を示す凝灰岩中の石英と緑れん石に富むバンドに発達し, いずれも紡錘形～ビヤ樽型のいわゆる引張型 (植村, 1971) を示す.

## VII. 進入岩類

丹沢山地には, 岩質・進入時期を異にする種々の進入岩類が多数分布している. これらのうち, 中心部に広く分布する石英閃緑岩類については, 相馬・吉田 (1966) と滝田 (1974) が詳しく記載している. 中～塩基性進入岩類については, MIKAMI (1962) が, E 地域に分布するものについて噴出岩類とともに岩型別に詳しく記載している. しかし, 他の地域に関しては, 進入岩類の詳しい研究はほとんどなされておらず, せいぜい大まかな岩質とその分布が知られているに過ぎない. Fig. 5 では, これらの進入岩類を, 粗粒玄武岩～ハンレイ岩類 (G<sub>1</sub>・G<sub>2</sub>), 石英閃緑岩類 (D<sub>1</sub>～D<sub>4</sub>), ヒン岩類 (P<sub>1</sub>・P<sub>2</sub>) に分類して示してある.

### A. 粗粒玄武岩～ハンレイ岩類 (G<sub>1</sub>)

A地域では, T<sub>2</sub>～T<sub>3</sub> 累層中に粗粒玄武岩が岩床または岩脈として多数進入している. 最も厚いものは 50m 以上あり, ハンレイ岩といってよいほど粗粒のものもしばしば認められる. 周囲の地層とともに石英閃緑岩の熱的影響を明らかに受けているものもある. これらの粗粒玄武岩は, 岩質・構造上の位置からして, 同地域の T<sub>4</sub> 累層の玄武岩類の進入相と考えられる (竹越ほか, 1974).

E地域北部では, SEKI *et al.* (1971) の地質図中に多数の粗粒玄武岩が岩床状に記されている. 粗粒玄武岩が進入している地層は, 筆者の層序区分では, A地域と同様 T<sub>2</sub>～T<sub>3b</sub> である.

E地域南部～F地域にかけては, MIKAMI (1961) が X<sub>c</sub> および c 型 diabase ないし basalt とした小進入岩体が, 多数認められる. MIKAMI は, これらの大部分が塔ヶ岳・大山両亜層群中に貫入していること, それと同じ鉱物組成・組織を示す岩片が火砕岩中に相当な割合で含まれていること, また, 石英閃緑岩の熱的影響を受けているものがあること, あるいは角閃石安山岩の小岩脈にしばしば切られていることなどから, これらの小進入岩体は, 塔ヶ岳～大山両層群 (T<sub>4</sub> 累層以下に相当) 堆積時の火砕岩の激しい噴出に密接にともなって進入したものと考えている. また, micro-uralite gabbro としているものも多数分布し, X<sub>c</sub> 型 diabase ないし basalt

と分布や鉱物組成が類似していることから、後者の粗粒岩相としている。E～F地域の塩基性侵入岩類に関するこのような事実は、A地域と極めてよく似ている。

G地域の大又沢流域では、 $T_{3a}$ 部層中に特に大規模な粗粒玄武岩の岩床が進入しているが、 $T_3$ 累層以下の地層中にも多数発達し、中には周囲の地層とともに結晶片岩化しているものもある(丹沢団体研究グループ, 1975, 1976)。また、その西方では、ハンレイ岩が縞状角閃岩(=角閃片岩)と漸移、あるいはこれとイリまじって産する(相馬・吉田, 1967)。これらの粗粒玄武岩～ハンレイ岩類の一部は、augite rock (Sueti, 1931)あるいはオーサイト(相馬・吉田, 1966)とよばれ、特異な岩相を示す。

以上の事実から、丹沢山地の $T_3$ 累層以下の地層中には、全域にわたって粗粒玄武岩～ハンレイ岩が岩床および岩脈として多数進入しており、それらは、 $T_4$ 期の玄武岩質の噴出型火山岩の地下進入相とみることができる。

#### B. $G_1$ 以外のハンレイ岩類 ( $G_2$ )

C・G地域には、石英閃緑岩と密接にともなって複合岩体を形成するハンレイ岩がみられるが、これを $G_1$ と区別して $G_2$ とする。鏡下での組織は $G_1$ と同じオフィティック組織を示すが、有色鉱物は輝石に代わって角閃石が主体となり、 $G_1$ と後述の石英閃緑岩類の中間的性質を示す。

C地域のもは角閃片岩を捕獲している(滝田, 1974)。また、これらは後述の $D_2$ ・ $D_3$ によって貫かれている。

#### C. 石英閃緑岩類 ( $D_1$ )

石英閃緑岩体のうち、G地域の結晶片岩中に餅盤状に進入しているもの(丹沢団体研究グループによる曲川沢変成石英閃緑岩体)だけは再結晶作用をうけており、進入時期が他のものに比べてやや古いと考えられるので、小規模ではあるが、 $D_1$ として独立させた。再結晶作用の結果生じた角閃石類は、周囲の結晶片岩類の片理面の方向とほぼ調和的に配列している(丹沢団体研究グループ, 1975, 1976)。

#### D. 石英閃緑岩類 ( $D_2$ ～ $D_4$ )

丹沢山地の中心には、東西にのびた長径約25km、短径4～7kmの不規則楕円形のハンレイ岩・石英閃緑岩複合岩体が分布する。このうち、ハンレイ岩部分( $G_2$ )についてはすでに述べた。

石英閃緑岩部分は、滝田(1974)によれば少なくとも18の独立した岩体からなり、産状や鏡下の特徴から10の岩型に分類される。このうち、規模からみて重要なもの

は、熊木沢型・桂ヶ丸型・ユウシン型の3つであり、Fig. 5では、これらをそれぞれ $D_2$ ・ $D_3$ ・ $D_4$ として示し、他の小規模な岩体は省略した。ただし、 $D_2$ には滝田のいう大滝沢型を、 $D_4$ には滝田が記載しなかった複合岩体西端の石割山岩体(丹沢団体研究グループ, 1973)を岩相・鉱物組成の類似から含めた。

進入の順序は $G_2$ → $D_2$ → $D_4$ → $D_3$ であるが、 $D_4$ と $D_3$ とはほとんど同時期とされている。 $D_3$ を貫く、より後期のもの(Fig. 5では省略)を含めても、全体の傾向として、新期のものほど色指数が低くなっている(滝田, 1974)。

これらの石英閃緑岩類のうち、 $D_2$ ～ $D_4$ は、その周縁部の一部で角閃片岩をゼノリスとして包有し、 $D_3$ は、 $G_1$ と同質のものを、ゼノリスまたはシュリーレン状に包有している。

以上の大規模な複合岩体以外にも、中～小規模の石英閃緑岩体が各所に点々と分布する。このうち、A地域に分布する比較的規模の大きな鹿留川岩体・菅野川岩体・生出山岩体(丹沢団体研究グループ, 1973)は、 $D_3$ に岩相が類似しており、全体としてほぼN-S方向に配列している。

B地域では、秋山川沿いのほぼE-W方向に、 $D_2$ に類似したハンレイ岩質の小規模な岩体が点々と分布している(田中, 1972 MS; 丹沢団体研究グループ, 1973)。E地域や $C_2$ 地域にもいくつかの小岩体が分布するが(MIKAMI, 1961; 島津ほか, 1971)、その性質は明らかでない。

このほか、地質図に表現できないような小規模な岩体は多数ある。

#### E. ヒン岩類 ( $P_1$ ・ $P_2$ )

ヒン岩・石英斑岩・斑状安山岩などと呼ばれている岩脈類をヒン岩として一括したが、これらの多くは一般に変成作用をうけていない。

このうち、G地域西部にNW-SE方向に群をなして分布するもの(丹沢団体研究グループによる世附川ヒン岩・石英閃緑岩複合岩体群)は、部分的には石英閃緑岩相を示し、著しい“ヤケ”をともなっているため、ヒン岩類の中ではやや古いものと考え、 $P_1$ として独立させた。その他のヒン岩類( $P_2$ )の詳しい分布や岩質はよく分かっていないが、G地域に関しては、松田(1966)や丹沢団体研究グループ(1975)が、その分布や伸びの方向を記載している。

## VIII. 地 質 構 造

丹沢山地全域の地質構造を Fig. 6 に示す。これによると、丹沢山地は、大局的には複合岩体を中心とし、それを取巻いて外側に向かって新第三系の地層が下位から上位へと順次分布するドーム状構造を呈している。しかし、F~G 地域の南部に分布する A<sub>2</sub> 累層は、このような構造と全く不調和に、山北以西で走向 NE-SW、傾斜は 30~70°W を示す。

新第三系は、大部分の地域では、30~70° で複合岩体に対して外方に傾斜した単斜構造を示すが、複合岩体に接する地域や大規模な構造帯に接する地域では、地層はしばしばほとんど直立し、逆転さえしている。褶曲構造は、とくに複合岩体の南側の逆転構造を除くと、小規模

なものが局地的に発達するのみである。

以上の構造を切って、主として NE-SW 系および NW-SE 系の大小多数の断層が発達し、全体をブロック化している。

## A. 大規模な構造帯

丹沢山地の構造を規制する大規模な構造帯としては、青根背斜と大山構造帯の2つが特に重要である。

1. 青根背斜 島津ほか (1971) が指適したもので、C<sub>1</sub>・C<sub>2</sub>・D 地域にほぼ一致する NE-SW 方向の幅約 5 km の構造帯である (Fig. 6 の◎は、この背斜の軸部にほぼ一致している)。

① E 地域の T<sub>2</sub> 累層以下の地層は、この構造帯の南縁を画する長者舎断層 (Fig. 6, C) に近づくにつれて一様に北東に張り出し、一部は逆転している。逆転帯の幅は

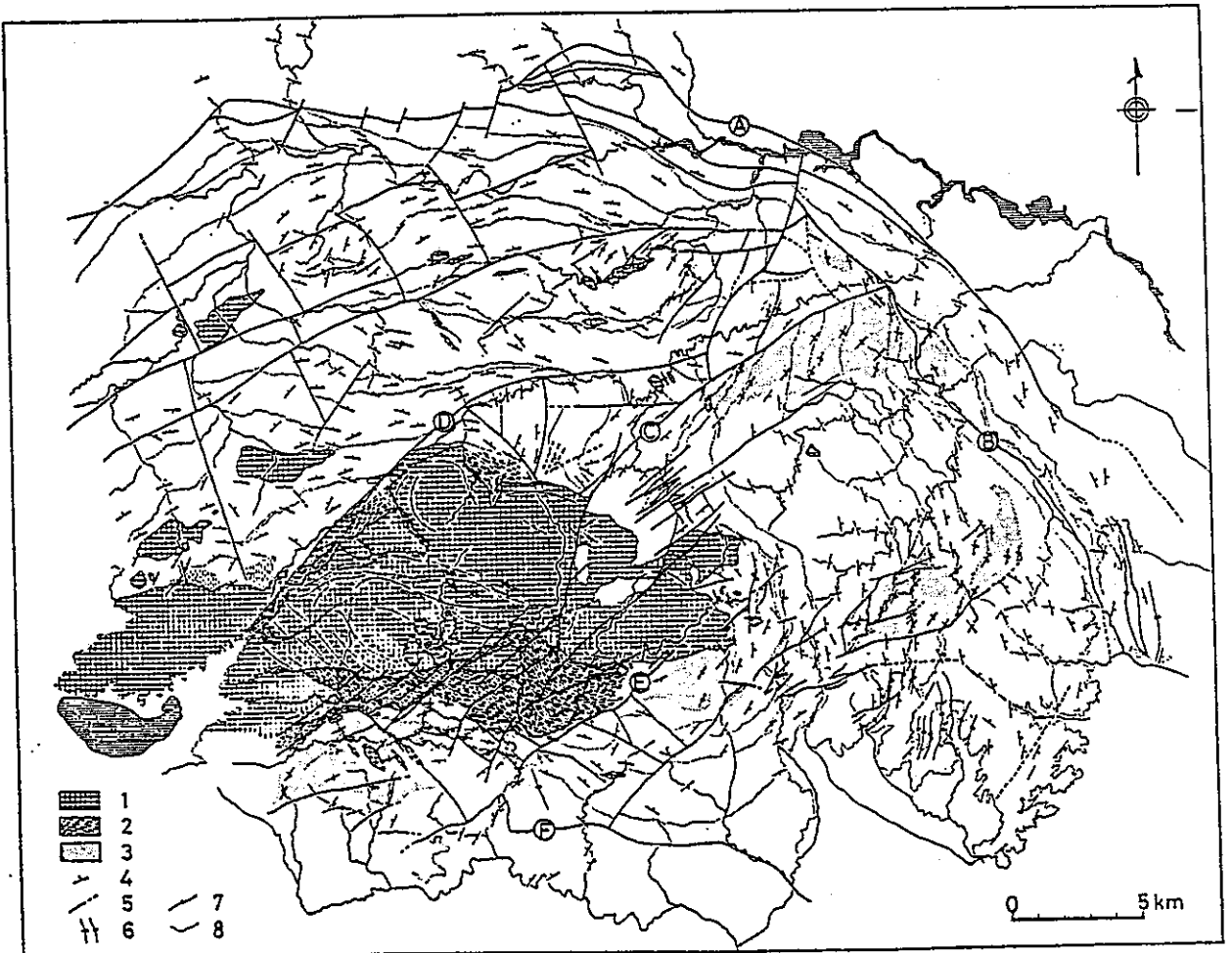


Fig. 6. Structural map of the Tanzawa mountains.

1: intrusive bodies 2: crystalline schist (hatched line parallel to the strike of the schistosity plane) 3: the regions where the strata are vertically dipped to overturned. 4: dip and strike 5: fault 6: fold axis 7: foliation in the quartz diorite 8: member boundaries  
 A Tōnoki Aikawa line B Aonohara Susugaya line C Chōjagoya fault D Dōshi fault E Kosugezawa fault F Kañnawa fault

東方ほど広い。この構造帯の北縁は、南縁ほど明瞭ではないが、道志川断層その他数本の断層で境されるものと推定される。構造帯の北側のB地域でも、あまり明瞭ではないが、 $T_4 \sim T_2$  累層が北東へ張り出す傾向が認められ、軸がこの構造帯の延びの方向にほぼ一致する小規模な褶曲が多数発達している。

2. 大山構造帯 MIKAMI (1961) が指摘したもので、E・F両地域の境界にほぼ一致する NEE-SWW 方向の幅約 1km の構造帯である (Fig. 6 中、複合岩体の東側にひろがる逆転構造地域の南側に接する地帯)。

この構造帯を境として、その北側と南側とでは、 $T_4$  累層以上の地層の層厚および構造が著しく異なる。すなわち、北側では  $T_4$  累層以上の地層は東に急傾斜した単斜構造を示し、構造帯に接する部分では逆転を示すのに対し、南側では地層は薄く、軸の方向がこの構造帯にほぼ直交する小規模な褶曲をくり返しなが、全体として南東に緩傾斜する。MIKAMI (1961) は、この帯が西方の中川川流域まで連続するものと考えて、これを大山・中川構造帯と呼んだが、山田 (1974 MS) による F 地域の調査では、丹沢山と大山を結ぶ尾根より西方へは延びないようである。したがって、本論ではこれを大山構造帯と呼ぶことにする。

#### B. 複合岩体周辺の逆転構造

丹沢山地の中心部を占める複合岩体の周辺には、地層がほとんど垂直に近いが、逆転している地域が認められる。

これが最も広く発達しているのは G 地域であり、そこでは  $T_1$  累層から  $T_4$  累層の一部までが北へ傾斜し、その他の地域と見かけ上異なった構造を示すが、堆積構造から、本来南側が上位であることが知られている (坂本ほか, 1964; 丹沢団体研究グループ, 1975, 1976)。逆転が最も著しいところでは、傾斜は  $30^\circ$  にも達する。また、この地域の逆転構造は、水平方向にもねじれている (丹沢団体研究グループ, 1975)。

$C_1$  地域の室久保川流域でも、複合岩体の付近で、 $T_2$  累層が直立ないし逆転している。 $C_1$  地域の西部では、ルーフ・ペンダント状に産する角閃片岩化した火砕岩が、ほとんど垂直の傾斜を示している。

しかし、複合岩体に接する部分がすべて逆転しているわけではない。E~F 地域では、 $T_1 \cdot T_2$  累層が、 $80 \sim 60^\circ E$  で複合岩体に対して外方へ傾斜し、A 地域の西部では、 $T_2$  累層が最も緩傾斜の部分では  $20^\circ N$  で複合岩体に接している。

#### C. 褶曲構造

丹沢山地では、前述の複合岩体の周囲にみられる逆転構造を除けば、褶曲構造の発達は悪い。ただし、逆転部分に連続する F~G 地域の南部では、走向・傾斜の測定できる箇所が少ないためにまだ確実ではないが、ゆるやかな褶曲をくり返している可能性がある。

また、青根背斜北側の B 地域、大山構造帯南側の F 地域には、軸長 3km 以下、波長 0.5km 以下の小規模な褶曲が発達している。さらに、A 地域や G 地域には、断層で囲まれた部分に向斜構造の発達している部分がある。

#### D. 主要断層系

丹沢山地に発達する主要な断層の大部分は、次の 3 系統のうちのいずれかに属する。

1. NE-SW 系正断層 青根背斜の南縁を画する長者舎断層が最も典型的なもので、E 地域北部には、これにともなって発達したと考えられる同方向の断層が多数発達している (SEKI *et al.*, 1971)。大山構造帯を構成する断層や、A~B 地域に発達する NEE-SWW 方向の延長性の良い断層も、この系統に属するとみられる。

これらの断層は、いずれも幅広い断層粘土帯や断層角礫帯をとまない、しばしば安山岩ないしヒン岩の岩脈がこれに沿って進入している。黄鉄鉱の鉱染や“ヤケ”をとまうことも多い。

2. NW-SE 系正断層 A 地域および G 地域に発達するが、NE-SW 系に比して数も少なく、延長性も悪い。しかし、地質図で見ると、NE-SW 系の断層と互いに切りあう関係にあり、断層面の性質が類似していることや、火成岩をとまうことから、両者は共役関係にあるとみてよいであろう。

3. 逆断層系 新第三系と小仏層群を境する藤ノ木-愛川線、愛川層群と丹沢層群を境する青野原-煤ヶ谷線 (MIKAMI, 1961)、御坂統と足柄層群を境する神繩断層 (加藤, 1910; 松島・今永, 1968) などがこれに属する (Fig. 6 の A, B, F)。

神繩断層の北側には、規模は不明であるが、これとほぼ平行な逆断層が顕著に見られる。いずれも、E-W 方向と NE-SW 方向の 2 系統の断層の組合せから成り、断層の東ないし北側の地塊が、西ないし南側の地塊に対して高角で衝上している。

藤ノ木-愛川線の活動時期は、本間 (1975) によれば、中新世中~後期と鮮新世末~更新世初頭の少なくとも 2 回があると考えられている。また、町田ほか (1955) は、神繩断層の少くとも一部が活断層であることを明らかにした。

## IX. ま と め

## 文 献

丹沢山地に分布する新第三系の層序学的研究は、従来、地域ごとに独立に行なわれてきたが、今回、筆者はそれらを整理・対比し、全域の地質図を編集した。

新第三系のうち、中新統は、火山岩および火山砕屑岩を主とした  $T_1 \sim T_7$  累層と、それに整合で重なる礫岩を主とした  $A_1$  累層とに分けられる。

$T_1 \sim T_7$  累層の間には、火成活動ならびに地質構造上間隙は認められず、すべて整合で重なる。しかし、 $T_4$  累層以上は、南部地域では、本来薄いか全く分布しなかったと考えられる。

$T_1 \sim T_3$  累層の一部は、南部地域では結晶片岩化しているが、東部地域では結晶片岩化していない。結晶片岩類の主な構造は層面片理であり、一般に重複変形は認められない。

鮮新統の  $A_2$  累層は、南部地域にのみ分布し、礫岩および砂岩を主としている。 $A_2$  累層は、現在は逆断層で  $T_4$  累層と接しているが、本来、両者は不整合であったと考えられる。

中新統下部の累層中には、多数の粗粒玄武岩～ハンレイ岩が岩脈または岩床として進入しているが、これらは、岩質や構造上の位置からみて、 $T_4$  期の玄武岩質火山活動の地下進入相と考えられる。この塩基性進入岩類の一部も結晶片岩化している。

丹沢山地の中心部に広く分布するハンレイ岩・石英閃緑岩複合岩体は、20 近い大小の岩体から成り、後期に進入したもののほど酸性となっている。この複合岩体は、結晶片岩類をゼノリスとして包有し、一部で明らかにその構造を切っている。

中新統は、大局的にみるとこの複合岩体を取りまいて同心円状に分布し、上位層ほど外側に分布する。しかし、複合岩体の周辺や大規模な構造帯の翼部では、直立あるいは逆転している場合もある。

中新統の構造を支配する大規模な構造帯は、東北部の青根背斜と南東部の大山構造帯であり、いずれも NE-SW ないし NEE-SWW 方向を示す。これらの構造帯を境として、その両側では  $T_4$  累層以上の地層の層相・層厚にかなりの違いが認められる。

主要断層系としては、NE-SW ないし NEE-SWW 走向の正断層系、NW-SE 走向の正断層系、および逆断層系があり、前 2 者は、断層面の性質や相互の関係から共役と考えられる。

赤松 陽, 1974: 丹沢山地北東部, 藤野町付近の地質. 日本地質学会第 81 年学術大会講演要旨, 113.

相原延光, 1975: 丹沢山地北部の地質 (1). 神奈川地学.

福田 理・篠木嶺二, 1952: 西桂層群の層位学的並びに微小古生物学的研究. 地質雑, 58, 191—202.

藤本治義, 1931: 小仏層に就いて. 地学雑, 43, 377—383.

藤田至則, 1970: 北西太平洋の島弧周辺における造構運動のタイプとそれらの相関性. 島弧と海洋, 1—30, 東海大学出版会, 東京.

———, 1973: 日本列島の成立. 257p., 築地書館, 東京.

———・角田史雄・小坂共栄, 1968: 新第三紀初期のフォッサ・マグナ. フォッサ・マグナ (地質学会第 75 年学術大会総合討論資料), 52—61.

HANZAWA, S., 1931: Notes on Tertiary foraminiferous rocks from the Kwanto Mountainland, Japan. *Tohoku Imp. Univ. Sci. Rep. 2nd Ser. (Geol.)*, 12-2a, 141—157.

本間岳史, 1975: 丹沢山地北縁の地質構造—とくに、断層系の性格について—。日本地質学会第 82 年学術大会講演要旨, 310.

池辺展生, 1972: 伊豆半島のレビドシクリナの地質年代とその新生代地史上の意義について. 伊豆半島, 115—125. 東海大学出版会, 東京.

ISHIHARA, H., 1964: Miocene synorogenic plutonism in the Tanzawa Massif. *Earth Science (Chikyu Kagaku)*, no. 70, 1—14.

伊東正喜・青木 斌, 1968: 足柄層のれきの組成. フォッサ・マグナ (地質学会第 75 年学術大会総合討論資料), 188—190.

加藤鉄之助, 1910: 相模国山北付近地質調査概報. 地調報告, no. 18, 47—73.

KUNO, H., 1951: Geology of Hakone volcano and adjacent areas. Part II. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo.*, (II), 7, 355—409.

町田 洋・松島義章・今永 勇, 1975: 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について. 第四紀研究, 14, 77—89.

松田時彦, 1962: 瀬戸川統と御坂統の関係. 化石, no. 4, 59—61.

松田時彦, 1966: 地蔵平付近の地質, とくに進入岩類について. 神奈川県温泉研報, no. 4, 21—31.

———, 1968: フォッサ・マグナの南北地殻断面. フォッサ・マグナ (地質学会第 75 年学術大会総合討論資料), 231—235.

MATSUMOTO, E., 1966: Geology of the Palaeogene and lower Neogene formations in the lower course of river Ooigawa, Shizuoka prefecture, Central Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, (B), 33, 115—133.

- 松島義章・今永 勇, 1968: 神縄逆断層について. 神奈川県博研報, 1, 65—73.
- 見上敬三, 1955: 丹沢東縁部, 落合層産 *Lepidocyclina nipponica* (既報). 地質雑, 61, 274—275.
- MIKAMI, K., 1961, 1962: Geological and petrological studies on the Tanzawa Mountainland (Part I, II). *Sci. Rep. Yokohama Nat. Univ.*, (II), 8, 57—110; 9, 59—108.
- OTUKA, Y., 1931: Early Pliocene crustal movement in the outer zone of south-west Japan and in the Naumann's Fossa Magna. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, no. 9, 340—352.
- 坂本峻雄・見上敬三・松田時彦・大木靖衛, 1964: 丹沢の地質. 丹沢大学術調査報告書, 1—53, 神奈川県. 佐瀬和義・丹沢団体研究グループ, 1974: 丹沢山地北部の岩脈中に産する hornblendite について. 日本地質学会第 81 年学術大会講演要旨, 114.
- SEKI, Y., OKI, Y., MATSUDA, T., MIKAMI, K. and OKUMURA, K., 1969: Metamorphism in the Tanzawa Mountains, Central Japan. *Jour. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 61, 1—75.
- , ———, ONUKI, H. and ODAKA, S., 1971, Metamorphism and vein minerals of North Tanzawa Mountains, Central Japan. *Ibid.*, 66, 1—21.
- 柴田松太郎, 1957: 丹沢山塊周縁部における *Lepidocyclina nipponica* の新産地. 地質雑, 63, 543—544.
- 島津光夫・田淵章敬・鈴木養身, 1968: 丹沢山地東北部の地質構造. フォッサ・マグナ (地質学会第 75 年学術大会討論資料), 142—157.
- , 楠田 隆, 1971: 丹沢山地東北部の地質構造—丹沢山地の地質学的岩石学的研究, その 1. 地質雑, 77, 77—89.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1966: 丹沢山地の岩石と構造 (2) 深成岩類. 岩鉱, 55, 25—38.
- , 1967: 丹沢山地の岩石と構造 (3) 変成岩類 (1). 同上, 58, 14—30.
- SUGI, K., 1931: On the metamorphic facies of the Misaka series in the vicinity of Nakagawa Prov., Sagami. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, no. 9, 87—142.
- 竹越 智・杉山 明・丹沢団体研究グループ, 1974: 丹沢山地北部の火山岩類. 日本地質学会第 81 年学術大会講演要旨, 113.
- 滝田良基, 1974: 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 地質雑, 80, 505—523.
- 田中史朗, 1972 MS: 山梨県南都留郡秋山村東半部の地質について. 東教大理地鉱卒論 (手記).
- 丹沢団体研究グループ, 1973: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その 1)—北部地域の層序と構造. 地質学論集, no. 9, 55—68.
- , 1975. 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その 2)—南部結晶片岩地域の層序と構造. 地球科学, 29, 130—147.
- , 1976: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その 3)—南西部地域の層序と構造. 地質学論集, no. 14, 印刷中.
- 津屋弘逸, 1942: 足柄層に就いて. 震研彙報, 20, 316—321.
- 植村 武, 1971: Tectonic lens の 2 型式とその共存. 地球科学, 25, 30—35.
- 山田誠一, 1974 MS: 神奈川県丹沢山塊南東部の地質. 東教大理地鉱卒論 (手記).
- 山梨県地質図編纂委員会, 1970: 山梨県地質誌 (地質図および説明書). 山梨県.
- YAMASHITA, N. and FUJITA, Y., 1973: The Shifetsu-Bōzu zone, an interesting province of the Honshū and Shichitō arcs, and the initial stage of the Green Tuff orogeny. —A report of geotectonic researches in the B-zone (Central Japan). *The crust and upper mantle of the Japanese area*, Part II, 61—83.
- 横山又次郎, 1921: 足柄第三紀層の化石. 地質雑, 28, 467.
- 米道 博, 1972 MS: 丹沢山地北西縁の変成岩について. 東教大理地鉱卒論 (手記).
- 吉田善亮, 1974: 千葉県嶺岡山地から有孔虫の発見. 地質ニュース, no. 233, 30—36.
- 吉田 勝, 1968: 丹沢山地の変成作用, とくに変成史について. フォッサ・マグナ (地質学会第 75 年学術大会討論資料), 158—181.
- YOSHIDA, M., 1972: On the metamorphic history of the Tanzawa Mountainland, Central Japan. *Jour. Geosci. Osaka Univ.*, 15, 113—142.

## 追 記

第 82 回 (1975) および第 83 回 (1976) の日本地質学会総会の個人講演において, 筆者および筆者の属する丹沢団体研究グループの発表に際して, 静岡大学の徳山明氏から, 丹沢山地南部の結晶片岩地域は, 衝上断層により同層準の地層が何度もくり返し現われているので, 実際の地層の厚さは見かけよりはるかに薄く, 講演者の発表内容は誤りであるという旨のコメントがあった.

結晶片岩地域が複雑な構造をもっていることは筆者らも十分認識しており, 調査結果についても全面的な確信をもっているわけではない. したがって, 筆者らが十分納得のゆく資料を提出されたうえで結果を批判されるならば, 筆者らもそれを再検討する用意はある.

結晶片岩地域と非結晶片岩地域の地層の対比や構造の相異を明らかにすることは, 丹沢山地の構造発達史を説明するポイントと思われるので, 氏が手持ちの資料を早急に公表されることを強く希望する.



## Geologic development of the Tanzawa mountains, central Japan (Part I) Stratigraphy and structure

Akira SUGIYAMA

(Abstract)

Stratigraphical studies of the Neogene system in the Tanzawa mountains, central Japan have been carried out by several researchers in different subareas. The author has correlated these data and compiled the geological map covering the whole area.

The Miocene series is divided into the  $T_1$ - $T_7$  formations which consist largely of volcanic and pyroclastic rocks, and the  $A_1$  formation consisting largely of conglomerate. The former is conformably overlain by the latter.

No unconformity can be observed between the  $T_1$ - $T_7$  formations, and the formations upper than  $T_5$  horizon were either thin or not deposited at all in the southern area.

Though the  $T_1$ - $T_3$  formations in the southern area have partly changed into crystalline schists, they remain unchanged in the eastern area. The major structural element developed in the crystalline schists is bedding schistosity, and multiple deformation cannot be observed generally.

The Pliocene  $A_2$  formation is distributed only in the southern area and consists mainly of conglomerate and sandstone. Though it is contiguous to the  $T_4$  formation with a large-scale reverse fault, the latter is supposed to have been unconformably overlain by the former originally.

Large amounts of dolerite and gabbro intrude the lower horizons of the Miocene series as dykes or sheets. It is presumed that

these basic intrusions represent the intrusive facies that corresponds to the basaltic effusive activities in the  $T_4$  period. Part of these basic intrusive bodies have also changed into crystalline schists.

The gabbro-quartz diorite complex, which consists of about 20 bodies of various composition and scale, is widely distributed in the central part of the Tanzawa mountains. This complex includes crystalline schists as xenoliths and clearly cuts the structure of the adjacent formations in some areas.

The Miocene series is distributed concentrically around the complex. In the area adjacent to the complex and in the flanks of large-scale tectonic zones, however, the strata stand vertically or are overturned.

Large-scale tectonic zones controlling the structure of the Miocene series are the Aone anticlinal zone in the northeast and the Oyama tectonic zone in the southeast. Both zones show a NE-SW or NEE-SWW trend. In the opposite sides of these tectonic zones, the lithofacies and thickness of strata upper than the  $T_4$  horizon are considerably different.

The main faults are classified into three systems, namely, the NE-SW or NEE-SWW normal fault system, the NW-SE normal fault system, and the reverse fault system. The former two are supposed to be conjugate in view of the nature of fault planes and a geometric relation between them.

- ⑫一國雅巳，鈴木勸子，鶴見 実，水-岩石相互作用の生成物としてのアルカリ鉍泉水：地球化学，v. 16，p. 25～29，(1982)

## 水-岩石相互作用の生成物としてのアルリカ性鉱泉水

一 国 雅 巳\*・鈴木 励 子\*\*・鶴 見 実\*

(1982年9月20日受取, 10月2日受理)

Alkaline spring waters as a product of water-rock interaction

Masami ICHIKUNI\*, Reiko SUZUKI\*\* and Makoto TSURUMI\*

\*Department of Environmental Chemistry and Engineering, Tokyo Institute of Technology, Midori-ku, Yokohama 227

\*\*College of General Education, Tohoku University, Sendai 980

This paper describes the chemistry of alkaline spring waters from the Abukuma mountain area, Fukushima Prefecture. The waters are formed by reaction of rainwater with felsic rocks under a limited CO<sub>2</sub> supply. The data are plotted on a  $\log(a_{\text{Ca}^{2+}}/a_{\text{H}^{+}}) - \log a_{\text{SiO}_2}$  diagram (Fig. 1). Most of samples are located in a small area on the diagram. The waters having a pH higher than 9 are shown to be saturated with respect to calcite, thus suggesting that the alkaline waters represent an equilibrium product of water-felsic rock interaction. Assuming that the waters are in equilibrium with kaolinite-Ca-montmorillonite assemblage, the equilibrium constant for reaction (1) (see text) is estimated to be -11 as pK. However the chemistry of these waters cannot be fully explained by the system kaolinite-Ca-montmorillonite-aqueous solution. An additional Ca mineral, possibly Ca-zeolite, should be included in the system.

### 1. はじめに

高 pH 鉱泉水 (ここでは仮に pH>9 の鉱泉水をこのようによぶことにする) は決して珍しいものではない。国内では神奈川県丹沢山地 (大木, 平野, 1967), 阿武隈山地周辺 (益子ら, 1959; 鈴木, 1979), 山梨県富士川上流部 (高松ら, 1980) などにこの種の鉱泉水の存在することが知られている。これらの鉱泉水の多くは pH が高いことを除けば, 溶存成分量も少なく, しかも低温であるために注意されないことが多い。鉱泉水中の Cl<sup>-</sup> 濃度は 10 mg/l 以下が普通であって, 地下に浸透した降水が岩石と反応することによってこのような高 pH 鉱泉水が生成したことを推定させる。各地の鉱泉水のなかには類似のものがかかなり含まれていると思われる。酒井 (1981) が調査した群馬県下の温鉱泉水のなかにも全蒸発残留物が 100~200 mg/l で pH が 9 前後のものが数ヶ所認められる。これらの泉温は 25°C 付近に集中しているが, これはそれよりも温度の低いも

のは温泉としての価値が乏しいために無視された結果であろう。

このような高 pH 鉱泉水が生成するためには CO<sub>2</sub> の供給が限られていることが必要である。従って有機物を含む地層中を流れる地下水では多少 pH の上昇することはあっても, pH>9 となることは起こらないであろう。花崗岩質岩石地帯に高 pH 鉱泉水が多くみられるのは CO<sub>2</sub> の供給が限られているために違いない。

近年, 水-岩石相互作用の実験的研究が注目されるようになったことによって, この種の鉱泉水がにわかに脚光を浴びてきた。低温で水と岩石を実験室的に反応させると, その速度が遅いために平衡に達するには長時間を要する。このような実験によって水-岩石相互作用の平衡関係を追跡することは容易なことではない。天然の鉱泉水にはこの相互作用が平衡になっているのではないかと考えられるものはいくつかある。この鉱泉水の化学分析の結果と実験室的に測定する相互作用の初期段階を結びつけることによって平衡化の過程が推定しうるであろう。

ケイ酸塩, アルミノケイ酸塩が CO<sub>2</sub> を含む水と反

\* 東京工業大学大学院総合理工学研究科

\*\* 東北大学教養部

応すれば、 $\text{CO}_2$ は $\text{HCO}_3^-$ に変化し、溶液のpHは上昇する。この反応がどこまでも進行するならば、最後には強アルカリ性の水が生成するであろう。ところが超塩基性岩地帯を除けば、 $\text{pH} > 10$ の鉱泉水は稀である。このことはpH上昇を押さえる反応が同時に起こっていることを示唆している。

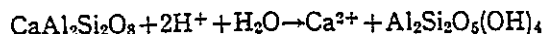
量的に重要な造岩鉱物が長石であることから、水-岩石相互作用を単純化して水-長石の反応として考察した例は多い。 $\text{CO}_2$ が十分に供給され、かつ長石の分解も迅速に進行すればアルカリ炭酸水素塩の水溶液が生成するであろう。事実、熱帯で風化が激しく進行しているところでは、そのような組成をもった水が存在する。わが国で高濃度の $\text{HCO}_3^-$ を含む鉱泉水が生成しないのは温度が低いためであろう。

高pH鉱泉水がどのようにして生成したかを論じた報告は少ない。大木、平野(1967)はゼオライトによる $\text{H}^+$ の固定に着目してこの問題に挑戦した。しかし、Ca-ゼオライトについての熱力学データがないために具体的な解答を得るには到らなかった。他方、GARRELS and MACKENZIE(1967)はSierra Nevadaの湧水の化学を研究し、カオリナイトとCa-モンモリロナイトの共存による $\text{H}^+$ 濃度の制御を考えた。この問題はGARRELS(1967)の総説でも詳しく論じられている。

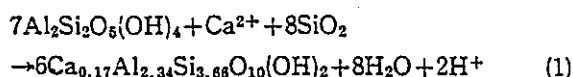
高pH鉱泉水が長時間にわたる水-岩石相互作用の産物であるとするれば、それは固相が関与したなんらかの平衡に到達しているはずである。著者らは、このことをカオリナイトとCa-モンモリロナイトを含む系の平衡関係と方解石についての飽和度の検討を通じて確かめようとした。

## 2. 鉱泉水のpHを制御する機構

水と長石との反応をカルシウム長石について示せば次のようになる。



この反応は水のなかから $\text{H}^+$ を除くために、反応の進行とともに溶液のpHは上昇する。鉱泉水のpHが頭打ちになるためには、 $\text{H}^+$ を放出する反応が同時に進行しなければならない。GARRELS(1967)はその反応としてカオリナイトからのCa-モンモリロナイトの生成を考えた。



鉱泉水が希薄溶液であることから水の活量を1とすれば、上の反応の平衡定数 $K$ は次式で与えられる。

$$K = a^2_{\text{H}^+} / a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a^8_{\text{SiO}_2}$$

両辺の対数をとれば、

$$\text{p}K = \log(a_{\text{Ca}^{2+}} / a^2_{\text{H}^+}) + 8 \log a_{\text{SiO}_2} \quad (2)$$

となる。この関係は $\log(a_{\text{Ca}^{2+}} / a^2_{\text{H}^+}) - \log a_{\text{SiO}_2}$ 図上でカオリナイトとCa-モンモリロナイトの安定領域の境界を示している。

しかし、カオリナイトとCa-モンモリロナイトが平衡に共存したからといって、鉱泉水のpHが10になることの積極的な証拠にはなり得ない。鉱泉水のpHが10から上昇しないのは、カルシウム長石の分解による $\text{H}^+$ の除去とカオリナイトのCa-モンモリロナイトへの移行による $\text{H}^+$ の放出とが釣り合ったためかもしれない。鉱泉水が水-岩石相互作用の平衡化の産物であることを示すには、その鉱泉水がある固相について飽和になっていることを立証する必要がある。

## 3. 阿武隈山地の鉱泉水の化学組成

この地域に湧出するすべての鉱泉水が高いpHを示すわけではない。反応が十分に進行していない鉱泉水は中性あるいは弱酸性のことさえある。このような鉱泉水は明らかに遊離の $\text{CO}_2$ を含んでいる。同じ場所からpHを異にする水が得られた例として福島県棚倉町猫啼鉱泉水がある。その分析値をTable 1に示す。高pHのものはCa/Na比が小さく、低pHのもの

Table 1. Chemical composition of Nekonaki spring waters

Sample	No. 1	No. 2
T <sub>w</sub> (°C)	13.5	9.8
pH	9.66	6.31
Na(mg/l)	31.5	11.3
K(mg/l)	0.90	2.02
Mg(mg/l)	0.15	2.65
Ca(mg/l)	1.98	11.6
Cl(mg/l)	5.8	8.2
HCO <sub>3</sub> <sup>*</sup> (mg/l)	96	49
SO <sub>4</sub> (mg/l)	12	14
SiO <sub>2</sub> (mg/l)	29	16
F(μg/l)	240	62

\* Total alkalinity is expressed as HCO<sub>3</sub>.

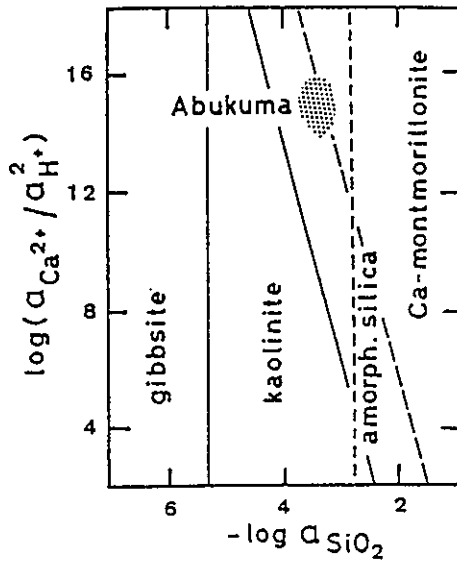


Fig. 1. Activity diagram showing chemical composition of alkaline spring waters collected from Abukuma mountain area. Kaolinite—Ca-montmorillonite boundary is calculated from equilibrium constant given by Norton (1974). Dashed line is a tentative boundary suggested by this study.

はこの比が大きい。

これまで分析された鉱泉水の pH の頻度分布を調べてみると pH>9 のものと pH<7.5 のものが多く、その中間のものは少数である。これらの鉱泉水は pH 緩衝能が小さく、少しの変化で pH は急変する可能性がある。また pH=8 を境にして Ca/Na 比も急激に変化する。

鈴木 (1979) の発表した分析値をすべて  $\log(a_{Ca^{2+}}/a_{H^+}^2) - \log a_{SiO_2}$  図上にプロットしてみると、pH>9 の鉱泉水に対応する点は一個所に集中してくる (Fig. 1)。この点がカオリナイトと Ca-モンモリロナイトの境界線上にあると考えられる。

NORTON (1974) は Puerto Rico の Rio Tamana の河川水と付近の湧水の分析値を GARRELS の考え方で整理し、その結果から式 (2) の pK が  $-18.4 \pm 0.8$  と報告した。この pK を正しいものとしてカオリナイトと Ca-モンモリロナイトの境界線を引くと、高 pH 鉱泉水の分析値はすべてモンモリロナイトの領域に入ってしまう。この矛盾を解決するためには、境界線を高 pH 鉱泉水が集中している点を通るように引き直せばよい。このようにすると pK の値は  $-11$  となる。NORTON が分析した試料の pH は 3.55~7.80 で遊離

の CO<sub>2</sub> を含み、しかも  $a_{Ca^{2+}}/a_{H^+}^2$  の値がかなりのばらつきを示していることから、これらの試料は水—岩石相互作用が平衡に到達する前の段階にあると判断される。

#### 4. 方解石に飽和した高 pH 鉱泉水

鉱泉水の分析値をみると、SiO<sub>2</sub> の濃度はかなりの幅で変動しているので、降水が長石を含む岩石と接触し、これを分解して行く過程で溶液の組成が急速にカオリナイト—モンモリロナイトの境界線に近づいて行くとは思われない。PACES (1972) の結果でもこの関係は不明瞭である。

鉱泉水の pH が 7.5 以上になると SiO<sub>2</sub> 濃度はあまり変化せず、 $a_{Ca^{2+}}/a_{H^+}^2$  の値だけが增大する、pH=8 の鉱泉水の組成はカオリナイト—Ca-モンモリロナイトの境界線上にはない。従ってこの段階では Ca-モンモリロナイトは生成していないことになる。おそらく pH が 9 に近づいたところで反応 (1) の平衡が成立し、溶液からの Ca<sup>2+</sup> の除去が顕著になるのであろう。この状態では粘土鉱物以外にも溶液と平衡になっている鉱物があってもよいように思われる。

大木、平野 (1967) は、丹沢の中川温泉の井戸に落とした繩に方解石が付着したことを認めた。このことはその温泉水が方解石に飽和、あるいは過飽和であることを示している。もし pH>9 の鉱泉水がいずれも方解石に飽和しているならば、高 pH 鉱泉水は水—岩石相互作用が平衡になった結果の産物である可能性が大きい。

鉱泉水のいくつかについてイオン活量積 (IAP)  $a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$  を計算してみた。その手順は次の通りである。まず、アルカリ度の全部が HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> であるとみなしておよそのイオン強度を求める。次に Debye-Hückel の式から OH<sup>-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、Ca<sup>2+</sup> の活量係数を計算する。実測されたアルカリ度 [ALK] は次の内容をもつと仮定する。

$$[ALK] = [OH^-] + [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] - [H^+]$$

ここで [H<sup>+</sup>] と [OH<sup>-</sup>] は鉱泉水の pH から計算する。[H<sup>+</sup>] の寄与は多くの場合無視しうる。さらに炭酸の解離平衡に着目する。

$$K_2 = a_{H^+} \cdot a_{CO_3^{2-}} / a_{HCO_3^-} \\ = a_{H^+} \cdot \gamma_{CO_3^{2-}} [CO_3^{2-}] / \gamma_{HCO_3^-} [HCO_3^-]$$

以上の 2 式から [CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>]、従って  $a_{CO_3^{2-}}$  を求めるこ

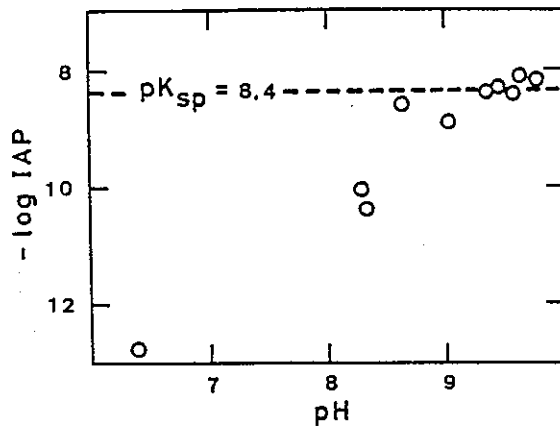


Fig. 2. Ion activity product  $a_{Ca^{2+}} \cdot a_{CO_3^{2-}}$  plotted against pH of mineral spring waters. Spring waters having pH higher than 9 are saturated with respect to calcite.

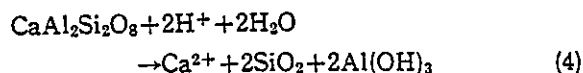
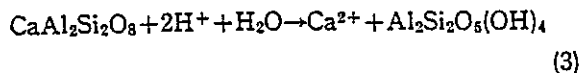
とができる。  $a_{Ca^{2+}}$ ,  $a_{CO_3^{2-}}$  のどちらの算出においてもイオン対の生成は無視した。

方解石の  $pK_{sp}$  は JACOBSON and LANGMUIR (1974) によると,  $0^\circ\text{C}$  で 8.34,  $15^\circ\text{C}$  で 8.37,  $25^\circ\text{C}$  で 8.40 である。 Fig. 2 は  $-\log IAP$  を pH に対してプロットしたものである。この図から  $pH > 9$  の鉱泉水は方解石に飽和していることがわかり, 高 pH 鉱泉水は岩石と平衡にあるという上述の推論が支持された。

### 5. お わ り に

高 pH 鉱泉水がカオリナイト, Ca-モンモリロナイトと平衡に共存する溶液であることは確からしい。しかし, それだけのことであれば鉱泉水の組成を  $\log(a_{Ca^{2+}}/a^{2H^+}) - \log a_{SiO_2}$  図上にプロットしたとき, それが境界線上の1点に集中する必然性はない。 Fig. 1 で阿武隈山地の鉱泉水のプロットが集中している点は上述の2鉱物のほかにもう1つ別の固相が共存しているのではないか。

DROUBI *et al.* (1976) は灰長石の存在を考慮に入れて  $\log(a_{Ca^{2+}}/a^{2H^+}) - \log a_{SiO_2}$  図を作成した。灰長石の安定領域は次の2つの反応によって示される。



反応 (3) に対する平衡定数  $K = a_{Ca^{2+}}/a^{2H^+}$  はどのような熱力学データを用いるかによってかなりの変動を

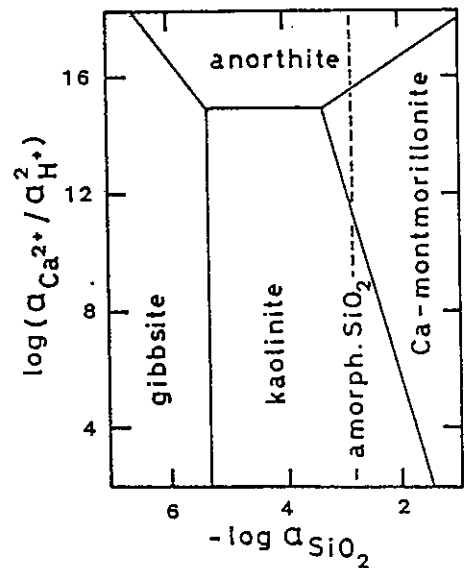


Fig. 3. Tentative stability relationship for system anorthite—kaolinite—Ca-montmorillonite—aqueous solution, as derived from analyses of alkaline mineral waters.

示す。 STUMM and MORGAN (1970) は  $pK = -14.4$  を採用している。灰長石の生成自由エネルギーに HUANG and KIANG (1973) のデータを補外して得られる  $-966 \text{ kcal/mol}$  を使用すると  $pK = -9.2$  となる。 DROUBI *et al.* (1976) は  $pK$  を  $0^\circ\text{C}$  においては  $-19.4$ ,  $25^\circ\text{C}$  においては  $-17.2$  と計算している。以上の結果では第3の固相が灰長石と断定することはできない。仮にその固相を灰長石とし, 高 pH 鉱泉水のデータと一致するように Fig. 1 を修正すれば Fig. 3 が得られる。

ところがこの議論を進める上では, 第3の固相が Ca-ゼオライトであっても一向に差支えない。ただその場合は Ca-ゼオライト, カオリナイト, Ca-モンモリロナイトの3相と共存する水溶液が高 pH 鉱泉水と同じ組成をもつことを熱力学データを用いて証明しなければならない。実験的に確認することはさらに望ましいが, これは事実上不可能であろう。これは今後に残された問題である。

この研究に要した費用の一部は昭和 54~56 年度科学研究費補助金 (総合研究 A, 課題番号 434028, 代表者 東京工業大学 松尾禎士教授) から支出したことを付記し, 謝意を表す。

### 文 献

DROUBI, A., VIEILLARD, P., BOURRIE, G., FRITZ, B. and TARDY, Y. (1976), Etude théorique de

- l'alteration des plagioclases. Bilans et conditions de stabilité des minéraux secondaires en fonction de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  et de la température ( $0^\circ\text{C}$  à  $100^\circ\text{C}$ ). *Sci. Géol., Bull.* 29, 45-62.
- GARRELS, R.M. (1967), Genesis of some ground waters from igneous rocks. *Res. Geochem.* 2, 405-420.
- GARRELS, R.M. and MACKENZIE, F.T. (1967), Origin of chemical compositions of some springs and lakes. In: *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems*. *Adv. Chem. Ser.* 67, 222-242.
- HUANG, W.H. and KIANG, W.C. (1973), Gibbs free energies of formation calculated from data using specific mineral analyses. II. Plagioclase feldspars. *Amer. Mineral.* 58, 1016-1022.
- JACOBSON, R.L. and LANGMUIR, D. (1974), Dissociation, constants of calcite and  $\text{CaHCO}_3^+$  from 0 to  $50^\circ\text{C}$ . *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 301-318.
- 益子安, 甘露寺泰雄, 佐藤桂子, 足立原惇子 (1959), 温泉の地球化学的研究. VIII. 茨城県における鉱泉の分布並びに泉質について. *温泉科学* 10, 87-91.
- NORTON, D. (1974), Chemical mass transfer in the Rio Tamana, west-central Puerto Rico. *Geochim. Cosmochim. Acta* 38, 267-277.
- 大木靖衛, 平野富雄 (1967), 炭酸物質を含む溶液系での Ca-沸石と方解石の安定関係. 柴田秀賢教授退官記念論文集, 168-174.
- PACES, T. (1972), Chemical characteristics and equilibration in natural water—felsic rock— $\text{CO}_2$  system. *Geochim. Cosmochim. Acta* 36, 217-240.
- 酒井幸子 (1981), 群馬県下の温泉水中のホウ酸含量. *温泉科学* 31, 128-138.
- STUMM, W. and MORGAN, J.J. (1970), *Aquatic Chemistry*, Wiley, New York.
- 鈴木励子 (1979), アルカリ性鉱泉中のフッ素. *地球化学* 13, 25-31.
- 高松信樹, 下平京子, 今橋正征, 吉岡龍馬 (1980), 花崗岩地帯湧水の化学組成に関する一考察. *地球化学* 14, 69-76.

- ⑬ 佐藤興平, 柴田 賢, 内海 茂, 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母のK-Ar不一致年代, 地質学雑誌, v. 92, No.6, p. 439~446, (1986)



## 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の K-Ar 不一致年代

佐藤 興平\*・柴田 賢\*・内海 茂\*

Discordant K-Ar ages between hornblende and biotite from the Tanzawa tonalitic pluton in the southern Fossa Magna, central Japan

Kohei SATO\*, Ken SHIBATA\* and Shigeru UCHIUMI\*

**Abstract** K-Ar ages were determined for hornblende and biotite in three tonalites from the Tanzawa pluton in the southern Fossa Magna, central Japan. The two minerals show discordant ages of 10.1 and 10.7 Ma for hornblende and 4.6-5.1 Ma for biotite. The age data and field evidence indicate that the pluton was emplaced in the Tanzawa Group in Middle Miocene time and its slow cooling (ca. 50°C/Ma in average) resulted in younger ages of biotites than hornblendes due to lower closure temperature for biotite.

### はじめに

丹沢岩体は、神奈川県西部から山梨県にかけて広がる丹沢山地の中央部に、東西約 25 km, 南北約 5 km の規模で露出するトータル岩質岩体である。その露出規模は、南部フォッサマグナ地域に分布する新第三紀花崗岩質岩体の中でも、甲斐駒ヶ岳岩体とともに、甲府岩体に次ぐ大きなものである。この岩体は、厚く堆積した海底火山岩類からなる丹沢層群中に貫入しており、斑れい岩や変成岩類を伴うことから、古くから様々の研究が行われてきた。その研究史や周辺の地質については、たとえば見上(1978)に詳しい。

丹沢岩体の進入時期は、かつて中新世の初期あるいは中期と推定されていたが(見上, 1958; SEKI *et al.*, 1969), 最近の研究ではより若く後期中新世と考えられている(例えば, 島津, 1984)。しかしこれらの見解には、後に述べるように、いずれも再検討を要する問題点が含まれており、進入時期の詳細はまだ明らかになっていないという状況にある。南部フォッサマグナ地域の主要な花崗岩質岩体の一つである丹沢岩体の活動時期を解明することは、この地域の火成活動史を考察する上で重要な課題の一部であり、この研究の目標でもあるので、まずこれ

までの研究を振り返ってみることにしよう。

見上(1958)は、丹沢岩体による熱変成域の上限が丹沢層群中部層である大山亜層群の一部までであること、本岩体起源とみられる礫が大山亜層群上部から産出し始めることなどの理由から、この岩体が大山亜層群堆積の初期から中期頃に進入したと推定した。彼は丹沢層群中・上部層の時代を前期中新世と考え、進入時期は前期中新世の前半であるとした。その後、SEKI *et al.*(1969)は、丹沢層群堆積の後期に丹沢岩体が進入したと考え、その時代を中期中新世と推定した。その理由は明らかでないが、KAWANO & UEDA (1966)により報告されていた 4.3-7.6 Ma の K-Ar 年代値の他、丹沢岩体起源の礫に富む足柄層群が後期中新世-初期鮮新世と考えられていたこと(例えば, KUNO, 1951)を参考にしたものと思われる。一方、島津ほか(1971)・島津(1984)は、丹沢岩体の接触変成作用が丹沢層群上部層である煤ヶ谷亜層群の長者舎層にまで及んでいるとし、KAWANO & UEDA (1966)による上記の K-Ar 年代を考慮して、進入時期を丹沢層群堆積後の後期中新世であるとした。丹沢団体研究グループ(1973, 1975)も、長者舎層の層準に関する島津ほか(1971)の見解に疑問を呈しつつも、進入時期については同様の考えを述べている。長者舎層の帰属については異論も多く、相原(1975)・杉山(1976)・見上(1978, p. 145)はこれを大山亜層群に対比させている。

このように、丹沢岩体の進入時期に関する見解が多様

1985年11月2日受付。1986年3月17日受理。

\* 地質調査所, Geological Survey of Japan, Higashi, 1-1-3, Yatabe, Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.

であることの背景には、丹沢層群あるいはそれを構成する地層の層序的位置の詳細が確定していないという状況がある。また、丹沢層群に含まれる石英閃緑岩の礫についても、たとえば見上(1958)自身も認めているように、その起源を特定することは容易ではない。SEKI *et al.* (1969)は、これらの礫を火山岩類と共に噴出した異質岩片だと解釈している。さらに、進入時期の上限を決める有力な証拠とされてきた足柄層群の時代も、最近の研究で、丹沢岩体起源の礫に富む上部層は更新統と改められ(池辺, 1978; 今永, 1982; 松島, 1982)、層序学的に推定した丹沢岩体の進入時期はいっそう曖昧なものとなった。

一方で進入時期を推定する根拠とされてきたKAWANO & UEDA (1966)の K-Ar 年代値は黒雲母について得られたものである。深成岩中の黒雲母は、徐冷の効果により、実際の貫入年代よりもしばしばかなり若い年代を与えるので、その取り扱いには注意が必要である。貫入年代により近い K-Ar 年代は、Ar の閉鎖温度が高い角閃石について得られるが、黒雲母と角閃石の年代差が 20 Ma に達する例もある(柴田・内海, 1983)。両鉱物の年代差は、たとえば古生代や中生代など古い年代の議論では必ずしも大きな問題とならないかも知れないが、丹沢岩体のように新生代後期の若い岩体では重大な意味をもって来る可能性がある。したがって、進入時期を知る手がかりとしては、角閃石の年代を求めておくことが不可欠であろう。

筆者らは、丹沢岩体の主岩相から採集した試料につき黒雲母と角閃石の K-Ar 年代を求めたところ、両鉱物間に著しい年代差を見出し、丹沢層群との貫入関係も合せ考えて、進入時期は中期中新世であるとの結論を得たので、その結果を報告する。あわせて、南部フォッサマグナ地域の他の岩体や西南日本外帯の花崗岩類の活動時期との比較を試みる。

#### 丹沢岩体の地質および分析試料

丹沢岩体は、全体としてドーム状構造を呈する丹沢層群の中核部に進入しており、最下部層である塔ヶ岳亜層群およびその上位層の一部と明瞭な貫入関係で接し、一部に斑れい岩類を伴う(Fig. 1)。岩体の南側と北西部には結晶片岩類が分布するが、これらもトーナル岩質岩体に貫かれる(SEKI *et al.*, 1969; 滝田, 1974)。また本岩体の北西方には、衛星岩体とみられる小岩体が分布し、最も北側に位置する都留付近の岩体は丹沢層群中部層に対比される小篠層を貫く(丹沢団体研究グループ, 1973;

杉山, 1976)。なお、この付近の丹沢層群相当層に対し、丹沢団体研究グループ(1973)は都留層群の名称を与えているが、本報告では杉山(1976)の層序対比表に従い、MIKAMI(1962)の丹沢層群相当層も一括して丹沢層群の名称を用いる。

丹沢岩体本体は斑れい岩と石英閃緑岩—トーナル岩質岩体からなる複合岩体であるが、野外の産状から、斑れい岩は石英閃緑岩—トーナル岩質岩体群に先立って形成したとみられる(相馬・吉田, 1966; 滝田, 1974)。これら石英閃緑岩—トーナル岩質岩体群は、滝田の区分によると、早期から後期へ(1)石英閃緑岩—閃緑岩質の熊本沢型と大滝沢型、(2)トーナル岩質の畦ヶ丸型とユウシン型および(3)その他の小規模なトーナル岩質岩体に3大別される。これらのうち(2)が丹沢岩体の大部分を占め、(3)はきわめて小規模な岩脈状岩体として畦ヶ丸型岩体中に分布する。畦ヶ丸型と東部のユウシン型との間には一部漸移関係も観察されることから(滝田, 1974)、これらは同時期に進入したと考えられる。西部のユウシン型とその近くの小岩体については、進入関係を特定できる野外の証拠は得られていないが、これらもほぼ同時期に進入したものであろう。上記の(1)–(3)の他、中川付近の結晶片岩中には主岩体に先立って進入し再結晶したとみられる小規模な石英閃緑岩体(石川, 1955; SEKI *et al.*, 1969; 丹沢団体研究グループ, 1975)が、また、大又沢上流の畦ヶ丸岩体南端部には、丹沢山地で最新の火成活動によるとみられる地蔵平進入岩類(松田, 1966)が産する。

Fig. 1にみられるように、畦ヶ丸型およびユウシン型トーナル岩類は丹沢岩体の主要部を占め、これら以後に大規模な貫入活動は無かったと考えられることから、この2つの岩型をさしあたっての検討対象とした。分析試料の採集位置は、Fig. 1に示したように、畦ヶ丸型の南側と北側の一カ所ずつ、ユウシン型については玄倉川中流の一カ所である。試料の選択に当たっては、新鮮であると同時に、採集位置が上記2岩型以後の小貫入岩体からなるべく離れており、かつ岩体の周辺部に近くなるよう注意した。岩体周辺部を選んだのは、徐冷の可能性を考えると、より進入時期に近い年代が得られると期待されたからである。

畦ヶ丸型の2試料は、角閃石と黒雲母をほぼ等量含む中粒のトーナル岩で、南西部の金山沢で採集したもの(No. 83111916, SiO<sub>2</sub> 65.2 wt. %)には有色鉱物の配列による流理構造が顕著であるが、北東部白石沢付近の試料(No. 84090918, SiO<sub>2</sub> 64.7 wt. %)には流理構造が

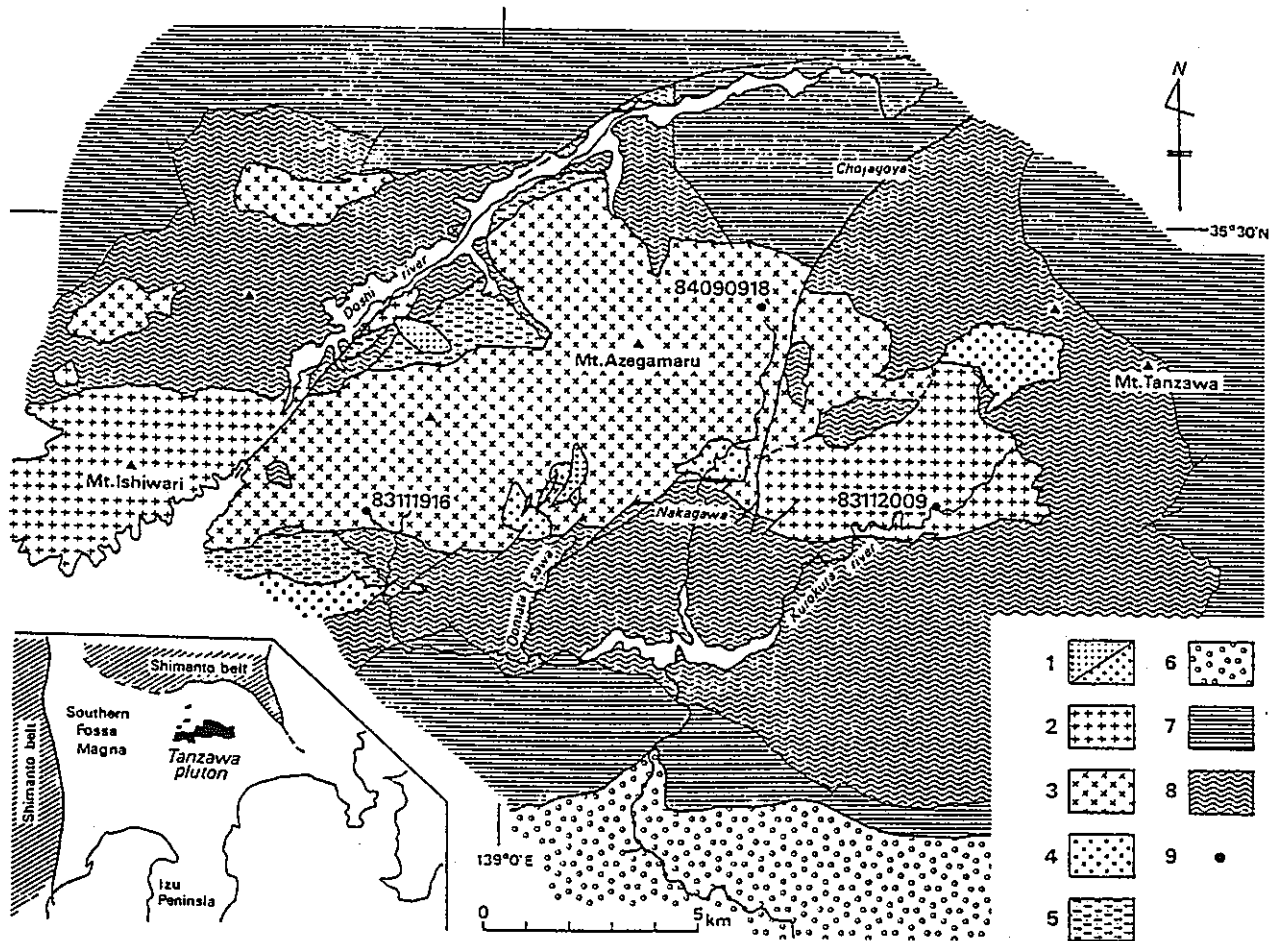


Fig. 1. Geologic map of the Tanzawa pluton with sample localities.

Intrusive units are 1: porphyrite and quartz porphyry, 2: Yushin type tonalite, 3: Azegamaru type tonalite, 4: Kumakizawa type and other quartz dioritic rocks and 5: gabbroic rocks. Sedimentary and volcanic strata are 6: Ashigara Group, 7: Ooyama and its equivalent subgroups of the Tanzawa Group and 8: Togatake and its equivalent subgroups of the Tanzawa Group. No. 9 indicates sample locality. The map is simplified from TAKITA (1974) and SUGIYAMA (1976).

ほとんど認められない。これらの試料の構成鉱物の変質はごくわずかで、黒雲母の緑泥石化も 10 分の 1 以下と見積られる。玄倉川中流で採集したユウシン型の試料 (No. 83112009, SiO<sub>2</sub> 70.1 wt.%) は畦ヶ丸型に比べ軽白質かつ粗粒のトータル岩で角閃石が少なく、いくぶん変質しているが黒雲母の緑泥石化は 5 分の 1 以下と見積られた。これらの岩石はいずれも磁鉄鉱に富み、丹沢岩体を特徴づける高い帯磁率 (20-45 × 10<sup>-3</sup> SI) を示す。鏡下の観察から、角閃石と黒雲母は斜長石および Fe-Ti 酸化鉱物にひきつづいて晶出したと推定され、半自形もしくは他形を呈するとともに、先に晶出した斜長石・磁鉄鉱・チタン鉄鉱・燐灰石などを含む。

測定と結果

K-Ar 年代の測定は、上記 3 試料からそれぞれ分離

濃集した角閃石および黒雲母の 60-100メッシュの粒度のものについて実施した。アルゴンの抽出・精製は石英-パイレックスガラス製の真空装置内で行い、アルゴン同位体比の測定には Micromass 6 型質量分析計を用いた。カリウムの定量は原子吸光法によった。

年代計算に用いた定数は、 $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10}/y$ ,  $\lambda_{\alpha} = 0.581 \times 10^{-10}/y$ ,  $^{40}K/K = 0.01167 \text{ atom\%}$  である (STRIGER & JÄGER, 1977)。これらの定数を用いて再計算すると、KAWANO & UEDA (1966) の年代値 4.3, 5.2, 7.6 Ma はそれぞれ 4.4, 5.3, 7.8 Ma となる。

測定結果を Table 1 に示した。表にみられるように、黒雲母については、岩型・採集位置・変質の程度等によらず、どの試料も 4.6-5.1 Ma というほぼ等しい年代値を示した。分析誤差も考慮すると、これらの年代値の間に有意の差があるとは言い難い。KAWANO & UEDA

Table 1. K-Ar ages for hornblende and biotite from the Tanzawa pluton.

Sample No.	Mineral	K <sub>2</sub> O%	<sup>40</sup> Ar rad. (10 <sup>-6</sup> ml STP/g)	<sup>40</sup> Ar atm (%)	Age(Ma)
83111916	Biotite	6.88	1.12	64.3	5.06±0.27
	Hornblende	0.329, 0.327	0.102 0.117	90.4 83.7	9.63±2.09 11.0 ±1.4
84090918	Biotite	8.63	1.28	71.6	4.58±0.31
	Hornblende	0.244	0.0881 0.0772	92.6 86.8	11.1 ±3.2 9.76±1.51
83112009	Biotite	5.85	0.899	68.2	4.75±0.29

(1966)による黒雲母の年代値 4.4 および 5.3 Ma は中川川および玄倉川で採集された試料について得られたものである。それらの詳しい採集位置は不明であるが、我々の試料と同じ岩体内のものであると考えられ、その年代値は我々の結果と良く一致すると言えよう。一方、角閃石について得られた年代は黒雲母よりは明らかに古く、表に示した畦ヶ丸型の 2 試料は 10.1 および 10.7 Ma という良く似た年代値を与えた。角閃石では K<sub>2</sub>O 含有量が少ないため黒雲母に比べ測定誤差が大きくなっているが、その年代が黒雲母より古いことは間違いなく、上記の 2 試料で年代差は 5.5 および 5.6 Ma となる。

#### 考 察

今回の検討結果でもっとも注目される事実は、広い範囲から採集された試料の黒雲母と角閃石がそれぞれ一様の年代(平均 4.8 Ma, 10.4 Ma)を与え、角閃石は黒雲母より 5 Ma 以上古い中期中新世の年代をもつということである。この事実は、丹沢岩体の進入時期が中期中新世かそれ以前であることを示すとともに、岩体がゆっくりと冷却する過程で、Ar の閉鎖温度の高い角閃石が閉鎖温度の低い黒雲母より古い年代を記録したことを物語る。Ar の閉鎖温度は、角閃石と黒雲母についてそれぞれ 530±40°C, 280±40°C と見積もられているので(HARRISON & McDOUGALL, 1980; HARRISON, 1981)、検討した岩石は、平均 50°C/Ma 程度の速度で冷却し、現在に至ったということになる(Fig. 2)。

丹沢岩体の進入形態について興味ある見解として、こ

の岩体が北下方から南上方に突き上げたような形をもつとの意見がある(見上, 1958; 松田, 1962; SEKI *et al.*, 1969)。この場合、岩体の南北で冷却過程に何らかの違いがあった可能性が考えられるが、得られた鉱物年代にはその証拠が認められない。角閃石と黒雲母が、試料の採集位置によらず、それぞれ一様の年代を示し(Fig. 1, Table 1)、KAWANO & UEDA(1966)の黒雲母年代(4.4, 5.3 Ma)も我々の黒雲母年代(4.6—5.1 Ma)に極めて近いという事実は、むしろ検討した畦ヶ丸型および東部のユウシン型の冷却過程が場所によらずかなり一様であったことを示唆する。したがって、上記の冷却速度(50°C/Ma)は、~~各~~個の試料について見積もられたものではあるが、少なくとも、丹沢岩体中部から東部の冷却速度を代表するものと期待される。この速度は、HARRISON *et al.*(1979)の区分によれば、中程度のものと言えよう。

ところで、丹沢岩体は東西に伸びた形をもつ(Fig. 1)。本岩体西端の石割山付近で採集した試料の黒雲母について、KAWANO & UEDA(1966)は 7.8 Ma の年代値を報告している。岩体中部や東部よりも古いこの黒雲母年代は、付近の岩石が斑状組織をもつこと(丹沢団体研究グループ, 1973)と合わせて興味深い。道志川に沿う断層(Fig. 1)の西側には、その東側より急速に冷却した岩体浅部相が残っているのかもしれない。また、今回検討した試料は岩体中部から東部の比較的へりに近い部分から採集されたものである。岩体の中心部は周辺部よりゆっくりと冷却したと考えられるので、5 km 程度の南北断

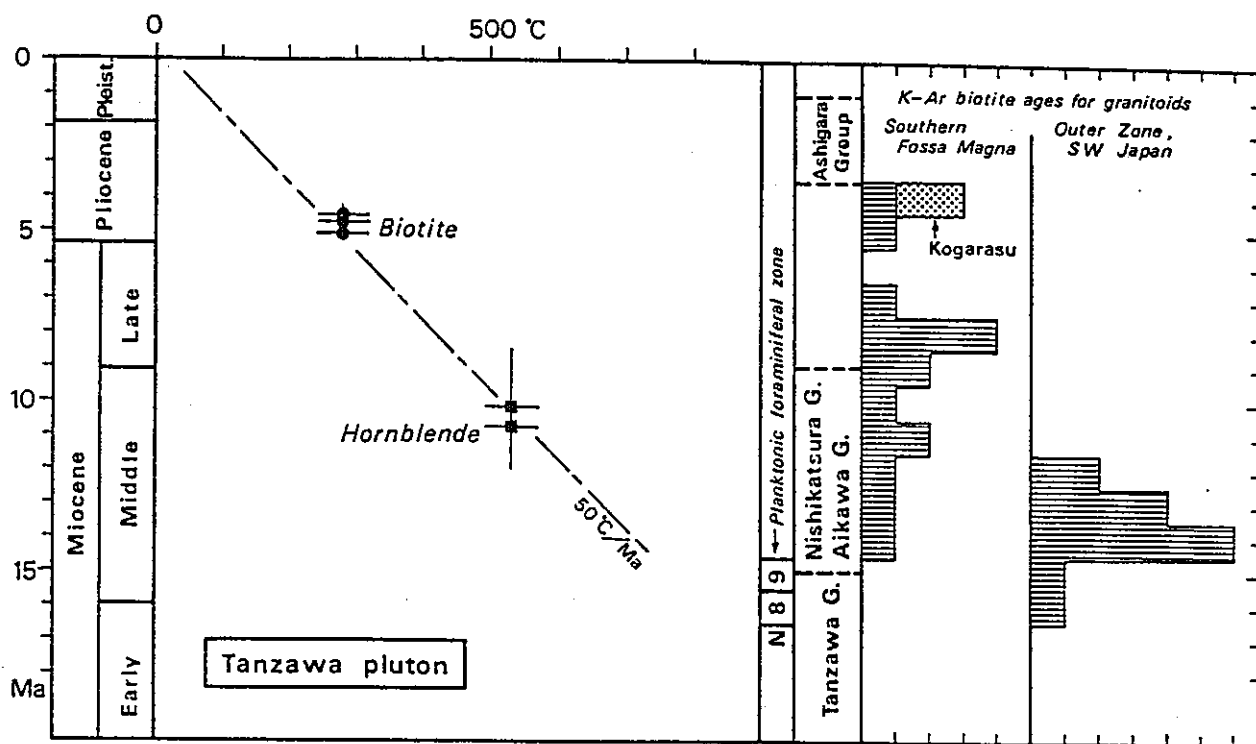


Fig. 2. Relation between K-Ar age and closure temperature for hornblende and biotite. Closure temperatures are based on HARRISON & McDUGALL (1980) and HARRISON (1981). Geologic ages are after TSUCHI *et al.* (1981). Also shown are planktonic foraminiferal zones N8 and N9 by BLOW (1969) and stratigraphic succession of the Tanzawa, Aikawa, Nishikatsura and Ashigara groups. See the text for the ages of the strata. Histogram of K-Ar age for granitoids in the Outer Zone of southwestern Japan is based on the data in Geological Atlas of Japan compiled by the GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN (1982).

面でも、より詳しく調べれば中心部と周辺部の差が鉱物年代の差として検出されるかもしれない。いずれにしても、今後多数の試料について精度の良い鉱物年代を求め、岩体内の場所による冷却過程の変化を明らかにすることが望まれる。

一方、先に見積もった 50°C/Ma という冷却速度は、600°C 程度よりも低い温度範囲での平均的な速度である。今後同一の試料について、燐灰石のフィッシュ・トラック年代など閉鎖温度の異なる鉱物の年代データを加味することによって、詳しい冷却曲線を求める必要がある。しかし、少なくとも検討した2つの試料については、低温になる程ゆっくりと冷却するという単純な冷却史(HARRISON *et al.*, 1979)を想定することはできない(Fig. 2)。(冷却曲線は現在(0 Ma)常温という条件を満たさなければならない)。足柄層群堆積の後期には、すでに丹沢岩体は地表に現われ多量の礫を供給していたと考えられるので、鮮新世以後本岩体は急速に隆起したのであろう。丹沢岩体が単純な冷却史(HARRISON *et al.*,

1979)をたどらず、むしろ直線的な冷却過程(Fig. 2)を経たように見えるのは、このような隆起運動と関係しているのであらう。

丹沢岩体の進入時期は、すでに述べたように、角閃石の年代より古く中期中新世かそれ以前であり、黒雲母の年代は進入時期からは著しくかけ離れた若いものであることが明らかとなった。この結果は、進入時期を後期中新世とした丹沢団体研究グループ(1975)や島津(1984)の推定よりも、むしろ中期中新世かそれ以前とする古くからの考え(見上, 1958; 松田, 1962; SEKI *et al.*, 1969)を支持する。しかしながら、今回得られた K-Ar 年代だけでは、進入時期を上記の結論以上に詳しく決めることはできない。閉鎖温度が角閃石の K-Ar 年代のそれより高く、たとえば 650~700°C との見積りがなされている Rb-Sr 全岩年代(HARRISON *et al.*, 1979)を求めることが、進入時期をより詳しく知る一つの手がかりとなろう。しかし、丹沢岩体の岩石はきわめて低い Rb 含有量で特徴づけられ(ISHIZAKA & YANAGI, 1977)、今回採

集した試料では Rb-Sr 年代を精度良く測定することは難しく、この手法は次の検討課題として残された。ここでは、丹沢層群との貫入関係から、進入時期について若干の考察を加えたいと思う。

丹沢岩体が丹沢層群の中部層までを貫き熱変成作用を与えていることはこれまでの研究が一致して指摘しているところである。しかし、上部層まで岩体の影響が及んでいるかどうかについては、結局岩体に貫かれる長者舎層(島津ほか, 1971)の帰属が確定していないため、必ずしも意見の一致をみていない。これら丹沢層群の中・上部層には *Lepidocyclina* (*Nephrolepidina*) が産し、一部では *Miogyopsina* を伴うという(見上, 1955, 1978; 杉山, 1976)。両化石の共存関係を *Tsuchi et al.* (1981) の生層序対比表に当てはめると、丹沢層群の中・上部層は Blow (1969) による浮遊性有孔虫化石帯の N8—N9 に相当し、これらの地層が前期中新世末から中期中新世初期の 15—16Ma の頃に堆積したと結論される (Fig. 2)。この結論は、丹沢山地の北西部において丹沢層群の上に重なる西桂層群の時代が中期中新世であること(福田・篠木, 1952)と調和的である。

丹沢層群の時代に関する上述の推論が正しいとすると、丹沢岩体の進入時期は 15—16 Ma よりは新しく、恐らく中期中新世の前半であったと思われる。すなわち、丹沢岩体の主要部を形成したマグマは、丹沢層群堆積の末期か愛川層群や西桂層群の堆積期に進入したと推定される。

#### 南部フォッサマグナと西南日本外帯の花崗岩類の年代

丹沢岩体を含む南部フォッサマグナ地域の花崗岩質岩体については、これまでに報告されている K-Ar 年代値 (KAWANO & UEDA, 1966; 柴田ほか, 1976) に 4—10Ma 程度の若い年代が卓越することから (Fig. 2)、その活動時期も比較的若く考えられがちであった(例えば、島津, 1984)。しかし、今回の検討により、最も若い年代値が報告されていた丹沢岩体の活動時期が中期中新世の前半にまでさかのぼり得るとともに、鉱物の K-Ar 年代に及ぼす岩体の徐冷の効果が無視できない程に大きなものであることが明らかになった。これまでに報告された K-Ar 年代は、いずれも黒雲母か一部カリ長石について求められたもので、他の岩体についても徐冷の効果や後の火成活動の影響を考慮しつつ進入時期の再検討を行う必要がある。最近、UENO & SHIBATA (1986) は映父岩体について K-Ar 年代の再検討を行い、共存する黒雲

母と角閃石の間に 4Ma を越える年代差を見出した。角閃石の年代 (10.5 Ma) から、この岩体もその主要部は従来考えられていたより古く、中期中新世に進入したと推定される。

甲府盆地周辺に露出する南部フォッサマグナ地域最大の甲府岩体については、これまで 4.3—14 Ma の K-Ar 年代が報告されている (KAWANO & UEDA, 1966; 柴田ほか, 1984)。この岩体を構成する花崗岩類は早期の瑞穂—昇仙峡型・徳和型・芦川型と後期の小鳥型に 2 大別されるが(佐藤・石原, 1983)、最も若い 4.3 Ma の年代は後期の小鳥型について得られたものである(柴田ほか, 1984)。小鳥型は甲府岩体中央部に進入した南北に伸びる岩脈状の岩体で、早期の徳和型を不整合におおひ 5—6 Ma 位前の火山岩類を貫くことから、中新世最末期から鮮新世初頭に活動したことが確実視される。早期の岩型は、Rb-Sr 全岩年代の検討から、中期中新世の前半に進入したと推定されるが(佐藤ほか, 1986)、報告された黒雲母の K-Ar 年代値は 7—14 Ma に渡っている。この黒雲母年代のうち最も若い値は上記の小鳥型の近くで得られており、早期の岩型の一部は後期の火成活動の熱的影響を受けて若返った可能性が高い(柴田ほか, 1984)。また、蘆崎西方に位置する甲斐駒ヶ岳岩体については、11 Ma の黒雲母年代が報告されており (KAWANO & UEDA, 1966)、この岩体も中期中新世かあるいはそれ以前に進入したと考えられる。

このように、南部フォッサマグナ地域の花崗岩質岩体のうち、中期中新世末以後の若い活動で形成されたことが確かなのは、今のところ甲府岩体後期の小鳥型だけであり、甲府岩体早期の岩型やここで述べた丹沢岩体などの大規模な岩体は、むしろ次に述べる西南日本外帯の花崗岩類と同様、中期中新世の前半に進入したと推定される。

西南日本外帯には、散点的ながら広い範囲にわたって花崗岩類が分布し、その活動の同時性が注目されてきた(柴田, 1978)。この地域の岩体についても、年代値のほとんどは黒雲母について得られたもので、角閃石の K-Ar 年代等による進入時期の検証が望まれるが、年代値が岩体の規模や随伴火山岩類の有無等に関係なくほぼ  $14 \pm 2$  Ma の狭い範囲に集中し (Fig. 2)、火山岩類についてもほぼ等しい年代値が得られていることが注目される。また、南九州の大隅・高隈山・市房山および紫尾山岩体のジルコンと燐灰石について測定されたフィッシュン・トラック年代が黒雲母の K-Ar 年代に極めて近いという事実は、これらの岩体が少なくとも 300°C 程度

以下の温度範囲では非常に速く冷却したことを物語る (MIYACHI, 1985). 岩体の産状や鉱物の種類に関係しない上記のような年代の同時性は, 西南日本外帯の花崗岩質岩体が, 中期中新世前半のほぼ同時期に進入し短期間に固結冷却したことによる, と解するのが最も妥当であろう.

西南日本外帯の花崗岩質岩体と南部フォッサマグナ地域のとくに丹沢岩体との間にみられる冷却史の著しい違いの原因としては, 次の様な可能性が考えられよう. すなわち, (1) 西南日本外帯の岩体が浅所貫入型 (柴田, 1978) であるのに対し, 丹沢岩体は深所貫入型である (あるいは, それぞれ岩体の浅部相・深部相が露出している) というように, 現在みられる岩石の生成深度に違いがあった. (2) 両者の隆起過程が異なっており, 丹沢岩体は進入固結後も長い間深部に留まるかゆっくりと隆起した. (3) 西南日本外帯の岩体が四万十帯の堆積岩類中に貫入したのに対し, 丹沢岩体は直前の時代まで活動の続いた火山岩類中に貫入したため, 進入の場の地温勾配に違いがあった. これらの要素が冷却史にそれぞれどのように寄与したのかは今後の検討課題である.

謝辞 丹沢地域の地層の層序と時代について, 地質調査所の福田 理氏および国際航業株式会社の杉山 明氏からご教示を受けた. 両氏に深謝する.

#### 文 献

- 相原延光, 1975: 丹沢山地北部の地質(1). 神奈川地質, 6, 3-8.
- BLOW, W. H., 1969: Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. In BRÖNNMANN, P. & RENZ, H. H. eds., 1st Conf. on planktonic microfossils, Proc. (Geneva, 1967). E. J. Brill, Leiden, 200-421.
- 地質調査所, 1982: 日本地質アトラス. 119 p., 地質調査所.
- 福田 理・篠木嶺二, 1952: 西桂層群の層序学的並びに微小古生物学的研究. 地質雑, 58, 191-202.
- HARRISON, T.M., 1981: Diffusion of  $^{40}\text{Ar}$  in hornblende. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 324-331.
- , ARMSTRONG, R. L., NAESER, C. W. and HARAKAL, J. E., 1979: Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. *Can. Jour. Earth Sci.*, 16, 400-410.
- and McDUGALL, I., 1980: Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand—I. Thermal, chronological and isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1985-2003.
- 池辺展生, 1978: 日本の新第三系一層序・年代層序と古地理. 日本の新生代地質 (池辺展生教授記念論文集), 13-34.
- 今永 勇, 1982: 箱根火山基盤岩と足柄層群の変形. 神奈川県博研報, no. 13, 75-81.
- 石川秀雄, 1955: 丹沢南部地域の結晶片岩類について. 東京教育大地震研究報告, no. 4, 65-70.
- ISHIZAKA, K. and YANAGI, T., 1977: K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks, Japan: Low-potash island arc plutonic complex. *Earth Planet. Sci. Letters*, 33, 345-352.
- KAWANO, Y. and UEDA, Y., 1966: K-A dating of the igneous rocks in Japan (IV)—Granitic rocks of backbone range in northeastern Japan and its western district—. *Sci. Rept., Tohoku Univ.*, [III], 9, 525-539.
- KUNO, H., 1951: Geology of Hakone volcano and adjacent areas. Part II. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo*, [II], 7, 355-409.
- 松田時彦, 1962: 南部フォッサマグナの地殻構造に対する地質学的推定. 地殻研報, no. 40, 357-369.
- , 1966: 地蔵平付近の地質, とくに進入岩類について. 神奈川県温泉研報告, no. 4, 21-31.
- 松島義章, 1982: 足柄層群中部・上部層の貝化石群集について. 国立科博専報, 15, 53-62.
- 見上敬三, 1955: 丹沢東縁部, 落合層産 *Lepidocyclina nipponica*. 地質雑, 61, 274-275.
- , 1958: 丹沢山地の火成活動と構造発達史. 藤本治義教授還暦記念論文集, 232-244.
- MIKAMI, K., 1962: Geological and petrographical studies on the Tanzawa mountainland, Part I and Part II. *Sci. Rept., Yokohama National Univ.*, [II], no. 8, 57-110, and no. 9, 59-108.
- 見上敬三, 1978: 神奈川県の地質. 神奈川県史各論編4, 自然, 73-378.
- MIYACHI, M., 1985: Fission track ages of some granitic rocks in the Outer Zone of Kyushu, Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 80, 406-409.
- 佐藤興平・石原舜三, 1983: 甲府花崗岩体の帯磁率と化学組成. 地調月報, 34, 413-427.
- ・柴田 賢・内海 茂, 1986: 南部フォッサマグナ丹沢トータル岩質岩体の K-Ar 年代の再検討 (演習). 鉱山地質, 36, 64-65.
- SEKI, Y., OKI, Y., MATSUDA, T., MIKAMI, K. and OKUMURA, K., 1969: Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan (I) and (II). *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 61, 1-24 and 50-75.
- 柴田 賢, 1978: 西南日本外帯における第三紀花崗岩貫入の同時性. 地調月報, 29, 551-554.
- ・青木正博・河内晋平・山崎哲良・小林哲夫, 1976: 長野県和田村第三紀石英閃緑岩中のベグマタイトと K-Ar 年代. 同上, 27, 509-516.
- ・内海 茂, 1983: 南部阿武隈山地花崗岩類の角閃石 K-Ar 年代. 岩鉱, 78, 405-410.
- ・加藤祐三・三村弘二, 1984: 甲府市北部の花崗岩類とその関連岩の K-Ar 年代. 地調月報, 35, 19-24.
- 島津光夫, 1984: 南部フォッサ・マグナ地域の新生代火

- 成作用と島弧会合問題. 地質学論集, no. 24, 233-249.
- ・田淵章敬・楠田 隆, 1971: 丹沢山地東北部の地質構造—丹沢山地の地質学的岩石学的研究その1—. 地質雑, 77, 77-89.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1966: 丹沢山地の岩石と構造(2) 深成岩類. 岩鉱, 55, 25-38.
- STEIGER, R. H, and JÄGER, E., 1977: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- 杉山 明, 1976: 丹沢山地の地質構造発達史(I) 層序および構造. 地質雑, 82, 699-712.
- 滝田良基, 1974: 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 同上, 80, 505-523.
- 丹沢団体研究グループ, 1973: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究(その1) 北部地域の層序と構造. 地質学論集, no. 9, 55-68.
- , 1975: 丹沢地域のグリーンタフに関する研究(その2) 南部結晶片岩地域の層序と構造. 地球科学, 29, 130-147.
- TSUCHI, R. and IGCP-114 NATIONAL WORKING GROUP OF JAPAN, 1981: Bio- and chronostratigraphic correlation of Neogene sequences in the Japanese Islands. In TSUCHI, R. ed., *Neogene of Japan —Its biostratigraphy and chronology—*, IGCP-114 National Working Group of Japan, 91-104.
- UENO, H. and SHIBATA, K., 1986: Radiometric ages of quartz diorite bodies related to the Chichibu pyrometamorphic deposits and their relevance to the metallogenic epoch. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, 81, 77-82.

## (要 旨)

佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1986: 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の K-Ar 不一致年代. 地質雑, 92, 439-446. (SATO, K., SHIBATA, K. and UCHIUMI, S., 1986: Discordant K-Ar ages between hornblende and biotite from the Tanzawa tonalitic pluton in the southern Fossa Magna, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 92, 439-446.)

南部フォッサマグナの丹沢トータル岩質岩体中の角閃石と黒雲母の K-Ar 年代を求め, 両鉱物の間に 5 Ma を越える年代差を見出した. 黒雲母はこれまでに知られている年代値に近い 4.6—5.1 Ma の年代を示したが, 角閃石の年代は 10.1 および 10.7 Ma であった. 野外の観察事実とも合せ, 丹沢岩体は中期中新世に丹沢層群中に進入固結後ゆっくりと冷却したため(平均およそ 50°C/Ma), 角閃石に比べ Ar の閉鎖温度が低い黒雲母は鮮新世初期の若い年代を記録したと考えられる.



- ⑭ 荒井 融, 丹沢山地のテクトニクス-変成岩類の相解析による考察-, 地質学雑誌, v. 93  
No. 3, p. 185~200, (1987)

## 丹沢山地のテクトニクス

### —変成岩類の相解析による考察—

荒 井 融\*

### Tectonics of Tanzawa Mountains —constraints from metamorphic petrology—

Toru ARAI\*

**Abstract** Basaltic and andesitic rocks of the Miocene Tanzawa Group underwent low- to medium-grade metamorphism around the quartz diorite body. Mineral chemistry and phase relations of Ca-Al silicates, actinolite and tschermakitic hornblende in the greenschist facies and the prehnite-pumpellyite facies rocks have been investigated.

The assemblage of epidote, pumpellyite, and prehnite containing quartz and chlorite in the higher prehnite-pumpellyite facies rocks, and the assemblage of epidote, pumpellyite, and actinolite are often found in the same zone. By contrast, the assemblage of epidote, prehnite, and actinolite is often seen in the eastern area of Tanzawa Mountains. Tschermakitic hornblendes with pumpellyite or prehnite are firstly found in the transitional zone of the prehnite-pumpellyite facies and the greenschist facies.

The phase relations of low-grade mineral assemblages in the basaltic rocks including tschermakitic hornblende, epidote, prehnite, pumpellyite, actinolite, whose compositions were analysed by EPMA, were examined by means of SCHREINEMAKERS' bundle. The results are as follows: 1). The prehnite-epidote-actinolite assemblage is only stable in the lower pressure conditions than pumpellyite-actinolite-epidote assemblages. 2). The tschermakitic hornblende-prehnite-epidote assemblage is stable in the higher temperature conditions than prehnite-epidote-actinolite assemblages. 3). It is concluded that the metamorphic pressure of the western half region of Tanzawa Mountains is higher than that of the eastern region.

The following characteristic features are observed in amphibole composite grains: pulled-apart actinolite is filled with common hornblende, and rotated actinolite is fringed with pressure shadows of common hornblende which makes the mineral lineation trending along emplacement direction of the quartz diorite intrusive. The schistosity and mineral lineation defined by common hornblende, epidote and other elongated minerals develop near the quartz diorite intrusive. The rocks showing the plastic deformation structure also contain abundant rotational structure such as asymmetrical pressure shadows. Such evidence strongly suggests the presence of synmetamorphic deformation involving rotational components, which is due to the diapiric upwelling of the Tanzawa quartz diorite.

#### はじめに

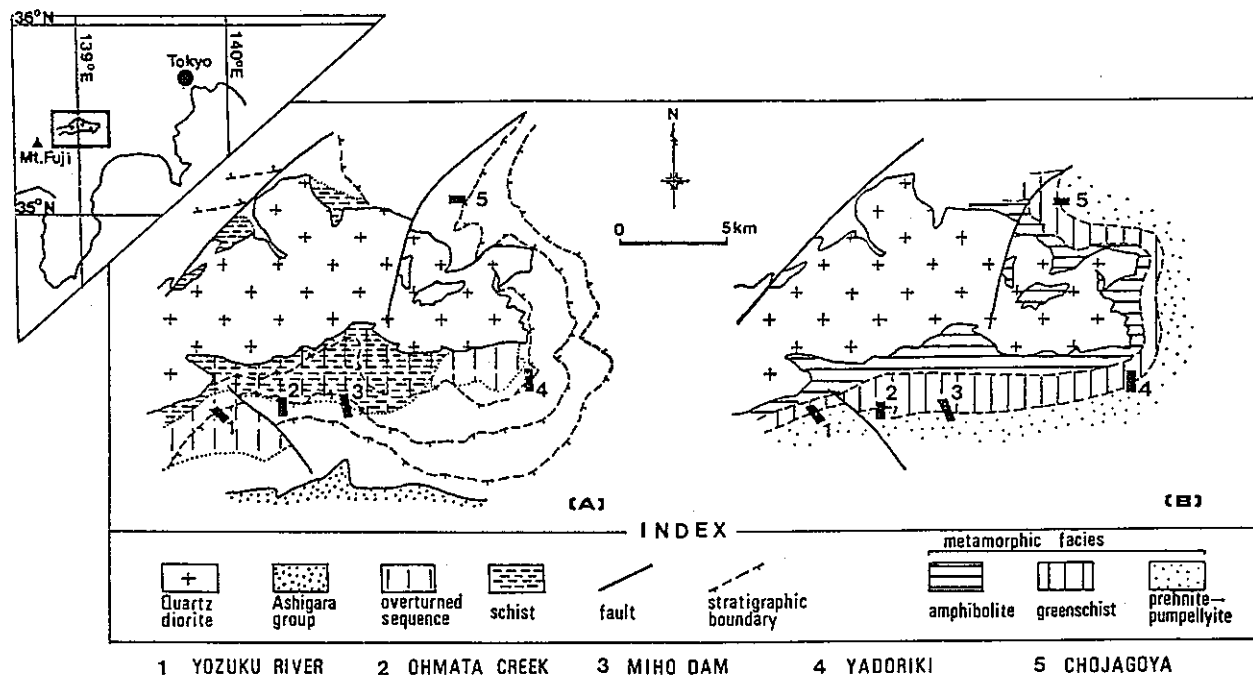
丹沢層群の中-塩基性火山岩類は、丹沢山地中央部に分布する石英閃緑岩体の周囲で、沸石相から角閃岩相ま

1986年6月2日受付。1986年11月22日受理。

\* 地質工学株式会社。Geological Engineering Co. Ltd., 2-11-9, Yotsuya, Shinjuku, Tokyo, 160 Japan.

での変成作用を受けている (SEKI *et al.*, 1969, 1971)。変成岩類は、石英閃緑岩体の南側の幅 1-4 km の東西に延びる地域で片理の発達著しく、この結晶片岩地帯の成因を含めた変成史、構造発達史について、解釈が分かっている。

変成分帯を最初に行った SUGI (1931) は、結晶片岩を



第1図 丹沢山地の地質構造と変成分帯の概略図。

〔A〕地質構造 (滝田, 1974; 杉山, 1976 を簡略化). 〔B〕変成分帯 (SEKI *et al.*, 1969, 1971; 坂野・関, 1979 を簡略化). 数字 1~5 は試料採取を行った地域を示す。

形成した早期の変成作用に、石英閃緑岩の貫入に伴う後期の接触変成作用が重複したと考えた。また、丹沢団体研究グループ(1975)、杉山(1976)は、石英閃緑岩の貫入に先行する広域的な続成変成作用が存在し、結晶片岩が形成されたと述べている。一方、結晶片岩の成因には石英閃緑岩が密接に関与していたという解釈もある。MIKAMI(1961)、SEKI *et al.* (1971)などは、石英閃緑岩体が南へ向かって衝上、貫入したことによって、岩体南側に結晶片岩地帯が形成されたと考えた。

丹沢山地の地質学的、岩石学的研究は、以上の研究を始めとして多数に及ぶが、変成岩の厳密な相解析と、それにもとづく熱史についてはまだ十分に明らかにされていない。筆者は丹沢山地の変成帯のうち、ブドウ石-パンペリー石相から緑色片岩相に相当する低温部で相解析を行った。また、結晶片岩の成因、形成期に言及するため、高温部に分布するカルシウム角閃石の累帯構造を観察した。小論では、これらの研究結果を報告するとともに、丹沢山地の変成作用のメカニズムについてのモデルを提案する。

なお、小論は愛媛大学理学部地球科学教室の修士論文として書かれたものを、加筆、修正したものである。修士論文の指導と原稿を読んでいただいた鳥海光弘博士(現在東京大学)に深く感謝する。愛媛大学理学部地球科学教室と京都大学理学部地質学・鉱物学教室の方々には有

益な助言、討論をいただいた。横浜国立大学の鳥 誠教授と地質工学(株)の方々には多くの便宜と励ましをいただいた。これらの方々に重ねて感謝するものである。

#### 地 質 概 説

丹沢層群とそれに貫入する石英閃緑岩体の構造と岩石学的特徴を、従来の諸研究にもとづいて概観する。

丹沢層群は主として中-塩基性の火山碎屑岩、溶岩、および貫入岩からなり、層厚は7000—10000 mに及ぶとされている。地質構造と層序についてはMIKAMI(1961, 1962)、丹沢団体研究グループ(1973, 1975, 1976)、杉山(1976)などによって詳細に報告されている。石英閃緑岩体を中心として、外側へ向かって上位層の分布するドーム状構造を形成しており、一般に下位層ほど急傾斜を示している。特に石英閃緑岩体の南側は、幅2—4 kmにわたって広域的に逆転していることが知られている(第1図(A))。

変成作用は沸石相から角閃岩相に及んでいる。SEKI *et al.* (1969, 1971)は、石英閃緑岩体へ向かって以下の鉱物相を識別した。

- I ; ヒューランダイト亜相
- II ; ローモンタイト亜相
- III ; ブドウ石-パンペリー石相
- IV ; 緑色片岩相

## V; 角閃岩相

このうち緑色片岩相と角閃岩相に属する岩石は、石英閃緑岩体南側の幅 1—4 km の比較的広い地域と、北西側の一部の地域において、片理や線構造の発達した結晶片岩となっている(杉山, 1976)。これに対して、石英閃緑岩体東側は片理に乏しく、ホルンフェルス様の岩相を示しており、結晶片岩との関係は漸移的である(第1図(B))。

石英閃緑岩体は、MIKAMI(1961)などによって、北から南へ衝上するような貫入形態を持つと考えられていた。一方、滝田(1974)は、18の独立した岩体からなるろうと状の複合岩体であると述べている。滝田(1974)の識別した岩体のうち、西部から中央部に分布する畦ヶ丸岩体と、東部に分布するユウシン岩体の両岩体は、複合岩体の分布面積の大半を占めており、一部で漸移関係にあるとされている。畦ヶ丸岩体東部とユウシン岩体には斑状組織が認められること、また規模の大きいループベンドが岩体東部に多いことなど、石英閃緑岩は全体に東へ向かって浅所の岩相を示している。地質年代としては、河野・植田(1966)によって、4.7—5.2 Ma という黒雲母の K-Ar 年代が報告されている。

## 岩石記載

丹沢山地の変成岩類は、中-塩基性火成岩を原岩としているため、鉱物種の多様なブドウ石—パンペリー石相から緑色片岩相に相当する地域が相解析に適している。筆者は、SEKI *et al.* (1969, 1971)、坂野・関(1979)によるパンペリー石—ブドウ石—緑泥石帯と、アクチノ閃石—緑色片岩帯の境界部に相当すると考えられる5地域で試料を採取し、相解析を行った(第1図に表示)。

得られた試料は凝灰岩、火山礫凝灰岩、溶岩を原岩とした緑色岩であり、いずれも火山礫、溶岩の空孔、凝灰岩の葉理・層理面など、原岩の構造を良く保存している。大部分は塊状岩であるが、世附川、大又沢、三保ダムの3地域のものでは細粒の凝灰岩に弱い劈開が認められることがあり、ブドウ石、緑簾石、緑泥石などの変成鉱物の量比の違いによる縞状構造が発達することもある。

光学顕微鏡で観察した結果、単斜輝石とイルメナイトのラメラ構造を残した磁鉄鉱は、大半が反応せずに残存している。また溶岩と貫入岩は反応が進んでいないため、Caに富む斜長石が残存している。一方、火山ガラス、斜方輝石、カンラン石は変成鉱物によって置き換えられており、碎屑岩類では少量の残留鉱物を除いて大部分が再結晶している。また脈鉱物として石英、沸石族、

緑簾石、緑泥石、および方解石が認められる。

## 鉱物記載

残留鉱物と脈鉱物を除くと、相解析の対象となるのは、石英、斜長石、白雲母、緑泥石、緑簾石、ブドウ石、パンペリー石、カルシウム角閃石、スフェーン、方解石、および硫化鉄鉱物である。このうち変成作用の指標として重要な Ca-Al 含水珪酸塩鉱物とカルシウム角閃石について、産状と化学組織の特徴を述べる。分析には主として日本電子 JXA-733 型マイクロアナライザーを使用し、BENCE-ALBEE法にもとづいて補正計算を行った。分析値のうち代表的なものを第1表に、二次電子像を図版の写真に示す。

(1) 緑簾石 緑簾石は斜長石を置き換えて不規則な形態をなすもの(図版 I-a)と、緑泥石中で自形結晶で産するもの(図版 I-b)とがある。いずれも 20—100  $\mu\text{m}$  程度の粒径を持っているが、後者はやや細粒である。一般に著しく不均質であり、単一の結晶内部において  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$  比が最高 0.15 程度変化することがある。斜長石中のものは累帯構造も不規則な形態を持っているが、緑泥石中のものは緑へ向かって Al の増加する規則的な累帯構造を持っており、両者の化学組成の違いはほとんどない。緑簾石の固溶体は、変成温度の上昇に伴って Al 端成分側へ組成領域が拡大することが NAKAJIMA *et al.* (1977)などで詳しく報告されており、累帯構造は大部分が温度上昇期に形成されたと判断される。

(2) ブドウ石 ブドウ石は斜長石や緑泥石中で集合体をつくることが多い。明瞭な自形を示す結晶を観察すると、例外なく緑へ向かって  $\text{Fe}^{3+}$  が減少し、Al が増加する累帯構造を持っており、途中  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Fe}^{3+})$  比で 0.05 から 0.15 程度の組成的な不連続が認められる(図版 I-c)。緑へ向かって Al の増加する傾向は、共存する緑簾石の累帯構造と調和的であり、温度上昇期の累帯構造と考えられる。組成の不連続の原因は不明であるが、温度上昇期に  $\text{Fe}^{3+}$  の活動度の高い鉱物(例えば赤鉄鉱など)との共存関係が失われたことなどが推察される。

(3) パンペリー石 パンペリー石は緑泥石などとともにアミグダル中で細粒な自形結晶の集合体をつくるもの(図版 I-d)と、斜長石中で 20—50  $\mu\text{m}$  程度の半自形を示すもの(図版 I-e)がある。いずれも不均質であり、緑へ向かって Al または Mg が増大し、 $\text{Fe}^*$ (全鉄)が減少する規則的な累帯構造を持っている。パンペリー石の  $\text{Fe}^*$  含有量が、変成温度の上昇に伴って減少することは、齋場(1982)などによって論じられており、共存する緑簾石の累帯構造と調和的であるため、パンペリー石の

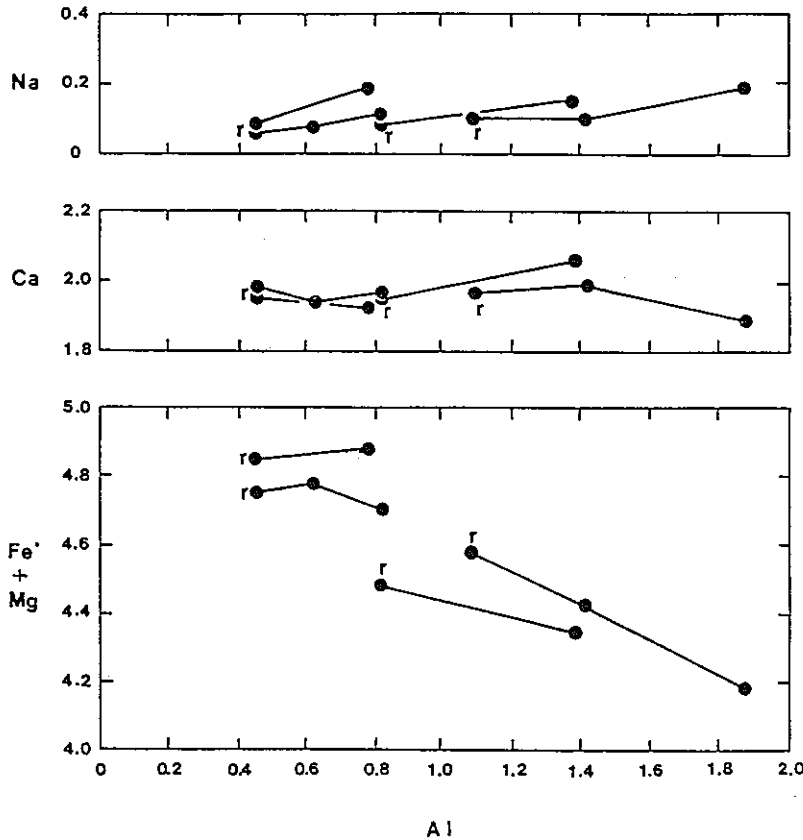
第1表 主要変成鉱物の分析値.

sample (wt %)	epidote				pumpellyite			prehnite		
	M0	M4	A3	A10	M0	A3	A10	M0	M4	A3
SiO <sub>2</sub>	37.37	38.83	37.75	38.63	37.31	36.67	36.64	43.43	43.20	43.83
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.04	0.00	0.07	0.03	0.05	0.01	0.08	0.11	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.07	25.85	23.82	26.91	18.31	20.80	22.44	21.92	20.67	19.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.40	8.89	11.90	8.57	12.71	10.45	9.70	3.04	4.53	6.12
MgO	0.04	0.02	0.02	0.04	2.32	2.44	1.19	0.03	0.00	0.01
MnO	0.13	0.07	0.09	0.15	0.04	0.08	0.04	0.01	0.02	0.01
CaO	22.79	22.78	22.85	23.26	21.46	21.38	22.36	26.62	26.37	25.44
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.08
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02
total	95.80	96.49	96.46	97.66	92.22	91.92	92.39	95.14	94.90	95.49
(cation No.)										
Si	3.112	3.128	3.121	3.082	6.378	6.209	6.147	3.051	3.070	3.111
Ti	0.000	0.003	0.000	0.004	0.004	0.007	0.002	0.004	0.006	0.003
Al	2.264	2.454	2.321	2.531	3.694	4.151	4.437	1.815	1.731	1.667
Fe	0.833	0.539	0.740	0.514	1.638	1.330	1.224	0.161	0.243	0.327
Mg	0.005	0.003	0.003	0.005	0.591	0.615	0.296	0.003	0.000	0.005
Mn	0.009	0.005	0.006	0.010	0.007	0.012	0.005	0.001	0.001	0.001
Ca	2.033	1.966	2.024	1.988	3.936	3.879	4.019	2.003	2.007	1.934
Na	0.000	0.000	0.002	0.000	0.010	0.010	0.000	0.000	0.000	0.011
K	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.005	0.003	0.000	0.000	0.002
total	8.258	8.098	8.220	8.137	16.258	16.216	16.134	7.038	7.059	7.059
oxygen No.		12.5				24.5			11.0	

sample (wt %)	chlorite				Ca-amphibole					
	M0	M4	A3	A10	M4	M4	A4	A4	A9	A9
SiO <sub>2</sub>	29.08	28.95	26.96	26.26	49.54	49.17	51.90	51.33	46.73	45.88
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.07	---	---	---	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.26	16.72	19.62	18.88	3.98	5.90	2.51	4.38	7.90	10.55
FeO	17.82	24.03	23.13	26.36	17.44	15.84	16.54	17.64	18.72	19.55
MgO	21.10	16.64	16.01	14.27	11.57	11.68	12.67	11.61	8.92	7.61
MnO	0.22	0.24	0.31	0.32	0.26	0.25	0.38	0.35	0.33	0.34
CaO	0.20	0.12	0.23	0.07	12.17	12.02	12.63	12.44	12.15	11.71
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.39	0.30	0.51	0.35	0.70
K <sub>2</sub> O	0.00	0.03	0.09	0.06	0.26	0.22	0.18	0.24	0.41	0.50
total	85.67	86.71	86.36	86.22	95.82	95.54	97.11	98.51	95.52	96.87
(cation No.)										
Si	6.013	6.109	5.700	5.674	7.468	7.385	7.690	7.532	7.152	6.943
Ti	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007	0.008	---	---	---	0.003
Al	4.206	4.158	4.894	4.808	0.707	1.044	0.439	0.758	1.424	1.882
Fe	3.080	4.240	4.090	4.762	2.198	1.989	2.050	2.165	2.396	2.474
Mg	6.502	5.234	5.046	4.595	2.599	2.615	2.798	2.539	2.036	1.717
Mn	0.039	0.043	0.056	0.058	0.034	0.032	0.048	0.043	0.043	0.044
Ca	0.044	0.026	0.051	0.015	1.965	1.934	2.005	1.956	1.993	1.898
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.159	0.114	0.087	0.145	0.104	0.206
K	0.000	0.007	0.024	0.017	0.049	0.042	0.033	0.047	0.080	0.096
total	19.884	19.816	19.863	19.930	15.186	15.163	15.150	15.185	15.228	15.264
oxygen No.		28.0					23.0			

緑簾石、パンペリー石、ブドウ石は全鉄を Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> として、緑泥石とカルシウム角閃石は全鉄を FeO として計算した。



第2図 カルシウム角閃石の組成。  
rは最も縁に近い部分の分析値を示す。Fe\* は全鉄。

累帯構造も温度上昇期に形成されたものと考えられる。

(4) カルシウム角閃石 カルシウム角閃石は残留単斜輝石の縁と緑泥石中に針状結晶として生じている。後者は幅 3 μm 以下の細粒結晶であるため分析値が得られない。前者を単斜輝石の縁から基質に向かって2ないし3点分析を行った結果、ブドウ石やパンペリー石と共存するものでも著しく Al に富むものがあることが明らかになった。Al 含有量は一般に単斜輝石の縁に近い部分で高く、酸素数 23 に対して最大 1.9 程度、基質の緑泥石と接する部分でも 1.1 程度含まれることがある。分析値を詳細に検討すると、Na と K はそれぞれ 0.2 と 0.1 以下と低く、Ca は 1.9 から 2.0 の間で一定しており、Fe\*+Mg は Al とほぼ 1:2 の割合で変化している(第2図)。したがって Al はアクチノ閃石に対して主としてチェルマク閃石成分として含まれていることがわかる。カルシウム角閃石の Al 含有量は、変成温度の上昇に伴って増加することが知られており、分析に用いた試料の場合も高温側のものほど Al 含有量が高い。以降の議論では、各試料の Al 含有量の高い部分を高温時の組成と考えてカルシウム角閃石の組成を代表させ、酸素数 23 に対して Al が 1 を越えて含まれるものをチェルマク閃石と呼ぶことにする。なおアクチノ閃石とチェルマク閃石を光学的に識別することは難しく、両者の間

に不混和領域が存在することを示す観察や分析値は、現在のところ得られていない。

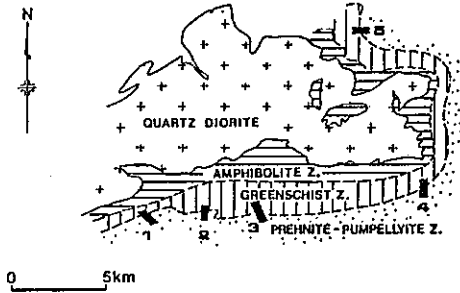
(5) その他の変成鉱物 緑泥石は基質やアミグダル中で 10 μm 以下の細粒結晶の集合体をなし、大部分は青灰色の異常干渉色を示す。緑泥石の Fe/(Fe+Mg) 比は 0.39 から 0.58 までの幅を持っているが、大半は 0.45 から 0.55 の範囲に入る。同一試料内部の組成のばらつきは 0.03 以内であり、他の変成鉱物と比較して均質である。

アルバイトは原岩の斜長石を置き換えた長柱状結晶か、基質においてモザイク状の集合体をつくっている。Ca/(Ca+Na) 比は、最も高温側の試料においても 0.03 以下であり、オリゴクレスは見出されていない。

白雲母(フェンジャイト成分を含む)、スフェーンは全試料に少量含まれる。石英は 70—80 % の試料に含まれるが、再結晶の進んでいない溶岩、貫入岩には確認されないことが多い。方解石、硫化鉄鉱物は半数以上の試料に少量ずつ含まれている。

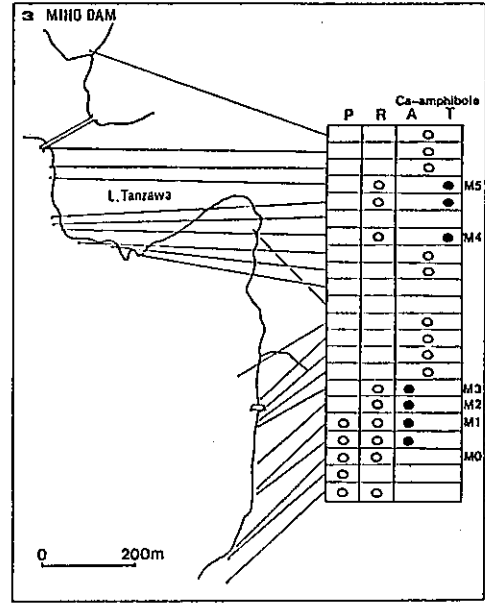
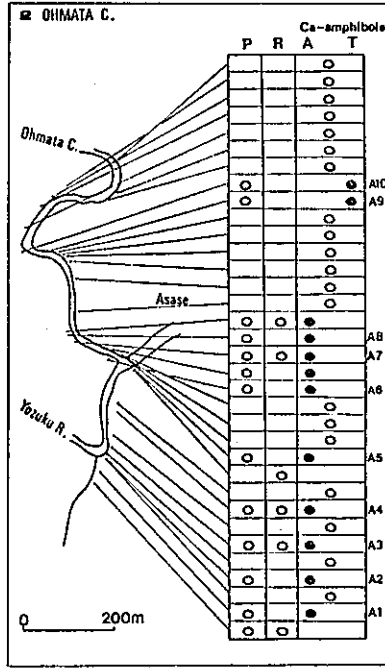
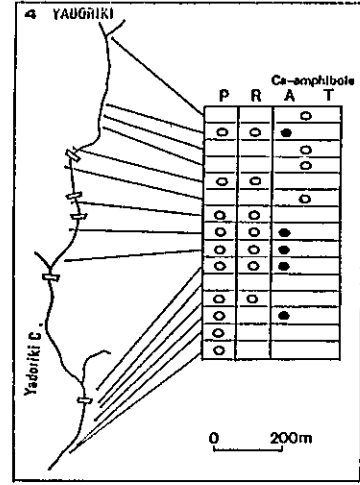
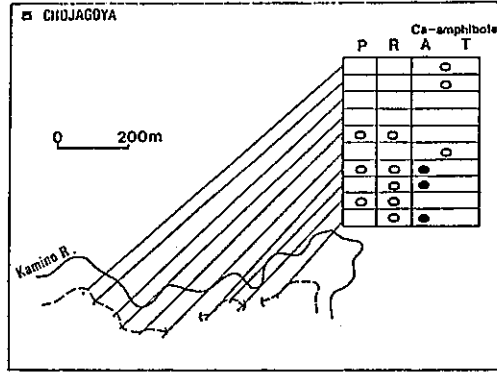
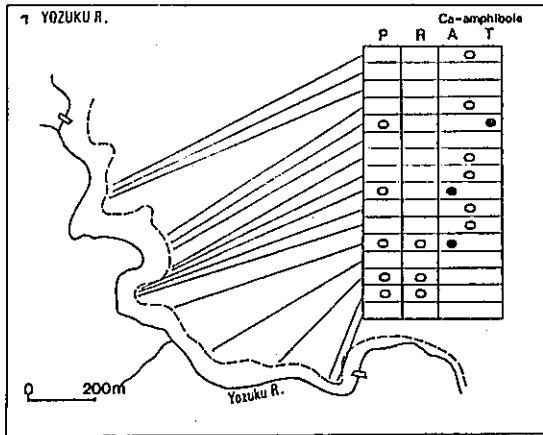
#### 鉱物組合せ

低温の塩基性変成岩の相解析では、SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, および H<sub>2</sub>O の 10 成分系が用いられる。このうち石英とアルバイトが



**INDEX**

P ; pumpellyite	● determined by microanalyser
R ; prehnite	○ by microscope
A ; actinolite	AI-A10, MO-M5 analysed sample
T ; tschermakitic hornblende	
+ epidote, chlorite, albite, quartz	



第3図 各調査地における鉱物組合せの分布。

全試料に石英、曹長石、スフェーン、緑泥石、および綠簾石を含む。カルシウム角閃石(白丸)は、ブドウ石またはパンベリー石と共存するものについてのみ分析を行い、アクチノ閃石とチェルマク閃石を識別した(黒丸)。M0~M5およびA1~A10は第1表、第4~6図に分析値を示した試料の番号。

過剰に存在する系では、 $\text{SiO}_2$  と  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  は過剰成分とみなされる。 $\text{TiO}_2$  と  $\text{K}_2\text{O}$  は、スフェーンと白雲母にのみ含まれ、無関与成分とみなされる。また、共存する流体が  $\text{H}_2\text{O}$  によって満たされ、流体圧が固相圧に等しかったと仮定すると、系は  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{FeO}$ 、 $\text{MgO}$ 、および  $\text{CaO}$  の5成分系に縮少できる。

5成分系による取り扱いのため、得られた試料のうち石英、アルバイトを過剰に含むものを選び出し、第3図に示した。除外された試料は大半が再結晶の進んでいない溶岩であり、第3図の組合せの部分的な組合せを持っている。一方、残された試料のすべてに緑簾石と緑泥石が含まれているため、組合せの違いはブドウ石、パンペリー石、カルシウム角閃石の有無によって示される。なお、カルシウム角閃石がアクチノ閃石であるか、チェルマク閃石であるかの判定は、大量の分析値を必要とするため、ブドウ石またはパンペリー石と共存するものについて分析を行い、判定結果を第3図に示した。

鉱物組合せの特徴は、以下のようにまとめられる。

1. SEKI *et al.* (1969, 1971) によるⅢ帯とⅣ帯の境界と、試料を採取したルートが確実に交差している世附川、大又沢、三保ダムの3地域では、高温側で、

緑簾石+カルシウム角閃石、  
低温側で、

緑簾石+ブドウ石+パンペリー石、  
という緑色片岩相とブドウ石—パンペリー石相の組合せがそれぞれ多く認められ、従来の研究と基本的には一致した結果が得られた。寄と長者舎の両地域は、従来の分帯が精度良く行われていないことや、断層等により構造が複雑になっていることなどが原因で、変成度の変化が不明瞭であり、試料を採取した地点は緑色片岩相に達していないと考えられる。

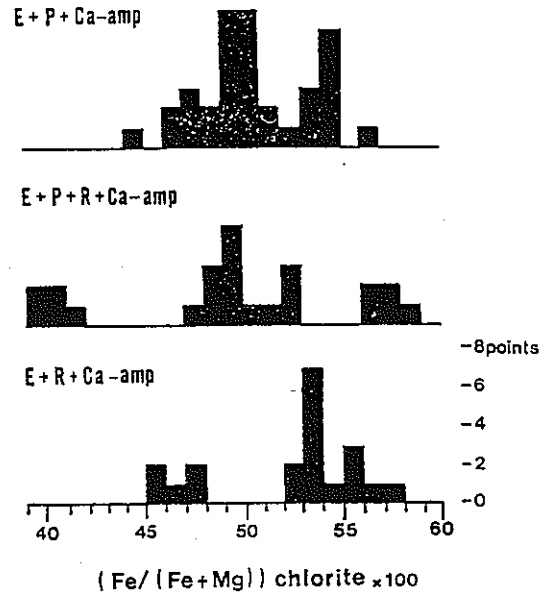
2. 5つの地域には、いずれも緑色片岩相とブドウ石—パンペリー石相の中間的な鉱物組合せが認められる。

緑簾石+パンペリー石+アクチノ閃石、の組合せは、三保ダムを除く各地域に認められ、低温側に多い。

緑簾石+ブドウ石+アクチノ閃石、の組合せは、三保ダム地域の中—低温部と寄地域に認められる。

緑簾石+ブドウ石+パンペリー石+アクチノ閃石、の4相共存の組合せは、地域によって数に差はあるが、全地域に認められる。

チェルマク閃石を含む組合せは、高温側に見つかっており、パンペリー石と共存するものが世附川、大又沢両地域で、ブドウ石と共存するものが三保ダム地域で確認



第4図 鉱物組合せの違いと共存する緑泥石の組成の関係。

緑泥石は1試料につき4~5点を分析した。  
E: 緑簾石, P: パンペリー石, R: ブドウ石, Ca-amp: カルシウム角閃石。

された。

以上のような中間的組合せは、幅 300—500 m という比較的広い地域で確認されており、「両帯の境界が実際にはかなりの幅、漸移部を持つと考えられる(坂野・関, 1979).」という指摘が裏付けられた。

3. 中間的な鉱物組合せの分布は、5つの地域で必ずしも共通していない点が注目される。変成度の変化が明瞭な、世附川、大又沢両地域と、三保ダムを比較すると、前者ではパンペリー石とカルシウム角閃石の共存する部分が幅広く存在しているのに対し、後者ではブドウ石とカルシウム角閃石の共存する部分の幅が広い。

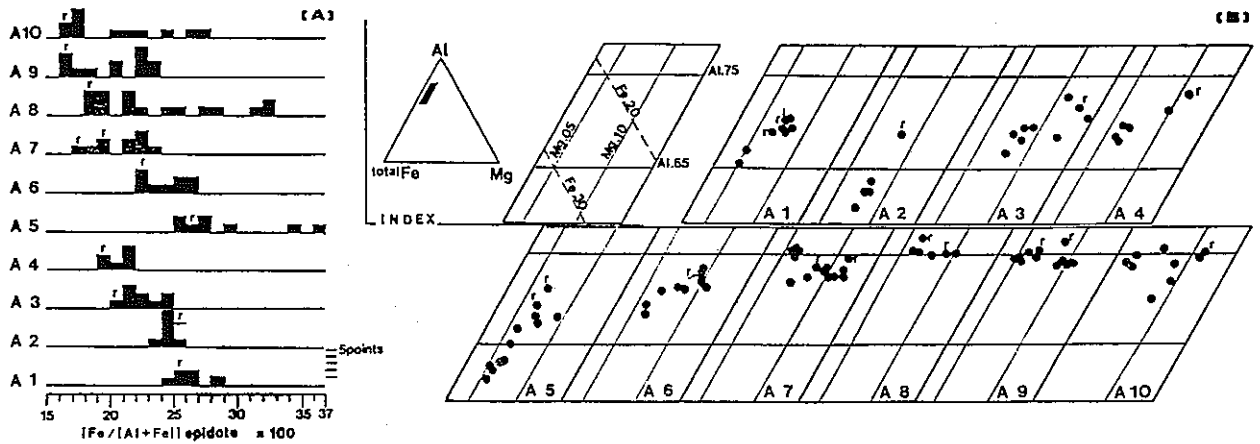
### 考 察

前節で述べた中間的な組合せのうち、  
緑簾石+ブドウ石+アクチノ閃石、  
の組合せは、バンクーバー島の接触変成作用 (KUNUYOSHI & LIU, 1976) や、先カンブリア系の埋没変成作用 (SMITH *et al.*, 1982) など、低圧型の変成帯と考えられる地域に報告されている。一方、

緑簾石+パンペリー石+アクチノ閃石、  
の組合せは、中—高圧型変成帯に特徴的なパンペリー石—アクチノ閃石相(橋本, 1966)の組合せである。

以下の考察では、まずこの2種類の中間的な組合せを持つ試料について、Ca-Al 含水珪酸塩鉱物の組成と変成度の関係を検討する。続いて SCHREINEMAKERS の東





第5図 共存する緑簾石とパンペリー石の組成変化。

[A]; 緑簾石, [B]: パンペリー石. 大又沢地域において, 緑簾石+パンペリー石+カルシウム角閃石の組合せを持つ試料の分析値. A1~A10 は第3図の試料番号, r は緑の組成を示す.

を用いて各地域の変成条件の違いを考察し, これにもとづいた変成作用のモデルを提案する.

なお議論における塩基性岩の系の取り扱いについて, MgO と FeO が各鉱物間で自由に置換できるものとし,  $RO = FeO + MgO$

を1成分とした  $Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, RO$  の4成分系を用いることにする. この系を用いた場合に前述の鉱物組合せの大部分が divariant(自由度2)な組合せとして容易に表現できる. しかし, Mg-Fe<sup>2+</sup> 置換をする鉱物の扱いでは定量性をそこなう可能性が残される. そこで, 前述の各鉱物組合せについて, 共存する緑泥石の Fe/(Fe+Mg)比を比較した(第4図). その結果, 各組合せにおける緑泥石の組成領域は大幅に重複し合っており, 鉱物組合せによる系統的な組成の違いは認められない. したがって, 4成分系で取り扱うことによる問題は無視しようと判断した. また, RO は緑泥石に過剰に含まれるため, 共生関係の表現方法は Al-Fe<sup>3+</sup>-Ca のダイアグラム(Brown, 1977)を用いる.

1. 中間的組合せにおける Ca-Al 含水珪酸塩鉱物の組成変化

(緑簾石+パンペリー石+カルシウム角閃石)

この組合せは大又沢地域に多数見出される. この地域で, 共存する緑簾石とパンペリー石の分析値を試料採取地の順に並べて比較した結果を第5図に示す.

緑簾石がパンペリー石およびアクチノ閃石と共存する場合, 緑簾石の組成が温度に対して敏感に変化することは, 四国三波川帯において NAKAJIMA *et al.* (1977)で詳しく論じられている. 第5図で明らかのように, 低圧型変成帯の典型と言われる丹沢山地においても, 緑簾石の組成が石英閃緑岩体へ向かって連続的に Al 端成分側へ

変化し, 変成度の指標となることを示している. しかし, 三波川帯ではパンペリー石の組成は, Al 端成分で代表しうる程度に Al に富んでいるのに対し, 丹沢山地のパンペリー石は相対的に Fe\* に富んでおり, 緑簾石と同様に変成度の上昇に伴って敏感に Al, Mg 側へ移動していることがわかる. これは緑簾石とパンペリー石の Al-Fe<sup>3+</sup> 分配が両変成帯で異なっていることを意味しており, この組合せの安定な温度が異なっていることを示唆している.

大又沢地域では, パンペリー石と共存する緑簾石の  $Fe^{3+}/(Al+Fe^{3+})$  は 0.16 が下限であり, これより石英閃緑岩体側では,

緑簾石+カルシウム角閃石

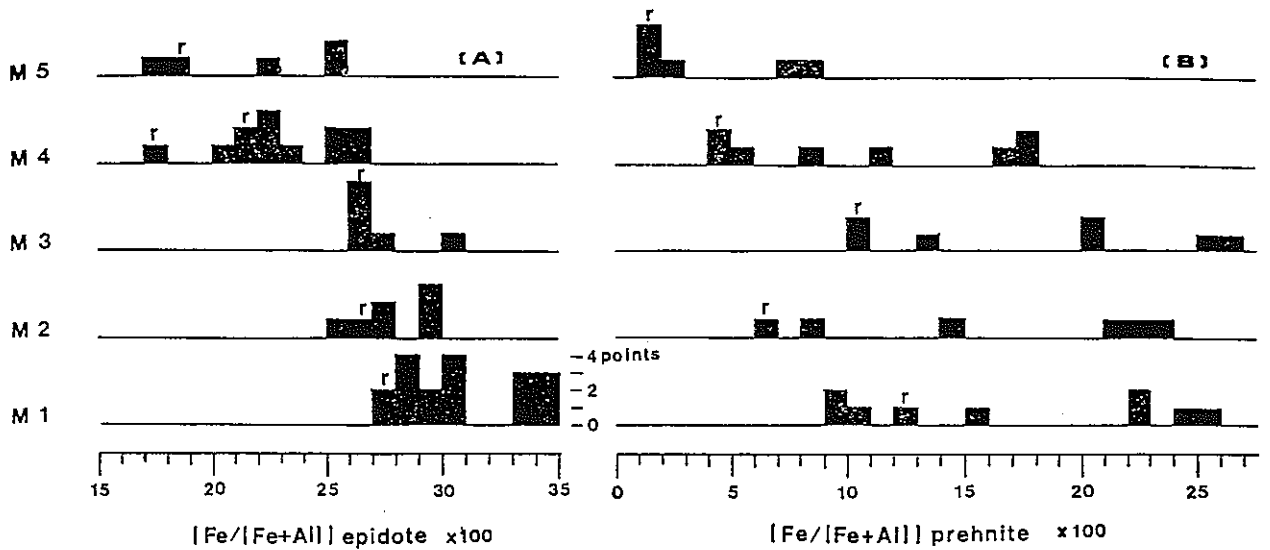
という緑色片岩相の組合せが安定となる.

なお第5図において緑簾石とパンペリー石の組成が, 試料番号 A4 と A5 の間で不連続となることが明瞭に識別される. これは両試料採取地の間に野外で未確認の断層が存在し, 同じ変成度を持つ岩石がルート上で繰り返し出現していることを暗示している.

(緑簾石+ブドウ石+カルシウム角閃石)

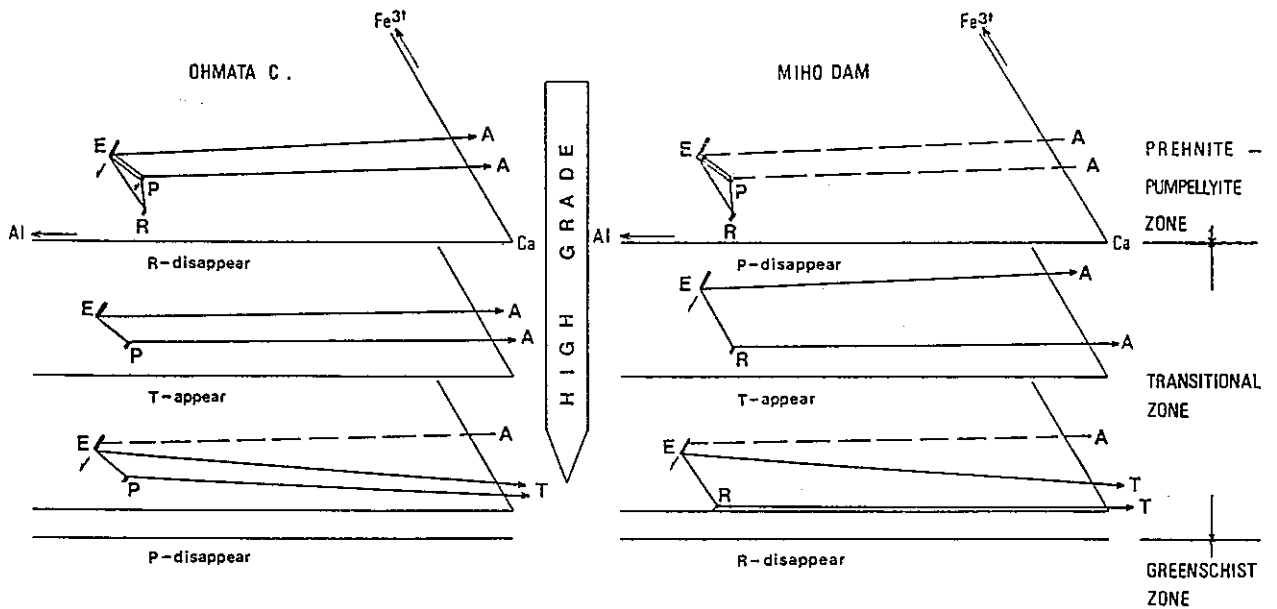
この組合せは三保ダム地域に比較的多く認められる. この地域の緑簾石とブドウ石の組成を, 試料採取地の順に並べて比較した結果を第6図に示す.

この組合せの場合も, 緑簾石とブドウ石は石英閃緑岩体へ向かって Al が増加する傾向があり, 両鉱物の組成が変成度の指標になることを示している. 三保ダム地域では, ブドウ石と共存する緑簾石の  $Fe^{3+}/(Al+Fe^{3+})$  比は, 0.17 が下限であり, これより高温側はブドウ石は不安定になり, 緑色片岩相の組合せだけが安定になると考えられる.



第6図 共存する緑簾石とブドウ石の組成変化.

[A]: 緑簾石, [B]: ブドウ石. 三保ダム地域において, 緑簾石+ブドウ石+カシウム角閃石の組合せを持つ試料の分析値. M1~M5 は第3図の試料番号, rは緑の組成を示す.



第7図 大又沢, 三保ダム両地域の鉱物共生関係の変化.

BROWN(1977)の Al-Fe<sup>3+</sup>-Ca ダイアグラムを用いて投影. E: 緑簾石, P: パンペリー石, R: ブドウ石, A: アクチノ閃石, T: チェルマク閃石. 破線は化学分析によって確認されていない鉱物共生を示す.

(大又沢, 三保ダム両地域の鉱物共生)

以上のような分析結果をもとに, 大又沢, 三保ダム両地域の鉱物共生関係を表現した(第7図). 三保ダム地域のパンペリー石の消滅反応は,

パンペリー石=緑簾石+ブドウ石+アクチノ閃石(石英, 緑泥石, H<sub>2</sub>O 過剰),

という univariant(自由度1)の反応であり, 野外でも明瞭なアイソグラッドとして表現しうる. これに対し, 大

又沢地域のパンペリー石の消滅は,

緑簾石+パンペリー石+カルシウム角閃石の3相領域が Al 側へ移動することによる divariant(自由度2)の反応であるため, 原岩の組成に依存する. 同様に, 三保

ダム地域のブドウ石の消滅は,

緑簾石+ブドウ石+カルシウム角閃石,

大又沢地域のブドウ石の消滅は,

緑簾石+パンペリー石+ブドウ石,

第2表 SCHREINEMAKERS 分析に用いた各鉱物の組成とモル体積。

Phase	Al	Fe <sup>3+</sup>	Ca	R	Si	H	molar volume (cm <sup>3</sup> )	
pumpellyite	4.5	0.5	4	1	6	7	297.3	(1) : LIU (1971), (2)
prehnite	2	—	2	—	3	2	141.1	ROBIE <i>et al.</i> (1979), (3):
epidote	2.55	0.45	2	—	3	1	137.5	SCHIFFMAN & LIU
actinolite	—	—	2	5	8	2	272.9	(1980), (4): PASSAGLIA
tschermakite	2	—	2	4	7	2	272.6	& GOTTERDI (1973),
chlorite	5	—	—	9.5	5.5	16	417.2	(2) (3) (5) BIRD & HELGESON
quartz	—	—	—	—	1	—	22.69	(2) (1980), (6) HELGESON
fluid	—	—	—	—	—	2	19.83	(6) & KIRKHAM (1974).

第3表 不変点から発する一変数曲線(反応式)と(圧力/温度)勾配。

	r	e	a	c	t	i	o	n	dP/dT [bar/deg]
(E), (P)	0.38 R + 0.31 A + 0.16 C + 0.50 Q	=	0.69 T +	fluid					90.4
(R)	0.26 P + 0.13 A + 0.08 C + 0.49 Q	=	0.29 E + 0.36 T +	fluid					48.0
(A)	0.45 P + 0.01 C + 0.49 Q	=	0.26 R + 0.50 E + 0.14 T +	fluid					36.1
(T)	0.56 P + 0.48 Q	=	0.42 R + 0.62 E + 0.08 A + 0.02 C +	fluid					31.5

鉱物名の略号は第2表による。係数は流体相 (fluid=H<sub>2</sub>O) 1モルに対して標準化した。緑簾石を伴わない反応 (E) とパンペリー石を伴わない反応 (P) は縮退して同一の反応になっている。

というそれぞれの三相領域が Al 側へ移動することによる divariant の反応であり、組成依存性があるため、緑簾石の組成を固定するなどしてアイソグラッドとしなければならない。

このようにブドウ石—パンペリー石帯から緑色片岩帯の共生関係の変化は、地域によって明らかに異なっている。

## 2. SCHREINEMAKERS' 分析

各地域の化学的条件を一定にしているにもかかわらず、地域によって共生関係の違いを生み出す原因は、変成時の外的条件の違いがあると考えざるを得ない。そこで以下の手順によって SCHREINEMAKERS' 分析を行い、各地域の変成条件の違いを考察した。

(1) 取り扱う系は、SiO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>, R<sub>9.5</sub>Al<sub>5</sub>Si<sub>5.5</sub>O<sub>20</sub>(OH)<sub>16</sub> を過剰成分とした Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO の3成分系とする。

(2) 取り扱う相は、緑簾石、ブドウ石、パンペリー石、アクチノ閃石、およびチェルマク閃石の5相とする。このうち緑簾石、ブドウ石、パンペリー石は、温度の上昇に伴って組成が著しく変化するが、計算のために組成を固定しなければならない。しかし、第7図に示されるように、どの地域の化学組成を用いた場合でも、3成分系ダイアグラム上における5相のトポロジーは一定

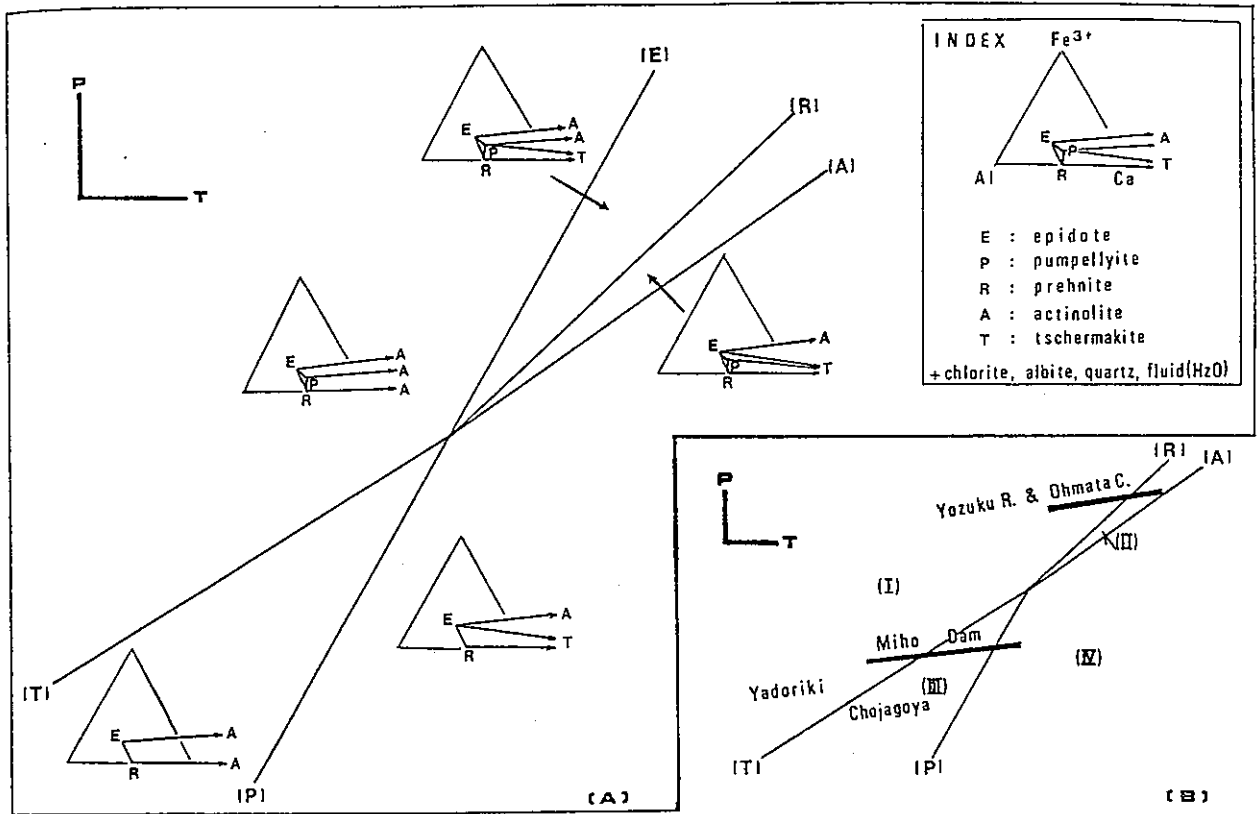
しており、定性的な議論の範囲では問題はない。ここでは、チェルマク閃石の出現する付近の各相の分析値を計算に用いる(第2表)。

(3) 3成分5相系では、温度—圧力空間上においてひとつの不変点から5本の一変数曲線が射出する反応曲線網を描くことができる。反応曲線の勾配は、CLAUSIUS-CLAPEYRON の式、 $dP/dT = \Delta S/\Delta V$  によって表わされるが、反応に伴うエントロピー変化は、主として含水鉱物が脱水する際のエントロピー変化であり、氷から水への変態のエントロピー変化の値に近似できるため、平島(1983)と同様に、FYFE *et al.* (9158) による 12 cal/deg·mol (350°C, 2.5 kb の値) を使用した。また流体相の体積については HELGESON & KIRKHAM (1974) の 350°C, 2.5 kb の値を用いた。

計算の結果得られた反応式とその勾配を第3表に、SCHREINEMAKERS の束を第8図(A)に示す。

5本の一変数曲線のうち、緑簾石を含まない反応(第8図の(E))は、第3図に示した全試料の鉱物組合せが緑簾石を含んでいるため、丹沢山地の共生関係を検討する場合には検出しえない。したがって、温度—圧力空間は、実質的に4つのグリッドに区分される(第8図(B))。各グリッドに安定な divariant の鉱物組合せは、

(I) グリッド——低温高圧側、



第8図 [A] SCHREINEMAKERS の東と鉱物共生関係。 [B] 温度—圧力グリッドと各地域の鉱物共生の対応関係。

鉱物名と一変数曲線の略号は、第2表と第3表による。(I)~(IV)は本文中の温度—圧力グリッドと対応する。

緑簾石+ブドウ石+パンペリー石,  
 緑簾石+パンペリー石+アクチノ閃石,  
 (II) グリッド——高温高压側,  
 緑簾石+ブドウ石+パンペリー石,  
 緑簾石+パンペリー石+チェルマク閃石,  
 緑簾石+アクチノ閃石+チェルマク閃石,  
 (III) グリッド——低温低压側,  
 緑簾石+ブドウ石+アクチノ閃石,  
 (IV) グリッド——高温低压側,  
 緑簾石+ブドウ石+チェルマク閃石,  
 緑簾石+アクチノ閃石+チェルマク閃石,  
 である。これらの組合せのうち、(II)と(IV)のグリッドに安定な、  
 緑簾石+アクチノ閃石+チェルマク閃石,  
 の組合せは、得られた試料において2種類のカルシウム角閃石が連続固溶体をつくるか、間に不混和領域を持つかが不明であるので、第3図の組合せにはそのまま適用できない。しかし、  
 緑簾石+カルシウム角閃石

という緑色片岩相の組合せを調和的である。  
 各地域の鉱物組合せを温度—圧力グリッドに対比した結果は、以下のようにまとめられる。  
 (世附川地域と大又沢地域)  
 両地域では低温部で、  
 緑簾石+ブドウ石+パンペリー石,  
 緑簾石+パンペリー石+アクチノ閃石,  
 の2種類の組合せが存在する。高温部では、  
 緑簾石+パンペリー石+チェルマク閃石,  
 の組合せが認められ、緑色片岩相の組合せが広く分布している。これはグリッド(I)から(II)へ累進的に変成条件が変化する温度—圧力曲線によって示される。  
 (三保ダム地域)  
 三保ダム地域では、低温側から高温側へ、  
 緑簾石+ブドウ石+パンペリー石,  
 緑簾石+ブドウ石+アクチノ閃石,  
 緑簾石+ブドウ石+チェルマク閃石,  
 の順に鉱物組合せが変化し、高温部には緑色片岩相の組合せが広く分布している。これはグリッド(I)から(III),

さらに(P)へ果進的に変成条件が変化する温度—圧力曲線によって示される。

(寄地域)

緑簾石+ブドウ石+パンペリー石,

緑簾石+パンペリー石+アクチノ閃石,

の2種類の3相共存の組合せが認められ、グリッド(I)の変成条件を示している。また、

緑簾石+ブドウ石+パンペリー石+アクチノ閃石,

の4相共存の組合せが多く、これはグリッド(I)と(III)の境界の univariant の組合せであるが、分布と変成度との対応が不明瞭であるため、更に検討を要する。この地域は基本的にグリッド(I)の変成条件を示すと考えられ、緑色片岩相に達していない。

(長者舎地域)

緑簾石+ブドウ石+パンペリー石,

緑簾石+ブドウ石+アクチノ閃石,

の2種類の3相共存の組合せがみられる。付近に北東—南西方向の断層が多数存在しているため、変成度と組合せの対応が不明瞭であるが、グリッド(I)と(III)の変成条件を示す岩石が混在すると考えられる。緑色片岩相には達していないと思われる。

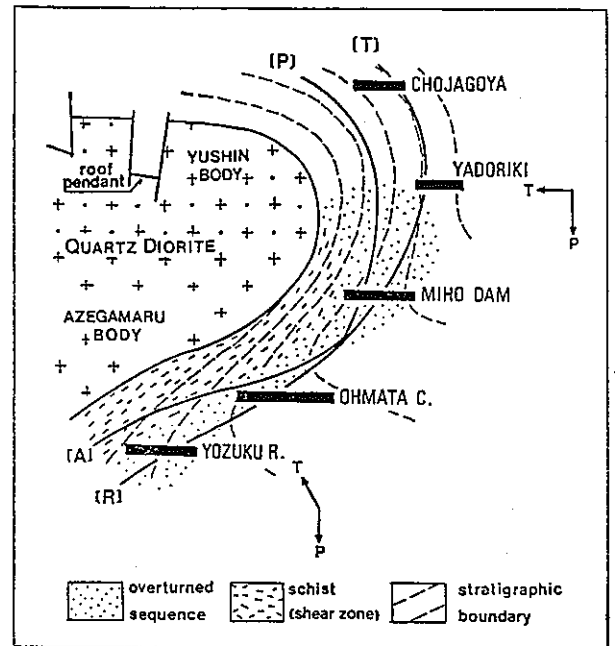
各地域の変成条件を第8図(B)に示す。石英閃緑岩体南西側の世附川、大又沢両地域は、不変点より高圧側の温度—圧力曲線を持つのにに対し、岩体南側の三保ダム地域と、北東側の長者舎地域は、不変点より低圧側の温度—圧力曲線を持っている。

### 3. ダイアピルモデル

以上のような変成帯内部における温度—圧力曲線の違いは、丹沢山地の変成作用と構造発達史にとって2つの重要な意味を持っている。

(1) 丹沢山地の変成帯は、南西部に向かって変成作用時の深部が現在地表に現われている。つまり、丹沢山地の変成作用が最高温時に到達して以降、現在の丹沢山塊が形成されるまでの間に、南西側がより大きな隆起量を持って上昇したことを示している。

(2) 変成作用の基本的なメカニズムは、杉山(1976)などによる埋没変成作用を考えた場合、温度、圧力がともに地下深部へ向かって上昇することになるため、温度—圧力曲線に地域的な違いがあることを説明しにくい。これにかわって、変成帯内部の等温面と等圧面が交差するモデルが必要となる。この場合、石英閃緑岩体が熱源となって側方より熱を供給し、地下深部へ向かって静水圧が上昇するという接触変成作用が最も考えやすい。少なくともブドウ石—パンペリー石帯と緑色片岩帯の境界部より石英閃緑岩体に近い高温側の変成岩類は、



第9図 石英閃緑岩ダイアピル、地質構造、および変成作用の模式的関係。

5つの調査地の石英閃緑岩ダイアピル形成時におけるダイアピルとの深度関係を模式的に表現した。丹沢山地が西側でより大きな隆起量を持って上昇したため、西側の調査地ほどより深部の変成条件を示しており、石英閃緑岩体の岩相、丹沢層群の地質構造もダイアピルの形状と調和的に表現される。

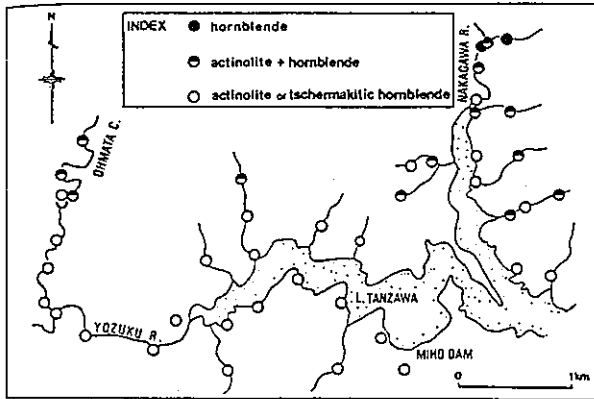
このような特殊な状況下に形成されたと考えられる。

変成岩類の温度構造と、石英閃緑岩体の岩相、丹沢層群の地質構造などを統一的に説明する変成作用のモデルとして、石英閃緑岩ダイアピルの上昇に伴う変成作用を提案する。第9図にダイアピルの様々な地質現象の関係を模式的に示し、このモデルの合理性を以下に述べる。

(1) 熱源が側方に存在し、地下深部へ向かって圧力が増大するため、SCHREINEMAKERSの東をつくる4本の一変数曲線は、ダイアピルの側方から分かれて射出することが可能となる。これによって、西部から東部へ、すなわち深部から浅所へ、5つの地域の鉱物共生を矛盾なく表現できる。

(2) 石英閃緑岩体が西部から東部へ次第に斑状組織の発達する浅所の岩相を示し、岩体東部にルーフペンダントが存在していることと調和する。

(3) 丹沢層群が石英閃緑岩体を取り巻くようなドーム構造を持っていること、またダイアピル側方から下方にあたる三保ダム、大又沢、世附川地域付近で層序が逆転し、寄地域周辺で層理がほぼ直立し、ダイアピル上方



第 10 図 丹沢山地南部三保ダム～大又沢地域のカルシウム角閃石の分布。

“actinolite + hornblende” は、複合結晶の確認された試料の位置を示す。

の長者舎地域が正層序であることを表現できる。

(4) 結晶片岩の形成には、塑性変形をもたらすだけの温度と差応力が必要である。ダイアピルの周囲では、ダイアピル上方から側方への物質流が生じるため、石英閃緑岩体南側は歪みが最も進行する位置に対応すると考えられる。さらにダイアピル上方にあたる岩体北東側の地域は、歪み量が少なく、ホルンフェルス化し、ルーフペンダントが形成されたとみられる。

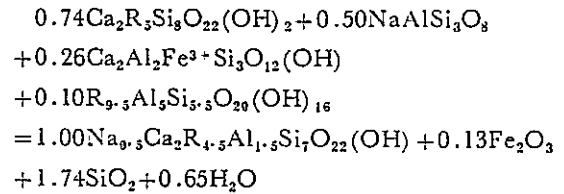
4. 結晶片岩地帯の形成史

従来丹沢山地の変成作用を重複変成作用と考えていた論拠に、石英閃緑岩体中に結晶片岩が捕獲されていることや、片理面、層理面が接触面と斜交する地域があることがあげられている。これらは片理面の形成が何によるものかが考察されない限り、状況証拠となる。そこで石英閃緑岩体南側の緑色片岩帯から角閃岩帯に相当する結晶片岩地帯で、片理や線構造をつくっている変成鉱物の組織とその方向性を観察し、片理面や線構造の形成期について考察を加えた。

結晶片岩地帯において片理や線構造をつくっている鉱物は、緑色片岩帯ではアクチノ閃石と緑泥石、角閃岩帯では普通角閃石である。Sugi(1931)に報告されているように、緑色片岩帯と角閃岩帯の境界部付近で、アクチノ閃石を核とし、普通角閃石の縁を持った試料を多数採取できる(第 10 図)。累帯構造は光学顕微鏡でも容易に観察されるが、アクチノ閃石に対して普通角閃石が相対的に Fe に富んでいるため、二次電子線像では鮮明にとらえることができる(図版 I-f)。

第 10 図に示した累帯構造を持つ 13 の試料のうち、5 試料が緑簾石、緑泥石、磁鉄鉱、斜長石、および石英

を含んでおり、残る 8 試料は緑泥石、磁鉄鉱、石英のいずれかを欠いた部分的な組合せを持っている。アクチノ閃石から普通角閃石を生ずる反応は、普通角閃石 1 モルに対して、



(アクチノ閃石 + 斜長石 + 緑簾石 + 緑泥石 = 普通角閃石 + 磁鉄鉱 + 石英 + 流体)，

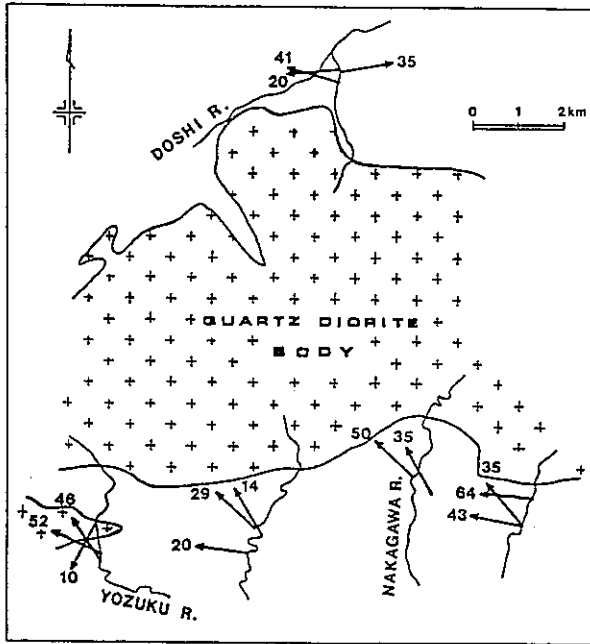
という形で表わされる。変成反応は一般に累進変成過程で脱水反応となるため、普通角閃石は高温側の生成物であり、角閃石の累帯構造は温度上昇期に形成されたものであると判断できる。

ところで、累帯構造を持った角閃石を詳しく観察すると、単斜輝石斑晶をアクチノ閃石が置き換え、さらにその縁に生じた普通角閃石が片理面方向に成長しているもの(図版 I-g)や、アクチノ閃石の pull-apart に普通角閃石を生じているもの(図版 I-h)が見つかる。これらは温度上昇期に岩石の塑成変形が進行していたことを示している。Sugi(1931)は、累帯構造の縁に生じた普通角閃石の成因を、石英閃緑岩体の貫入による変成作用に求めたが、普通角閃石の方がより動的な場で形成されたことがわかる。前述のように、緑色片岩相より高温側の鉱物共生は、ダイアピルによる温度構造に支配されていたと考えられるため、片理面と鉱物線構造の形成はダイアピル上昇期に進行していたと考えられる。

石英閃緑岩体に結晶片岩が捕獲されていることと、片理と鉱物線構造の形成がダイアピルの上昇による累進的変形プロセスであることは矛盾しない。ダイアピルの上昇を数十万年、数百万年というオーダーで考えれば、丹沢層群の変成作用が開始されて今日に至る丹沢山地の構造発達史の中で、ダイアピル上昇過程は大きな時間的比率を持っていたと思われる。石英閃緑岩体は上昇過程において周囲に変成作用を与える一方、すでに片理面の形成された周囲の岩石を捕獲したとしても不自然ではない。

ところで、角閃石の伸長による結晶片岩の線構造が、一般に北西方向の落ちを示すことが、杉山(1976)などによって述べられている。しかし、その方向の持つ構造発達史上の意義についてはまだ言及されていない。

線構造のうち断層周辺や節理面に沿って認められるものは、緑泥石等の粘土鉱物によるものが多く、比較的最近の構造に支配されていると考えられる。しかし、明瞭



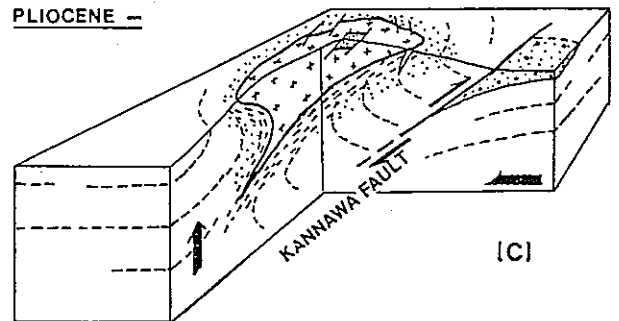
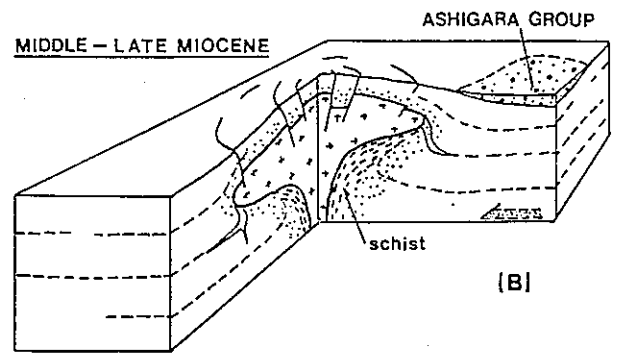
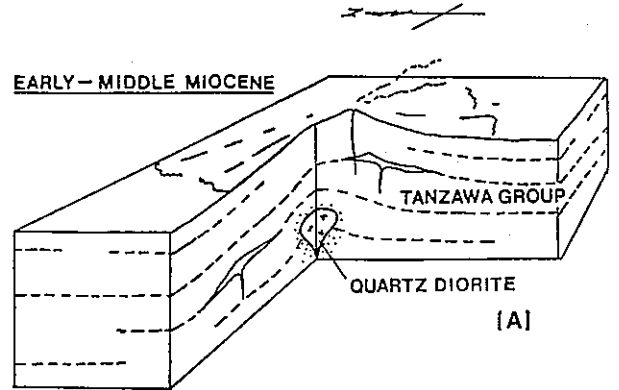
第 11 図 角閃石の伸長方向によって特徴づけられる線構造の方向の分布。矢印の向きと数字は線構造の“落ち”の向きと傾斜角度を示す。

な片理面内に観察される角閃石の伸長方向は、片理面の方向とはほぼ一致しており、片理面形成期における累進的な変形の歪み楕円の長軸と短軸方向に一致していることが期待される。そこで、石英閃緑岩体南側を中心に、十数箇所測定した角閃石の伸長方向を第 11 図に示す。測定結果は若干の例外を除いて西ないし北西方向を落ちを示しており、従来の研究と一致する。この方向は、図版 I-g にも示されるようなせん断変形方向であり、石英閃緑岩ダイアピルの上昇方向と考えられる。したがって、結晶片岩形成期にダイアピル側方で形成された鉱物線構造が、丹沢山地全体が東へ傾動しながら隆起したために、現在西ないし北西方向の落ちを示すようになったと解釈される。

丹沢山地のテクトニクス

以上の考察結果のまとめとして、最近の南部フォッサマグナ地域の諸研究を考え合わせ、丹沢山地のテクトニクスを概観する。構造発達史のモデルを第 12 図に示す。

(1) 中新世前～中期、大規模な火山活動によって丹沢層群が厚く堆積した。丹沢層群をつくる火山岩類は、巨摩、御坂山地に分布する同時代の堆積物と比較して、粗粒の火砕岩を主体としており、伊豆半島の基盤をなす湯ヶ島層群の堆積物に類似している(松田, 1980)。したがって、丹沢層群は伊豆-マリアナへと連続する島弧の



第 12 図 丹沢山地の構造発達史モデル。

- 〔A〕 丹沢層群堆積期。
- 〔B〕 石英閃緑岩ダイアピル形成期。
- 〔C〕 伊豆地塊の衝突と丹沢山地の傾動隆起の時期。

一部として形成されたと思われる(第 12 図(A))。

(2) 中新世中期以降、石英閃緑岩体が貫入を開始した。岩体上昇し、ダイアピルを形成するに伴って、丹沢層群はドーム状構造を形成し、南側地域は広域的に逆転した。丹沢層群の火山岩類はダイアピルからの熱によって角閃岩相までの変成作用を受ける。この変成作用は熱源が側方に存在するため、深度によって温度-圧力曲線が異なるという特殊性を持っている。ダイアピル上方は、水平引張応力下におかれてループペンダントが形成され、周囲の岩石はホルンフェルス化する。一方ダイアピルの側方から下方は、ダイアピルの上昇に伴う熱と

差応力によって塑性変形し、結晶片岩が形成された(第12図(B)).

(3) 中新世後期の足柄層群の堆積期には丹沢山地は隆起を開始しており、足柄層群に堆積物を供給していた。また、中新世にはすでに石英閃緑岩体の一部も地表に露出していた(SEKI *et al.*, 1969, 1971)。この構造運動は、伊豆地塊の本州弧への衝突(MATSUDA, 1978)や神縄断層の活動など、丹沢山地がプレート境界に近接していたことに深く関係している。丹沢山地の隆起速度は南西部で大きく、山地全体が東へ傾動するように隆起した。その結果、石英閃緑岩体と周囲の変成岩類は、南西部へ向かってより深部が露出する分布形態を持つに至った(第12図(C)).

### 文 献

- 櫻場清文, 1982: 四国中西部秩父累帯北帯, 中津・名野川地域の三波川変成作用. 地質雑, **88**, 875-885.
- 坂野昇平・関陽太郎, 1979: 変成作用の熱力学的解析. 岩波講座地球科学 4, 松井義人・坂野昇平編, 岩波書店, 東京.
- BIRD, D. K. and HELGESON, H. C., 1980: Chemical interaction of aqueous solutions with epidote-feldspar mineral assemblage in geologic system, (1) Thermodynamic analysis of phase relations in the system  $\text{CaO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ . *Amer. Jour. Sci.*, **280**, 907-941.
- BROWN, E. H., 1977: Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in low grade metamorphic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **64**, 123-136.
- FYFE, W. S., TURNER, E. J. and VERHOOGEN, J., 1958: Metamorphic relations and metamorphic facies. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **73**.
- 橋本光男, 1966: ブドウ石 パンペリー石変成グレイワッケ相. 地質雑, **72**, 253-265.
- HELGESON, H. C. and KIRKHAM, D. H., 1974: Theoretical prediction of thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressure and temperatures, I. Summary of the thermodynamic/electrostatic properties of the solvent. *Amer. Jour. Sci.*, **274**, 1089-1198.
- 平島崇男, 1983: SCHREINEMAKERS の東の方法を用いた藍閃変成作用の鉱物共生関係の解析. 地質雑, **89**, 679-691.
- 河野義礼・植田良夫, 1966: 本邦産火成岩の K-Ar dating, (IV) 東北日本の花崗岩類. 岩鉱, **56**, 41-55.
- KUNYOSHI, S. and LIU, J. G., 1976: Contact metamorphism of the Karmutsen Volcanics, Vancouver Island, British Columbia. *Jour. Petrol.*, **17**, 73-99.
- LIU, J. G., 1971: Synthesis and stability relations of prehnite. *Amer. Mineral.*, **56**, 507-351.
- MATSUDA, T., 1978: Collision of the Izu-Bonin arc with central Honshu, Cenozoic tectonics of the Fossa Magna. *Japan. Jour. Phys. Earth.*, **26**, 409-421.
- 松田時彦, 1980: 新生代後期の地層群. 岩波講座地球科学 15. 勘米良亀齡・橋本光男・松田時彦編, 岩波書店, 東京.
- MIKAMI, K., 1961, 1962: Geological and petrological studies on the Tanzawa Mountainland, (1), (2). *Sci. Rep., Yokohama Nat. Univ.*, **6**, 57-110, **9**, 59-108.
- NAKAJIMA, T., BANNO, S. and SUZUKI, T., 1977: Reactions leading to the disappearance of pumpellyite in low-grade metamorphic rocks of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Jour. Petrol.*, **18**, 263-284.
- PASSAGLIA, E. and GOTTERDI, G., 1973: Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. *Can. Mineral.*, **12**, 219-223.
- ROBIE, R. A., HEMINGWAY, B. S. and FISHER, J. R., 1979: Thermodynamic properties of minerals and related substances of 298.15 K and 1 bar ( $10^5$  pascals) pressure and higher temperature. *U. S. Geological Survey Bulletin* **1452**.
- SCHIFFMAN, P. and LIU, J. G., 1980: Synthesis and stability relation of Mg-Al pumpellyite,  $\text{Ca}_4\text{Al}_5\text{MgSi}_6\text{O}_{21}(\text{OH})_7$ . *Jour. Petrol.*, **21**, 441-474.
- SEKI, Y., OKI, Y., MATSUDA, T., MIKAMI, K. and OKUMURA, K., 1969: Metamorphism in the Tanzawa Mountains, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **61**, 1-75.
- , ———, ONUKI, H. and ODAKA, S., 1971: Metamorphism and vein minerals of North Tanzawa Mountains, central Japan. *Jour. Japan. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol.*, **66**, 1-21.
- SMITH, R. E., PERDRIX, J. L. and PARKS, T. C., 1982: Burial metamorphism in the Hamersley Basin, Western Australia. *Jour. Petrol.*, **33**, 75-102.
- SUGI, K., 1931: On the metamorphic facies of Misaka series in the vicinity of Nakagawa Prov., Sagami. *Japan. Jour. Geol. Geogr.*, **9**, 87-142.
- 杉山 明, 1976: 丹沢山地の地質構造発達史, (1) 層序および構造. 地質雑, **82**, 699-712.
- 滝田良基, 1974: 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史. 地質雑, **80**, 505-525.
- 丹沢団体研究グループ, 1973: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究, (その1) 北部地域の層序と構造. 地質学論集, no. 9, 55-68.
- , 1975: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究, (その2) 南部結晶片岩地域の層序と構造. 地球科学, **29**, 130-147.
- , 1976: 丹沢山地のグリーンタフに関する研究, (その3) 南西部地域の層序と構造. 地質学論集, no. 13, 299-311.



## (要 旨)

荒井 融, 1987: 丹沢山地のテクトニクス—変成岩類の相解析による考察—. 地質雑, 93, 185-200. (ARAI, T., 1987: Tectonics of Tanzawa Mountains—constraints from metamorphic petrology—. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 93, 185-200.)

丹沢山地の変成岩類のうち, ブドウ石—パンベリー石相と緑色片岩相の境界部付近の鉱物共生関係を考察した. 石英閃緑岩体東側地域には緑簾石+ブドウ石+アクチノ閃石のより低圧で安定な組合せがみつかると. 高温部ではチェルマク閃石成分に富む普通角閃石とパンベリー石またはブドウ石の共存する岩石を見出した. SCHREINEMAKERS の束を用いて組合せを検討した結果, 丹沢山地西部の変成岩は, より高圧の温度—圧力曲線で示される.

丹沢山地南部の結晶片岩地帯には, アクチノ閃石が普通角閃石に緑どられ, 普通角閃石が片理や線構造をつくっている構造が観察される. 角閃石の鉱物線構造は石英閃緑岩体の貫入方向を示すと考えられる. これらの事実は, 石英閃緑岩ダイアピルの上昇によって岩石が塑性変形し, 結晶片岩地帯が形成されたことを示している.

## 図 版 説 明

## 第 I 図版

## 変成鉱物の二次電子像

白く輝く部分は平均原子番号が大きいことを示している.  $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$  置換,  $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$  置換を伴う固溶体鉱物では, 平均原子番号の差異が大きくなるため, Fe に富む部分が明るく見える.

- (a) 緑簾石: 曹長石中で不規則な累帯構造と形状を示す.
- (b) 緑簾石: 緑泥石中で自形をなし, 縁へ向かって Al の増加する累帯構造を示す.
- (c) ブドウ石: 自形結晶の集合体をなす. 中心部が Fe, 縁が Al に富む明瞭な累帯構造を示す.
- (d) パンベリー石: 緑泥石中では, 細粒な自形結晶の集合体をなす. 個々の結晶の中心部が Fe に富んでいる.
- (e) パンベリー石: 曹長石中で半自形結晶を示す. 一部融食形を示すが, 中心部は Fe に富んでいる.
- (f) Ca 角閃石の累帯構造: 中心部がアクチノ閃石, 縁が普通角閃石.
- (g) 単斜輝石を置き換えたアクチノ閃石の非対称的な pressure shadow を埋める普通角閃石.
- (h) アクチノ閃石の pull-apart 部を埋める普通角閃石.

記号 E: 緑簾石, P: パンベリー石, R: ブドウ石, A: アクチノ閃石, H: 普通角閃石, ab: 曹長石, ch: 緑泥石, pl: 斜長石.

