

隠岐島後北東部中村地域に分布する時張山累層の層序と構造

小島 健*・小室 裕明**・村上 久***

The Tokibariyama Formation in the northeastern part of the Oki-Dogo Island

Takeshi Kojima*, Hiroaki Komuro** and Hisashi Murakami***

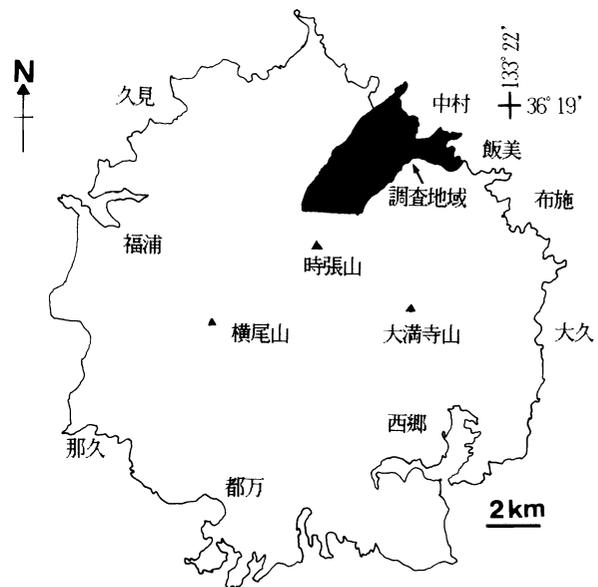
Abstract

The Tokibariyama Formation of the late Oligocene is divided into the Choshigawa Rhyolitic and Chikaishigawa Andesitic Members in ascending order. The Choshigawa Rhyolitic Member consists mainly of pyroclastic rocks intercalating some lake deposits — thin alternated beds of sandstone and mudstone — at the upper part. These deposits show a period of weak eruption. The Chikaishigawa Andesitic Member consists mainly of lavas and partly of pyroclastic rocks. Namely, andesitic lavas flowed out after the explosive eruption of rhyolitic magma.

はじめに

島根県の隠岐島後における新生界最下部の時張山累層(山崎, 1984)は, 流紋岩・安山岩などのカルクアルカリ岩の火山岩・火砕岩類からなり, 基盤の隠岐変成岩類(太田, 1963)と古期花崗岩(田結庄ほか, 1991)を不整合に覆って分布している。

時張山累層については, 山崎(1984, 1991, 1992)および鳥居ほか(1984)が層序および地質構造を報告した。北川(1995 MS)は, 大満寺山から銚子川にかけての地域に分布する時張山累層が一つのコールドロンを構成することを発見し, 銚子川コールドロンと命名した。時張山累層は, このコールドロンの外側にも, コールドロンの西~北~東の三方向をかこむように分布している。銚子川コールドロンの内側を埋積する時張山累層と外側に分布する時張山累層との関係は, 十分には解明されていない。小論では, 時張山累層全体の形成場と構造の解明のための基礎データとして, コールドロンの外側北方に分布する時張山累層の岩相・層序・構造について詳述する。



地質概説

調査地域(第1図)に分布する基盤岩類と第三系は, 隠岐変成岩類・古期花崗岩・時張山累層・郡累層・平粗面岩・葛尾石英流紋岩・大峰玄武岩である(Tomita 1936; Uchimizu, 1966; 大久保, 1981; 山崎, 1984, 1992; 山崎ほか, 1991)。第三系の最下部層である時張山累層は, 下部層の流紋岩質熔結凝灰岩のフィッシュン・トラック年代値が 26.0 ± 4.2 Ma(鹿野・中野, 1985)を示すこと, 時張山累層を貫く新期花崗岩のカリ長石の K-Ar

* 島根大学理学部地質学教室
Department of Geology, Shimane University, Matsue, 690 Japan
** 島根大学総合理工学部地球資源環境学教室
Department of Geoscience, Shimane University, Matsue, 690 Japan
*** コスモ建設コンサルタント(株)
Cosmo Construction Consultant Co. Ltd.

時代	地層名	層厚 (m)	岩相	柱状図
第四紀	大峰玄武岩	75+	アルカリ玄武岩溶岩	
中新世	葛尾石英流紋岩	130+	石英流紋岩溶岩	
	平粗面岩	75+	粗面岩溶岩	
	郡累層 小路凝灰岩部層	60+	酸性凝灰岩	
漸新世	時張山果層 近石川安山岩部層	275	安山岩質 凝灰角礫岩	
			安山岩質 火山礫凝灰岩	
漸新世	時張山果層 銚子川流紋岩部層	175	安山岩質 火山礫凝灰岩	
			流紋岩質 粗粒凝灰岩	
先第三紀	隱岐変成岩類 古期花崗岩		黒雲母片麻岩	
			花崗岩質ミグマタイト	

第2図 模式層序

年代値が 19.7 ± 0.6 Ma(田結庄ほか, 1991)であることから, 漸新統上部~中新統下部であると考えられている(山崎, 1992)。

郡累層は, 中新統下部~中部とされ(山崎, 1992), 時張山累層を不整合に覆う。さらにこれらを中新世後期~鮮新世前期に噴出したとされる平粗面岩・葛尾石英流紋岩・大峰玄武岩が不整合に覆う(第2図)。

岩相と層序の記載

基盤岩類

基盤岩類は, 調査地域南部に分布し(第3図), 隠岐変成岩類と古期花崗岩である。隠岐変成岩類は, 黒雲母片麻岩および花崗岩質ミグマタイト(太田, 1963)からなり, 古期花崗岩は, 粗粒片麻状一塊状でカリ長石が多い優白質の花崗岩である。

時張山累層

時張山累層は, 調査地域全域に分布している。岩相により下部層と上部層に二分されている(山崎, 1992)。これらは, それぞれ, 北川(1995 MS)による銚子川流紋岩部層, 安達(1995 MS)による近石川安山岩部層ちかいしに対応する。

銚子川流紋岩部層

基盤岩類を不整合に覆い, 小敷原山~元屋~飯美にかけて分布している。しかし, 飯美東部では, 本部層上位の緩傾斜の層理面に対して基底面が急傾斜で斜交していることから, 基盤岩とは断層関係で接するか, またはアバットしていると推定される(第3, 4, 5図)。層厚は175 mである。

主として流紋岩質火砕岩からなり, 安山岩溶岩・流紋岩溶岩・泥岩を挟在する。流紋岩質火砕岩は, 本部層の大部分を占め, 凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩・粗粒凝灰岩からなる。凝灰角礫岩は, 上元屋東部にのみ分布している。塊状であり, 礫径は最大1 m, 平均20 cmで淘汰は悪い。礫の円磨度は0.1, 含有率は40~50%である。火山礫凝灰岩は, 飯美から元屋にかけて分布する。一部熔結しているが, 熔結部は連続性に乏しい。塊状であり, 礫径は2~6 cm, 円磨度0.1, 含有率は50%である。マトリックスは細粒砂である。粗粒凝灰岩は, 元屋から小敷原山にかけて分布する。成層構造が発達しており, 連続性の良い泥岩層を挟む。淘汰は非常によく極細粒砂である。

安山岩溶岩は, 単斜輝石安山岩からなり, 自破碎構造が顕著である。小敷原山北西部に分布する。変質が著しく, 暗緑色ないし暗灰色を呈する。鏡下では, 斜長石斑晶は自形~半自形を示し, 長軸方向に0.7~0.8 mm程度の大きさである。柱状の緑泥石が認められ, これは単斜

輝石の仮像である。石基は, 全体の半分程度を緑泥石が占める。

流紋岩溶岩は, 元屋東部に分布する。肉眼観察では斑晶が目立たない非顕晶質である。鏡下では, まれに斜長石斑晶が観察される。

泥岩は, 本部層の上部に挟在される。連続性が良く, 調査地域全域にわたって追跡されるので鍵層として良好である。細かい平行ラミナが発達し, 湖成堆積物の層相を示す。一部でスランプ褶曲が観察される。また, 小断層(落差10~20 cm)がしばしば認められる。この泥岩層から植物化石(*Metaseqioia* sp.)が産出する。

近石川安山岩部層

銚子川流紋岩部層に整合に重なり, 元屋から小敷原山西部にかけて分布する。層厚175 m以上である。

安山岩溶岩が主体であり, 安山岩質火砕岩・デイサイト質火山礫凝灰岩およびデイサイト溶岩を挟在する。

安山岩溶岩は, 両輝石安山岩からなる。しばしば板状節理が発達し, 自破碎構造が観察される。顕晶質で, 暗緑色ないし暗青色, または, やや紫がかった色をしている。鏡下では, 斜長石・単斜輝石・斜方輝石の斑晶が観察される。斜長石は, 斑晶鉱物の大部分を占め, 自形~半自形を呈し, 長軸方向に0.5~2 mm程度の大きさである。輝石類は, 変質により緑泥石に置換され, 仮像を示すものが多い。石基はインターサータル組織を有する。

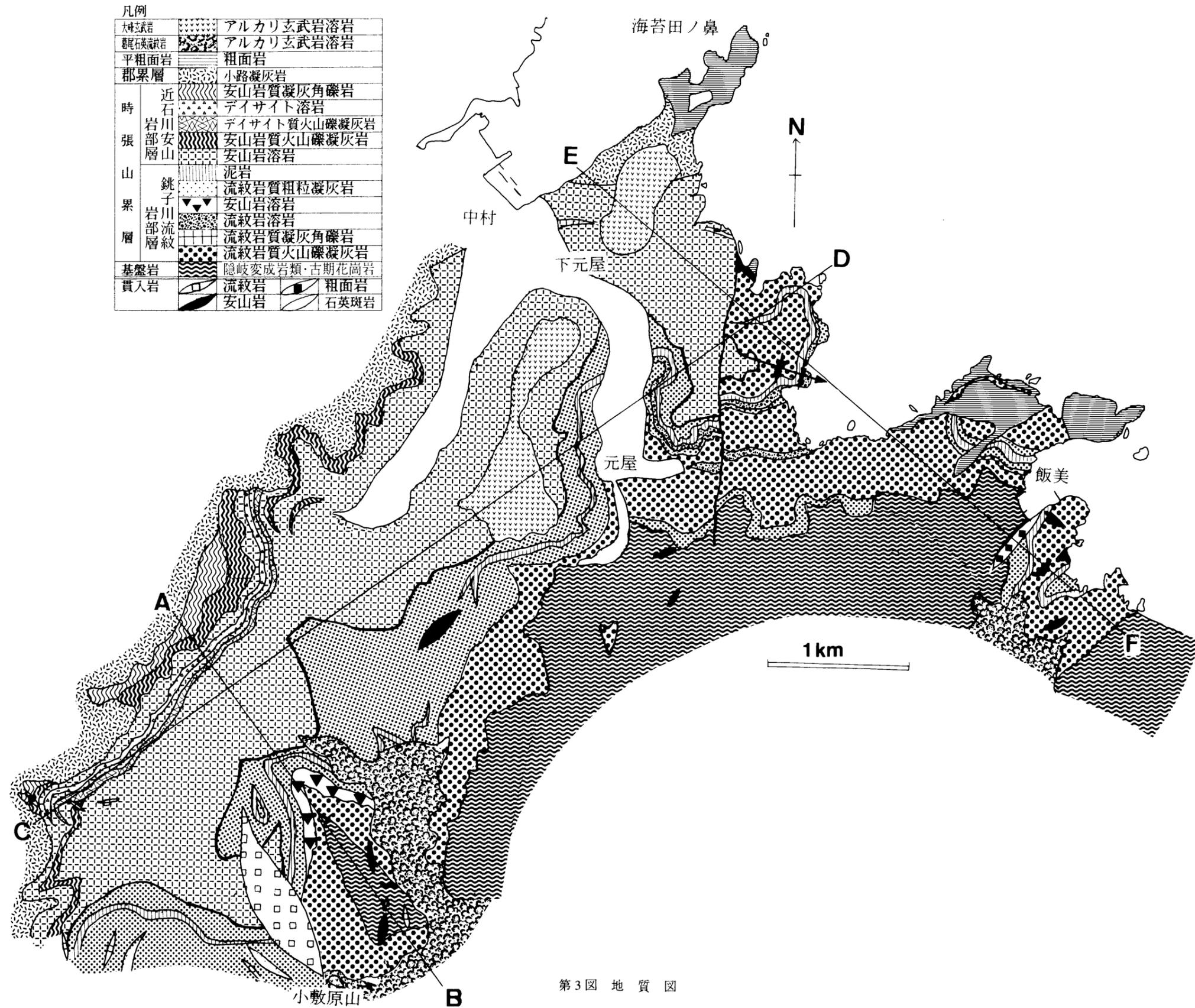
安山岩質火砕岩は, 本部層の上部に位置し, 安山岩質火山礫凝灰岩・安山岩質凝灰角礫岩からなる。安山岩質火山礫凝灰岩は, 塊状で淘汰が良く, 一部熔結している。礫径は2~4 cm, 円磨度0.1, 礫の含有率は, 50%である。安山岩質凝灰角礫岩も塊状で一部溶結している。礫径は10~30 cm, 最大70 cm, 円磨度は0.5, 含有率は40%である。マトリックスは中粒で砂質である。

デイサイト質火山礫凝灰岩は, 小敷原山北西部に分布し, 淘汰のたいへん良い径8 mm程の角礫の凝灰岩である。円磨度は0.4, 含有率は50%である。マトリックスは極細粒の砂質である。

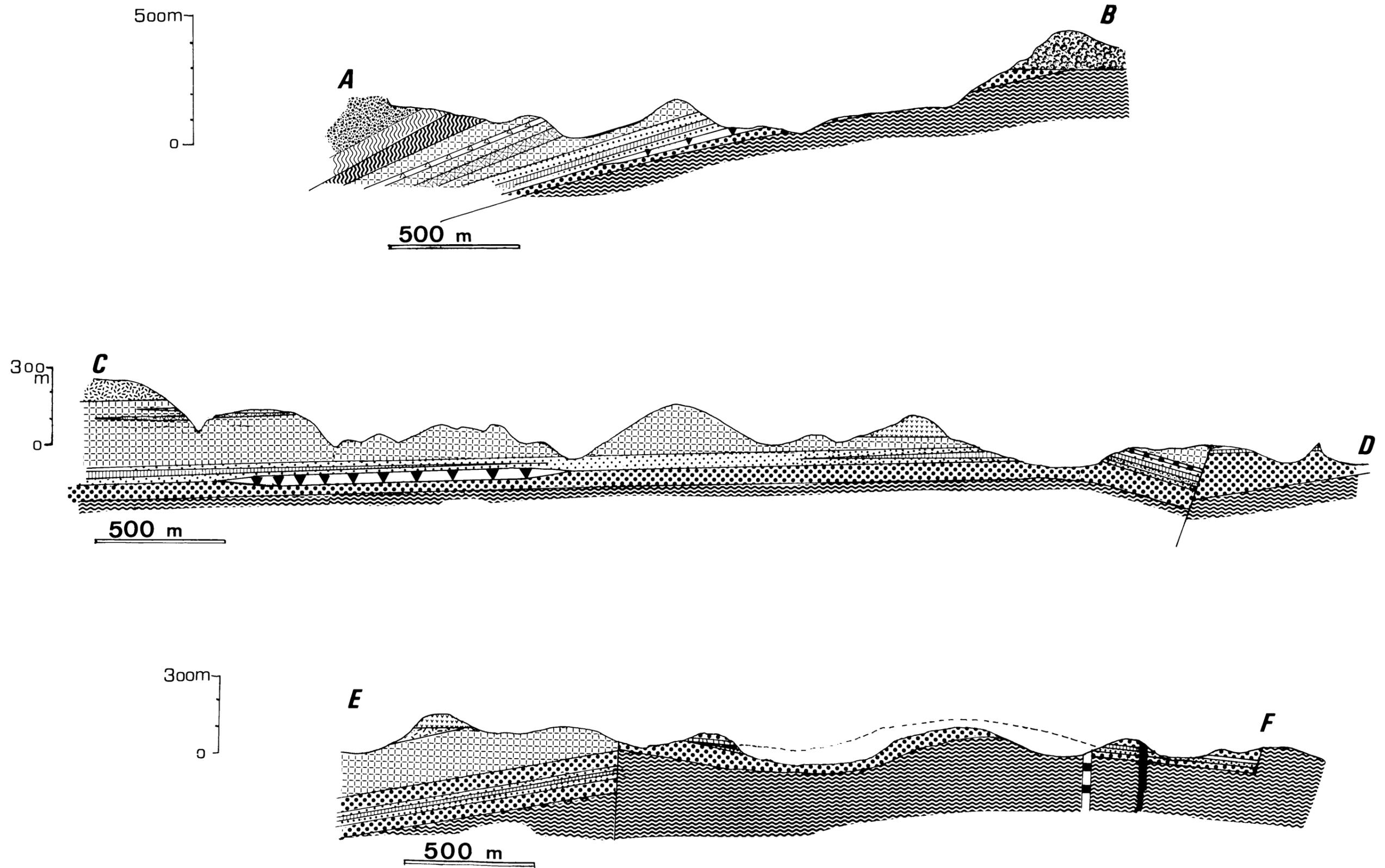
デイサイト溶岩は小敷原山北西部に分布する。肉眼観察では黒色の石基に, 径1~2 mm程度の斜長石の斑晶が白色斑点状に散在する。鏡下では, 斜長石・角閃石の斑晶が観察される。斜長石は, 自形を呈し, 長軸方向に0.5~1.5 mm程度の大きさである。角閃石は, 自形~半自形, 0.7 mm程度の大きさで, 変質により緑泥石に置換され, 仮像を示すものが多い。石基は, 斜長石からなり, 流理構造が観察される。

郡累層・平粗面岩こうじ・葛尾石英流紋岩・大峰玄武岩

郡累層は, 小路凝灰岩部層(山崎, 1991)のみが調査地

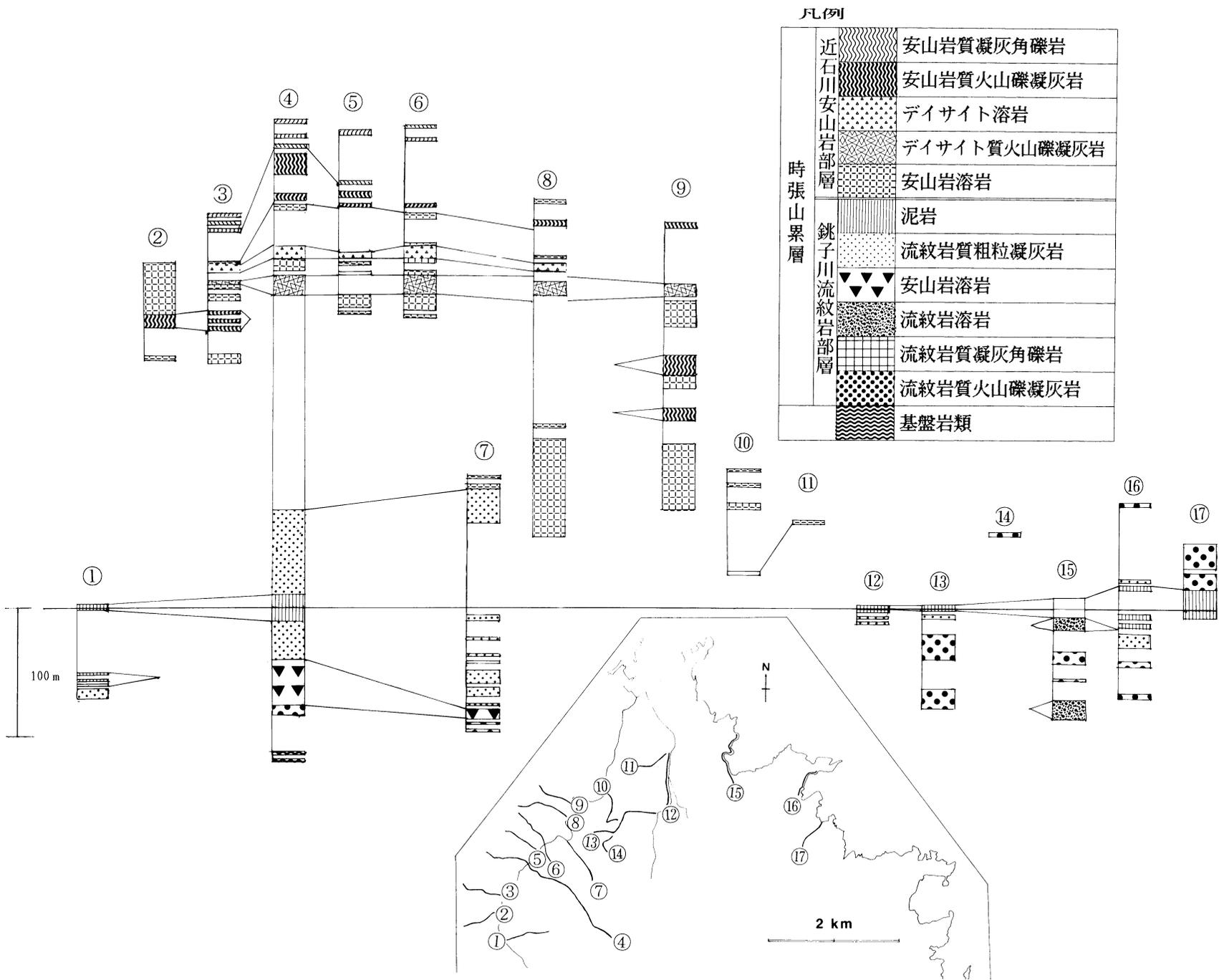


第3図 地質図

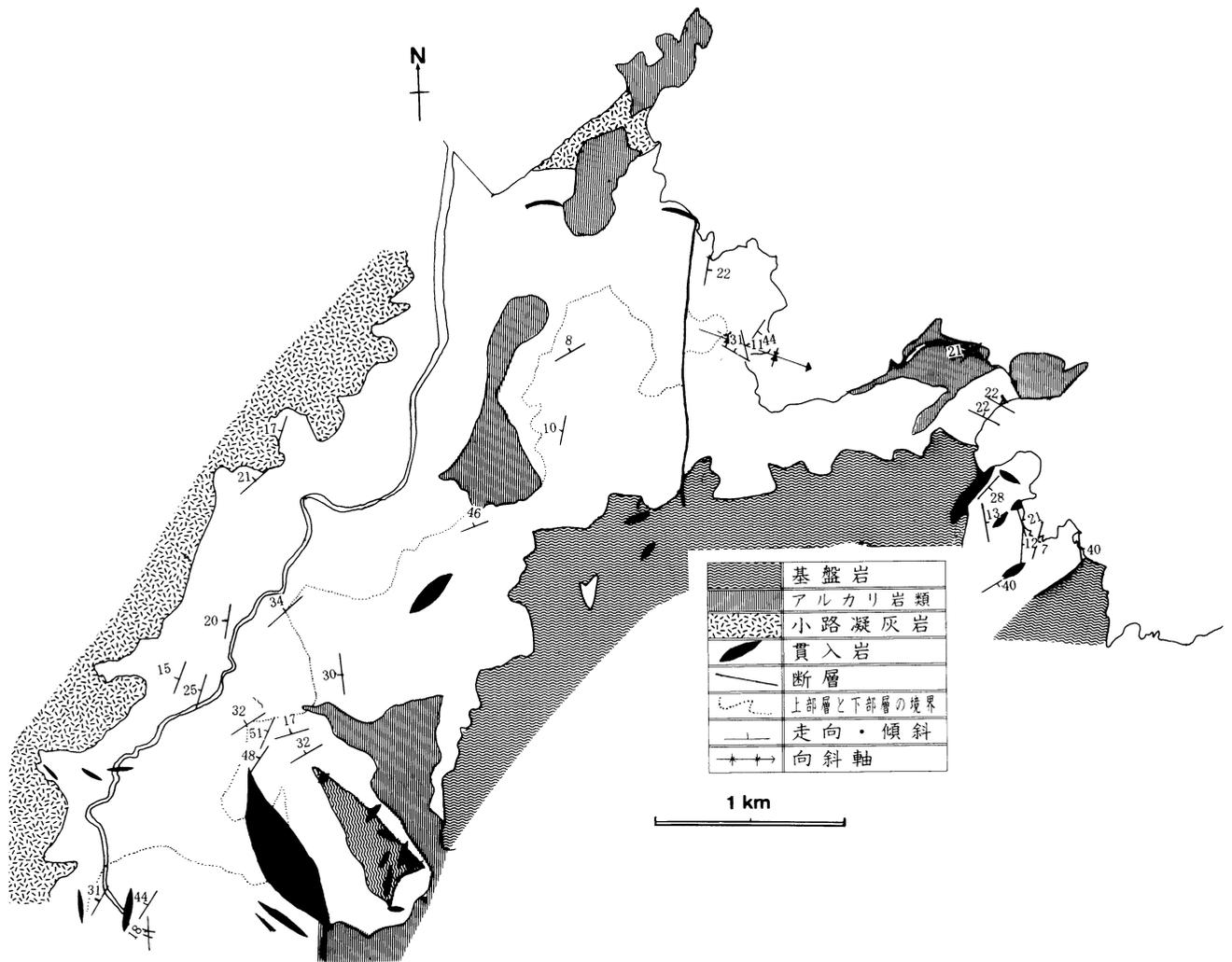


第4図 地質断面図，凡例は地質図と同じ

第5図 地質柱状図



隠岐島後北東部中村地域に分布する時張山累層の層序と構造



第6図 構造図

域の西部に分布する。小路凝灰岩層は、木片を含む珪質の細粒凝灰岩からなる。

平粗面岩は、柱状節理が発達し、長柱状のアルカリ長石の斑晶を含む。風化の著しいものが多い。隠岐海苔田ノ鼻先端・出島～飯美崎に分布する。

葛尾石英流紋岩は小敷原山山頂部に分布し、石英の斑晶が目立つ流紋岩からなる。大峰玄武岩は元屋～下元屋西部にみられる。柱状節理が発達する細粒黒色の玄武岩で、橄欖石の斑晶を含む。

貫入岩類

流紋岩・石英斑岩・粗面岩・安山岩が大小の岩体・岩脈として分布する。

調査地域の南西部に流紋岩・石英斑岩の貫入岩が集中している。流紋岩は、N-S～NW-SE 方向に貫入しているものが多い。径3 mm 程度の両錐形の石英斑晶がみられる。石英斑岩は、NW-SE 方向に貫入している。石英

と斜長石の斑晶が観察される。粗面岩は、飯美にみられ、NE-SW 方向に貫入している。肉眼観察ではカリ長石の斑晶が目立つ。安山岩は、単斜輝石安山岩と両輝石安山岩であり、調査地域の全体に分布する。小規模な岩脈として NE-SW 方向に貫入しているものが多い。

下元屋東部海岸には、安山岩と粗面岩が銚子川流紋岩部層に岩床状に貫入しているのが観察される。厚さ0.5～2 m、長さ100～200 mである。

地質構造

中村南部から布施村飯美にかけては、時張山累層は、基盤を大きく取り囲むように、北西に凸の緩い半ドーム構造をなして分布する。しかし、飯美南方では、基盤中に食い込む湾入状の分布をなす。ここでは、銚子川流紋岩部層は、NNW-SSE 走向・東傾斜をなしており、東縁部で基盤にアバットするか、または基盤と断層関係にある。郡累層は、時張山累層を不整合に覆うが、著しい構

造的な不調和はみられない。

元屋東部には、ESE 方向に軸をもつ緩い斜傾構造が観察され、これを N-S 走向の正断層が切っている。

貫入岩体・岩脈の貫入方向は、西部では、銚子川コールドロン(北川, 1995 MS)の構造に調和的な NNE-SSW あるいは NW-SE 走向を示している。東部では、時張山累層と基盤岩との境界に調和的な NE-SW 方向あるいはそれと直交する NW-SE 方向である。

考 察

調査地域の大部分では、銚子川流紋岩部層のほぼ同層準が基盤を覆っているため、時張山累層全体が基盤にアバットしたり、断層関係にあるとは考えられない。ただし、飯美南部では、緩傾斜の時張山累層が基盤にアバットするか、基盤と断層関係にある。したがって、飯美では断層で基盤が落ち込む陥没があったことが推測される。この陥没構造は、時張山累層の火山活動に伴うもので、コールドロンの一部であると判断される。時張山累層の火山活動に関連したコールドロンは、銚子川コールドロン(北川, 1995 MS)が明らかにされているが、飯美の陥没構造は銚子川コールドロンとは基盤の高まりによって隔てられているので、現在は海底に没している北東側にもう一つのコールドロンが存在した可能性が考えられる。

飯美より西の地域では、比較的平坦な基盤を流紋岩質の火砕岩類(銚子川流紋岩部層)が被覆したと考えられる。また、銚子川流紋岩部層の最上部付近に連続性のよい湖成の泥岩層が数枚挟まれ、厚い溶岩を主とした近石川安山岩部層がその上位に重なる。この層準によく続く泥岩層がまとまって挟在されるということは、流紋岩の爆発的な噴火から安山岩の溶岩流出に移り変わるこの時期に、火山活動が相対的に弱まったことを示唆している。なお、泥岩は、上下の岩相と漸移的であり、その間には環境の激変を示す証拠が認められないので、時張山累層全体が泥岩を堆積したのと同様の湖水域での堆積物と推定される。

ま と め

1. 時張山累層は、流紋岩質火砕岩類を主体とする銚子川流紋岩部層と、安山岩溶岩を主体とする近石川安山岩部層に分けられる。
2. 銚子川流紋岩部層は、飯美南部では基盤にアバットするか基盤と断層関係にあり、これ以外の地域では基盤を不整合に覆う。飯美には、コールドロンの一部としての陥没構造が推定される。
3. 貫入岩は東部と西部に集中する。東部の岩脈は NE

方向が、西部では N-S~NNW-SSE 方向が目立つ。これらの方向は、コールドロンの縁辺の構造に調和的である。

4. 時張山累層堆積時の火山活動は、流紋岩質の爆発的噴火活動から安山岩溶岩の流出へと移り変わった。流紋岩質の噴火の末期には一時的に火山活動が弱まり、湖水域に泥岩が堆積した。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、島根大学の西大教授には植物化石の鑑定をしていただいた。島根大学の澤田順弘教授には検鏡のご指導をいただいた。論文をまとめる際には、島根大学の山内靖喜教授と中山勝博助教授に内容についてご討論いただいた。ダイヤコンサルタントの北川博也氏、島根大学大学院の安達勝彦氏、東京ソイルリサーチの山本浩樹氏には野外で討論していただいた。布施村役場では地形図のコピーをさせていただき、また同役場の木谷武彦氏には宿のお世話をいただいた。島根大学生物資源科学部附属隠岐臨海実験所の所員の皆様にも宿泊に際してお世話いただいた。以上の方々には厚く御礼申し上げます。

文 献

- 安達勝彦, 1995 MS: 隠岐道後時張山中央部における層序と構造。島根大卒論。
- 鹿野和彦・中野俊, 1985: 山陰地方新第三系の放射年代と対比について。地質調査所月報, 36, 第 8 号, 427-438。
- 北川博也, 1995 MS: 隠岐島後時張山層の堆積とコールドロンの形成について。島根大修論。
- 大久保雅弘, 1984: 隠岐の地質概論。島根大学研究報告, No.3, 75-86。
- 太田昌秀, 1963: 隠岐変成岩類。岩石鉱物鉱床学会誌, 49, 189-205。
- 田結庄良昭・柴田賢・内海茂, 1991: 島根県, 隠岐島後の花崗岩類。地質雑, 97, 53-60。
- 田中剛・星野光雄, 1987: 隠岐変成岩の Sm-Nd 年代とその地質的意義。日本地質学会第 94 年学術大会演旨, 396。
- 鳥居直也, 1984: 隠岐島後下部中新統火砕岩類の変質。島根大学地質学研究報告, No.3, 99-109。
- ・横田正浩・石田英明, 1984: 隠岐島後中新統の層序。地球科学, 38, 290-298。
- Uchimizu, M., 1966: Geology and petrology of alkali rocks from dogo, OKI Islands. Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 16, 85-159。

- 梅原正敏, 1983 MS: 島根県中新世植物化石の研究—特に隠岐島後下部層中新統植物化石について—. 島根大卒論.
- 山本博樹, 1995 MS: 隠岐島後東部に分布する時張山層の層序と構造. 島根大卒論.
- 山崎博史, 1984: 隠岐島後の中新統. 島根大学地質学研究報告. No.3, 87-97.
- , 1991: 隠岐島後, 西郷湾北方の新生界層序. 地質雑, 94, 917-930.
- , 1992: 島後層群と南隠岐リッジ. 地質学論集, No.37, 277-293.
- ・下末 恵・高安克己, 1991: 隠岐島後中新統郡累層と久見累層の層序関係の再検討. 地球科学, 45, 177-190.
- Yamazaki, H and Takayasu, K., 1991: Tectonic influence on deposition of the Miocene diatomaceous sediments in the Oki-Dogo Island, off San-in, SW Japan. *Fifth international congress on pacific Neogene stratigraphy and IGCP Project 246, Abstract volume*, 132.