

隠岐諸島中新統の続成及び熱水変質について

鳥居直也*

Diagenetic and hydrothermal alteration of the Micocene series
in Oki Islands

Naoya TORII

はじめに

隠岐諸島に分布する中新統(アルカリ火山岩類の下位のものが中新統に属することは山崎(1984), 鳥居ほか(1984c)及び石田(1985)等で述べられているが, 本論では更義上, これらアルカリ火山岩類噴出以前の中新統を“中新統”と称する)の続成及び熱水変質については, 鳥居(1984), 鳥居ほか(1984a, b)で報告してきた。本論ではこれらを含めて隠岐島後・島前中新統の続成・熱水変質について総括し, 鳥居ほか(1984c)で述べた層序に基いて, 中新統の変質史について考察を行う。

中新統の地質及び層序

1. 隠岐島後

第1図に島後の地質図を, 第1表に層序表を示す。

中新統最下部の時張山層は, 安山岩質, 石英安山岩質, 流紋岩質の溶岩及び同質火砕岩類を主とし, 凝灰質砂岩・礫岩・頁岩を伴う広義の陸成層で, 阿仁合型植物群に対比される可能性のある植物化石(梅原, 1983)を産する。

時張山層を一部不整合の関係をもって被覆する郡層は, 凝灰質砂岩・礫岩・シルト岩を主とし, 玄武岩~安山岩類, 石英安山岩質水砕岩類をとまなう陸水成層である。台島型植物群に対比される植物化石(梅原, 1983), 淡水棲貝化石を産する。

郡層の上位に不整合関係をもって累重すると思われる久見層は, 下部層(久見砂岩部層)は砂岩・礫岩・シルト岩・泥岩より, 上部層(歌木泥岩部層)は珪質泥岩~珪藻質泥岩より成る海成層である。下部層からは *Miogypsina kotoi*, *Operculina complanata* (大久

保・高安, 1980), 東印内型動物群に対比される動物化石群(OKUBO and TAKAYASU, 1979), BLOW(1969)のN. 7~N. 9に対比される浮遊性有孔虫(多井・加藤, 1980)を産し, 上部層からは *Palliolium peckhami* などの貝化石(大久保, 1981), 秋葉(1983)の *Denticulopsis lauta* ~ *D. hyalina* 帯に属する珪藻化石(横田, 1984)を産し, 海緑石層を挟む。

都万層は久見層を不整合関係をもって被覆する。本層は, 島後南部では砂岩を主とし, 上部では礫岩, シルト岩, 泥岩を含む(釜谷砂岩部層及び中里凝灰質砂岩部層)。一方, 島後北部では泥岩相が卓越する(伊後泥岩部層)。貝化石を多産し, 砂岩相より産するものは塩原型動物群(高安, 1983), 泥岩相より産するものは耶麻型動物群に対比されるものと思われる。また挟在する珪藻質泥岩より秋葉(1983)の *Denticulopsis nicobarica* 帯, *D. praedimorpha* 帯に属する珪藻化石を産し(横田, 1984), 浮遊性有孔虫化石は BLOW(1969)のN. 10~N. 12に対比される(多井・加藤, 1980)。

各層の地質年代については, 鳥居ほか(1984c)で述べた資料及び島根県本土側の絶対年代・微化石資料より以下のように推定される。

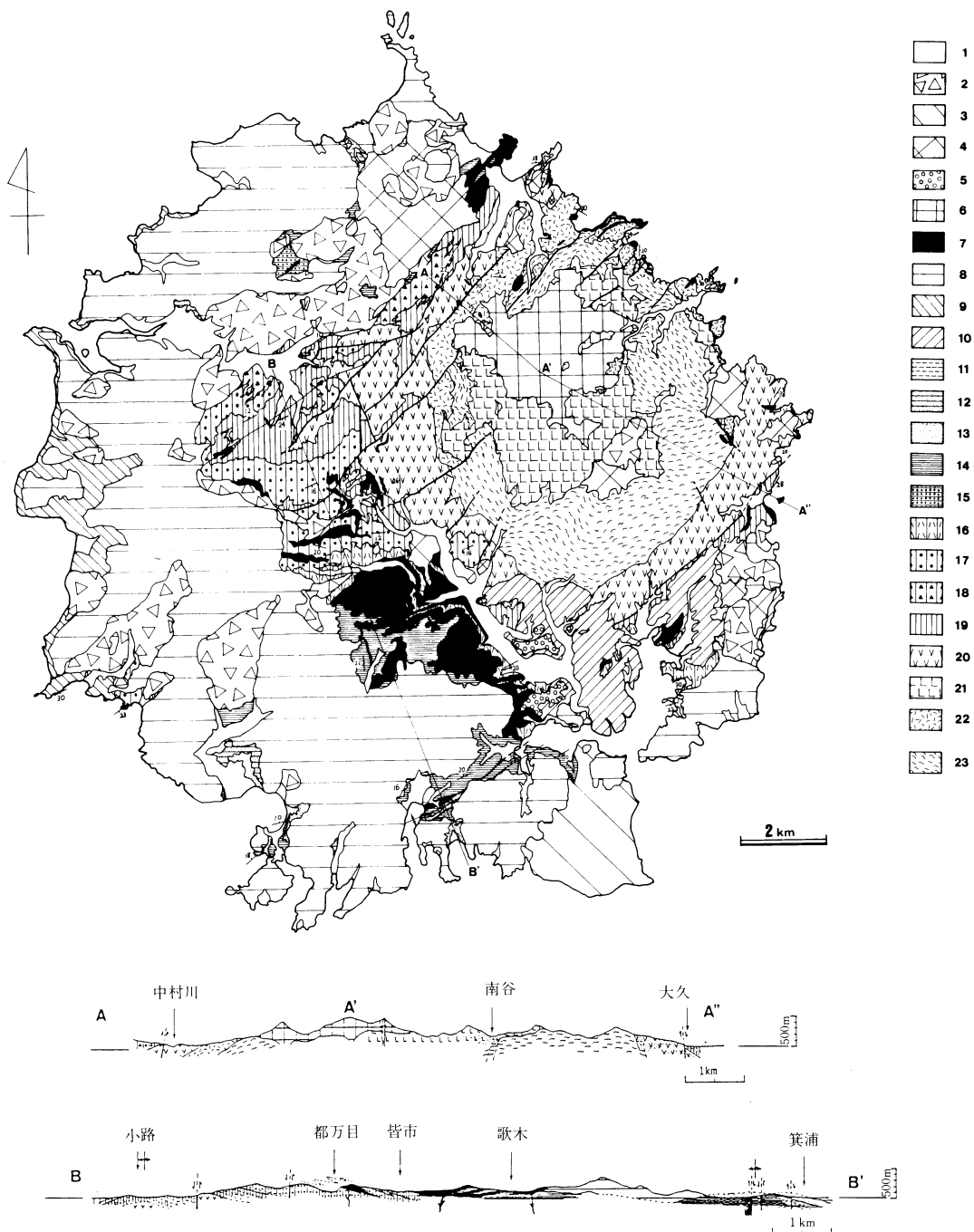
すなわち, 時張山層は 24(?)~19(?) Ma, 郡層 19(?)~16.5 Ma, 久見層 16.5~14 Ma, 都万層 14~12 Ma である。

2. 隠岐島前

島前の地層については, 千葉(1975), 苗村・島田(1984)の研究がある。第2図に島前の地質図, 第2表に層序表を示す。

島前の地表に露出する中新統最下位層は美田層(苗村・島田, 1984)であり, 凝灰質砂岩・シルト岩~頁岩を主としている。淡水棲貝化石と, *Alnus*, *Ulmus*, *Alangium* 等の植物化石を産し, 陸水成層と思われる。

* 京福コンサルタント株式会社地質部(昭和58年島根大学理学部地質学教室卒業)



第1図 隠岐島後地図(北西部は山崎(1984), 石田(1985)より編図)

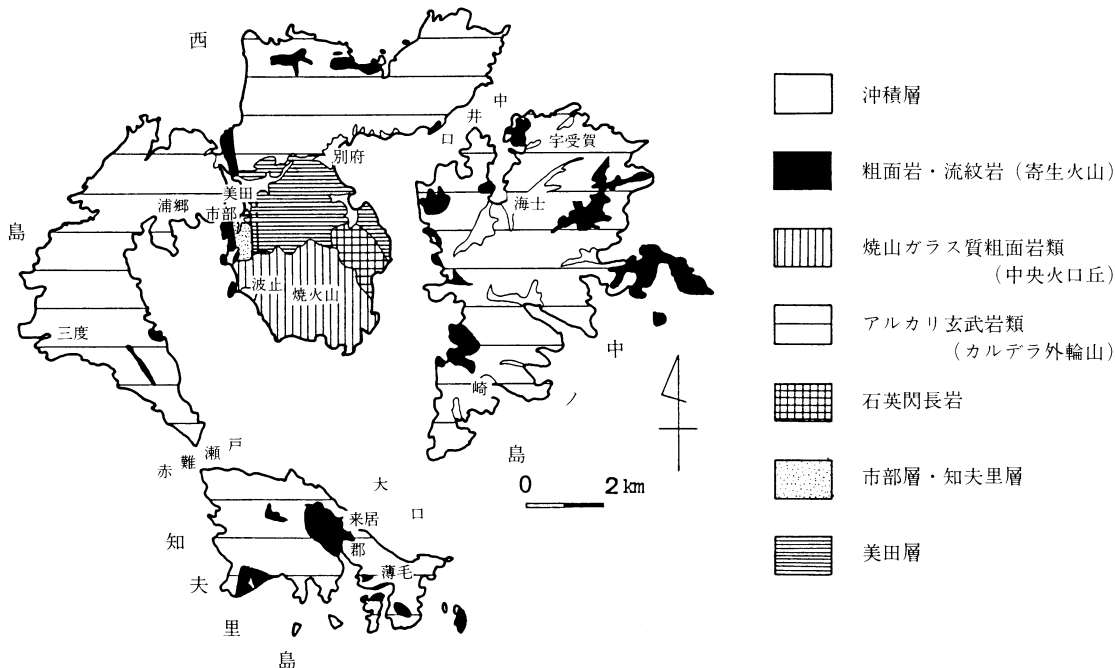
1: 沖積層 2: 崖錐 3: 岬玄武岩類 4: 大峯玄武岩類 5: 段丘礫層 6: 葛尾石英流紋岩類 7: 平粗面岩類 8: 隠岐粗面岩・流紋岩類 9: 西郷玄武岩類 10: 油井層 (11~13都万層) 11: 伊後泥岩部層 12: 中里凝灰質砂岩部層 13: 釜谷砂岩部層 (14~15久見層) 14: 歌木泥岩部層 15: 久見砂岩部層 (16~19郡層) 16: 平凝灰岩・シルト岩互層部層 17: 大津久礫岩部層 18: 玄武岩部層 19: 小路凝灰岩部層 (20~22時張山層) 20: 上部層 21: 流紋岩部層 22: 下部層 23: 基盤岩類

第1表 隠岐島後層序表

(Ma)	時代	地層	最大層厚	岩相
5	鮮新世	隠岐粗面岩 流紋岩類		粗面岩溶岩・火砕岩 アルカリ流紋岩 溶岩・火砕岩 珪藻質泥岩, 砂岩, 礫岩
		油井層 西郷 玄武岩類	250m 以上	粗面安山岩 溶岩・火砕岩 粗面玄武岩 溶岩・火砕岩
10	中期	中里凝灰質 砂岩部層 / 伊後 泥岩部層	160m 以上	砂岩・泥岩・礫岩 珪藻質泥岩
		釜谷砂岩部層	80m 以上	砂岩・珪藻質泥岩
15	新期	久見層 歌木泥岩部層	400m 以上	泥岩, 頁岩, 海緑石砂岩 珪藻質泥岩, 砂岩
		久見砂岩部層	100m 以上	砂岩, 泥岩, 礫岩
20	前世紀	郡層	650m	凝灰質砂岩, 凝灰質礫岩, 凝灰質シルト岩, 玄武岩溶岩・火砕岩
		時張山層	1300m	安山岩溶岩・火砕岩, 石英安山岩質火砕岩, 流紋岩溶岩・火砕岩, 砂岩・頁岩互層
25				

第2表 隠岐島前層序表

(Ma)	時代	地層	最大層厚	岩相
5	鮮新世			
		島前カルデラ 寄生火山 焼火山ガラス質 粗面岩類 (中央火口丘)		粗面岩溶岩・火砕岩, 流紋岩溶岩・火砕岩, ガラス質粗面岩 溶岩・火砕岩
10	中期	アルカリ玄武岩類 (カルデラ外輪山)		粗面玄武岩 溶岩・火砕岩
		市部層 知夫里層	275m 以上	砂岩, シルト岩, 酸性凝灰岩
20	前世紀	美田層	600m 以上	凝灰質砂岩, 凝灰質礫岩, 凝灰質シルト岩
		(玄武岩~安山岩溶岩)?		
25				



第2図 隠岐島前地質図 (千葉 (1975), 苗村・島田 (1984) を一部修正)

美田層を不整合関係をもって市部層（苗村・島田, 1984）が被覆する。市部層は砂岩を主とし、一部シルト岩～泥岩を挟在する。海棲貝化石を多産する。

以上の2層は島前を構成する主要3島中最大の面積を持つ西ノ島に分布するが、一方知夫里島にも砂岩・礫岩を主とし酸性凝灰岩を挟在する知夫里層（島居, 1985）がわずかに分布する。岩相から浅海成層と思われる。

以上3層の地質年代については積極的資料は得られていないが、岩相・化石から、美田層は島後の郡層、市部層は同じく都万層に対比されよう。知夫里層は岩相からとりあえず市部層に対比しておく。なお、千葉（1975）によれば、美田層の下部に玄武岩～安山岩溶岩が存在するとのボーリング資料があり、これが島後の時張山層に相当するものの一部かもしれない。

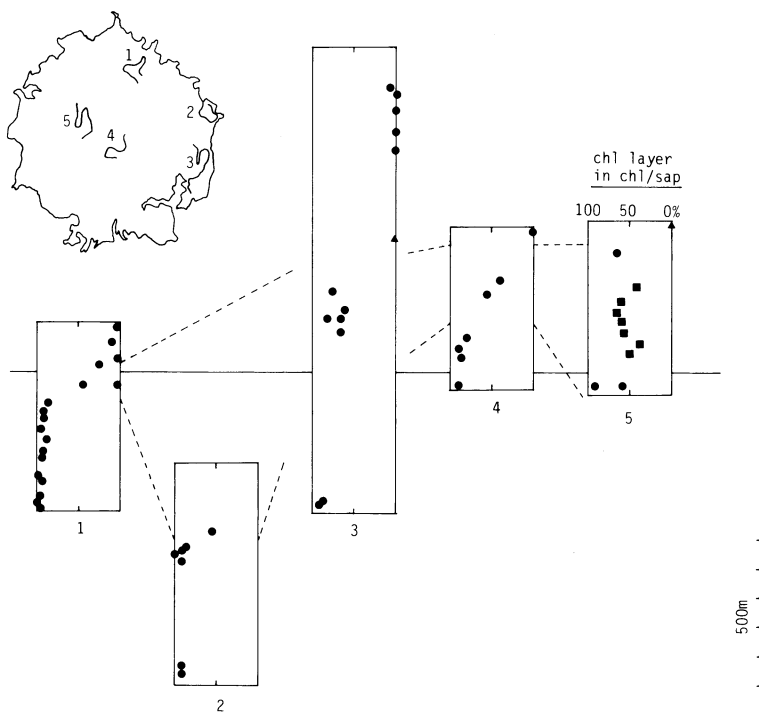
このように見ると、島前には島後の久見層に対比される地層（16.5～14 Ma）が欠如しているが、田中（1979）によれば、この時期には島前付近の海域に堆積物が見られず陸化していた可能性が高いとされており、前記の推定を支持している。

中新統の続成及び熱水変質

隠岐島後及び島前の中新統中より採取した約2,000試料について、X線粉末回折法と顕微鏡観察によって変質鉱物の同定を行った。主な同定鉱物は、沸石類（斜プロチロル沸石、モルデン沸石、方沸石、輝沸石、濁沸石、ワイラケ沸石）、3-8面体型粘土鉱物（緑泥石、サポナイト及び両者の混合層粘土鉱物）、2-8面体型粘土鉱物（セリサイトもしくはイライト、モンモリロナイト）、カオリナイト、曹長石化した斜長石、方解石、緑れん石であり、珪藻質泥岩からはOpal-A、Opal-CTが同定された。これらの変質鉱物の種類と組合わせによって変質分帯を行った。

1. 続成変質

続成変質分帯を行う指標鉱物として、本地域では3-8面体型粘土鉱物がその出現頻度から見て最も適当であるので、これを指標としてまずI、II、IIIの3帯に分け、さらに続成度及び化学的環境を示す細分帯として沸石を用いてI₁、I₂、II₁、II₂、II₃、IIIの6帯に分帯した。



第3図 隠岐島後下部中新統中のC/S混合層中の緑泥石層比

3-8面体型粘土鉱物は続成過程の進行に伴って、スメクタイト(サポナイト)→緑泥石-サポナイト混合層粘土鉱物(以下、C/S混合層と略す)→緑泥石と変化して行くことが知られており種々の研究がある(吉村, 1983, 1985など)。今、島後の郡層, 時張山層を例にとりて、3-8面体型粘土鉱物中に緑泥石層の占める割合の垂直変化を見ると第3図ようになる。下位に向って緑泥石層の割合が増加しているのが明瞭であるが、緑泥石層<10%, 40~60%, >80%の領域に含まれるものが大部分であって、C/S混合層中に占める緑泥石層比は不連続に変化していくと考えられる(吉村, 1985; 鳥居・吉村, 1985)。このことを基に、C/S混合層中、緑泥石層比<10%のもののみが見られるものをI帯、緑泥石層比40~60%のもの出現が明瞭に見られるものをII帯、これがほぼ消滅し、>80%のものが大部分を占めると考えられるものをIII帯とした。

また沸石の続成変化は、火山ガラス→斜ブチロル沸石及びモルデン沸石→方沸石及び輝沸石→(濁沸石)→曹長石、ブドウ石、バンペリー石、方解石の変化がよく知られている。(歌田, 1971など)。沸石の出現の有無やその種類は化学的環境に左右される所が大であるが、続成変質度と化学的環境を含めた細分帯として用いた。斜ブチロル沸石やモルデン沸石はI帯中に出現するのでこれをI₂帯とし、I帯中沸石の出現しないものはI₁帯とした。II帯中には方沸石・輝沸石の出現するものと濁沸石の出現するものがあり、各々II₂, II₃帯とした。この両者は続成の程度を表す分帯と考えて問題なく、II₂帯中に緑泥石層比>80%のC/S混合層の出現することはないが、II₃帯中ではごく普通に見られ、II₃帯はII帯の上限付近と考えられる。II帯中沸石の出現しないものはII₁とした。III帯中には沸石は出現しない。なお、II₃帯は、隠岐と合わせて筆者が変質に関する

	I ₁	I ₂	II ₁	II ₂	II ₃	III	P	ML	MT	LA	WA	AN	MD	K
1	Smec	Cp, Md Smec Cri	Chl-Sap Qz(Ab)	An, Hd Qz(Ab) Chl-Sap Ill	Lau Chl-Sap (Qz)(Ab) Cal	Chl, Qz Ab, Ser (Cal)	Chl, Qz Cal (Epi) (Ab)	Chl-Sap Qz, Cal (Ab)	Mont Qz	Lau, Qz Chl, Ab Chl-Sap Cal	Wai, Lau Cal, Qz	An, Qz Cal, Cal Chl-Sap	Md	Kao Qz
2	—	—	Ab(Cal)	(Ab)	(Ab) (Cal) (Lau)	Ab, Chl (Cal)	Chl, Ser Cal, Ab	Ser, Cal Chl-Sap Ab	(Ser) (Cal)?	Lau, Ab Chl, Ser Chl-Sap Cal	Wai, Lau Ab, Cal Ser	An, Chl Cal, Ser Chl-Sap	Ser (Md)	Kao Ser
3	(Smec)	(Smec)	Chl-Sap Ill (Cal) (Ser)	Chl-Sap Ill (Cal) (Ser)	Chl-Sap Ill (Cal) (Ser)	Chl, Cal Ser (Epi)	Chl, Ser Cal, Epi	Chl-Sap Cal, Ser (Epi)	Mont (Ser) (Cal)	Chl, Ser Chl-Sap Cal	Chl, Ser Cal	Chl, Ser Chl-Sap Cal	Ser	Kao Ser
4	Smec	Cp, Md Smec Cri	Chl-Sap Ill, Ser Qz(Cal)	An, Hd Ill, Ser Chl-Sap Qz	Lau Chl-Sap Qz	Chl, Qz Cal, Ser (Epi)	Chl, Cal Cal, Qz Ser	Chl-Sap Cal, Qz Ser (Chl)?	Mont (Cal)	Lau, Cal Chl, Qz Chl-Sap Ser	Wai, Lau Chl, Qz Cal, Epi Ser		Md Ser	Kao Qz Ser
5	Smec	—	Chl-Sap Cal, Qz	/	/	Chl, Qz Cal, Ser	Chl, Ser Cal, Qz Epi	Chl-Sap Cal, Qz Ser, Epi (Chl)?	/	Lau, Cal Chl, Qz Chl-Sap Ser, Epi	/	An, Qz Ser, Chl Chl-Sap Cal	/	Kao Qz
6	Smec	Cp, Md Smec	Chl-Sap Ill, Ser Qz(Ab) (Cal)	An, Hd Qz, Ill Chl-Sap (Cal)	Chl-Sap (Lau) Ill, Qz	Qz, Chl Ser, Ab	Chl, Ser Qz, Cal Ab	Chl-Sap Ser, Cal Qz	Mont (Qz) (Ser)	Lau, Cal Chl, Ser Qz, Ab Chl-Sap	/	/	/	/
7	—	—	Ab, Qz (Chl- Sap) (Cal)	/	/	Chl, Qz Ab, Ser	Chl, Ser Qz, Cal Ab, Epi	Chl-Sap Ser, Cal Qz, Ab Epi	/	Lau, Cal Chl, Ser Chl-Sap Qz, Ab	Wai, Lau Ser, Cal Chl, Qz Ab(Epi)	/	/	Kao, Qz Ser, Ab
8	—	—	—?	/	/	Qz, Ser Ab	Chl, Qz Ser, Ab Cal, Epi	Chl-Sap Cal, Qz Ser, Ab	/	Lau, Qz Chl, Ser Chl-Sap Cal, Epi	/	An, Qz Ser, Chl Chl-Sap Cal	Md Ser Qz	Kao Qz, Ser Ab

第3表 変質鉱物組合せ

Cp: clinoptilolite, Md: mordenite, An: analcime, Hd: heulandite, Lau: laumontite, Wai: wairakite, Smec: smectite, Chl: chlorite, Chl-Smec: chlorite smectite mixed layer clay mineral, Ser: sericite, Ill: illite, Kao: kaolinite, Qz: quartz, Ab: albite, Cal: calcite, Epi: epidote, K-fel: K-feldspar

—: 変質鉱物なし, /: 該当する岩石なし

1: 凝灰岩, 凝灰質砂岩の火山ガラス交代, 2: 凝灰岩, 凝灰質砂岩の長石交代, 3: 凝灰岩, 凝灰質砂岩の有色鉱物交代, 4: 凝灰岩, 凝灰質砂岩・礫岩の粒間充填, 5: 凝灰岩中のアミグダル, 6: 凝灰質頁岩, シルト岩, 7: 安山岩溶岩, 8: 流紋岩溶岩

研究を行った島根半島中新統中に出現するが、隠岐諸島中新統からは見い出されていない。島根半島中新統の変質に関しては別途準備中である。

2. 熱水変質帯

隠岐諸島中新統中に認められた熱水変質帯は以下の5帯である。

(1) P帯 (プロピライト帯)

III帯と類似した鉱物組合せを有するが、緻密な安山岩溶岩であっても変質が進んでいること、粘土鉱物が豊富に生成していること、斜長石を交代してしばしばセリサイトや方解石を生じていること、緑泥石や方解石脈が発達していることが多いことから区別が可能である。

(2) LA帯, WA帯, MD帯, K帯は鳥居(1984)のL帯, W帯, M帯, K帯と同じであるので詳細は略する。

以上の変質帯に島根半島中新統中に出現するものも加えてその鉱物組合せを岩相別に示したのが第3表である。

3. 隠岐島後中新統の変質

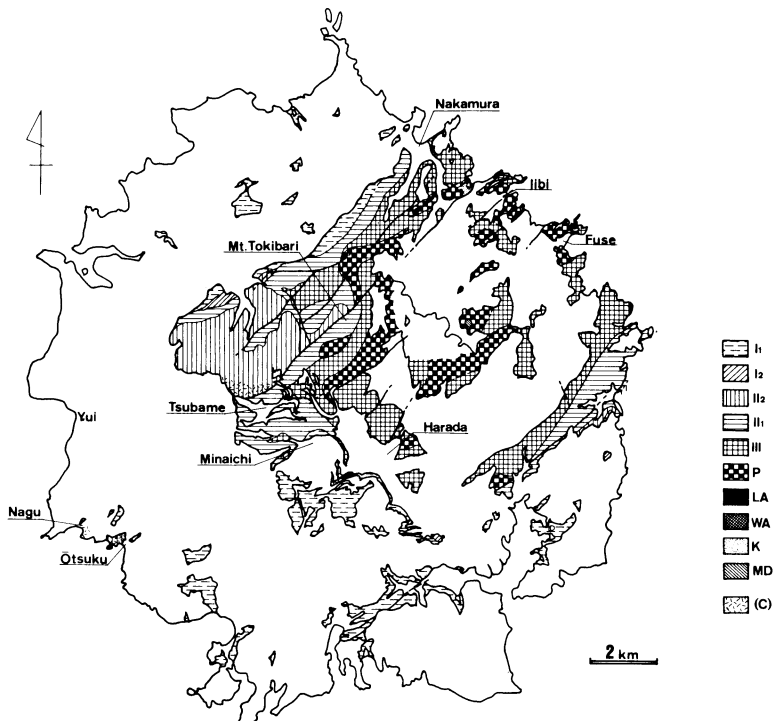
以上述べてきたような変質分帯に基づいて作成した変質図を第4図に示す。島後中新統の変質帯分布には以下のような特徴がある。

① 熱水変質帯の大部分は時張山層中にあり、郡層中には基底層準の一部でLA帯が認められるのみである。

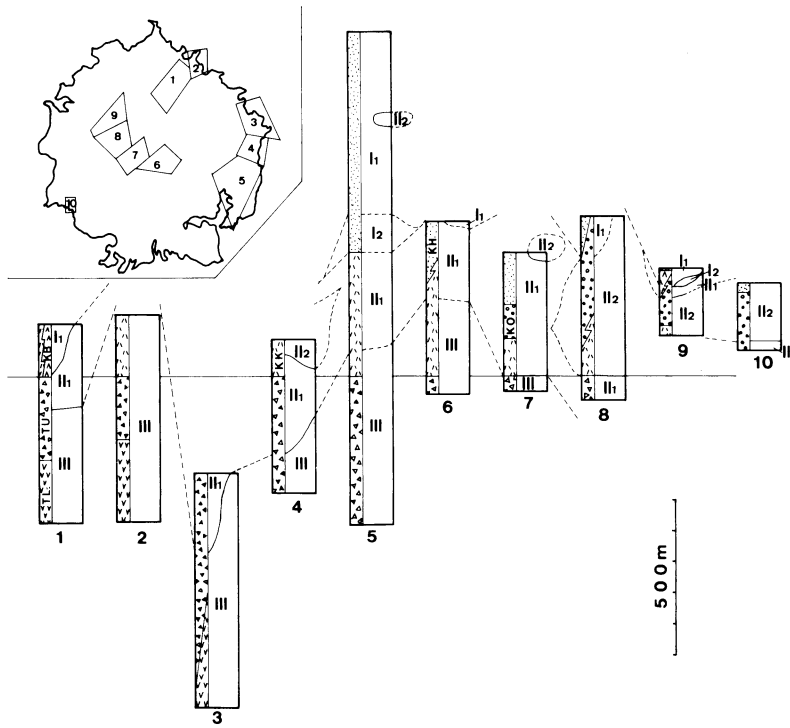
② 時張山層中の熱水変質帯(ほとんどはP帯)は鳥居(1984)で述べたように、中村—布施—時張山南方を結ぶ4 km×9 kmのNE—SWに伸びた地域に集中している。

③ P帯とIII帯の分布についてであるが、細く見ると両者はモザイク状に混在していて、特に安山岩溶岩では亀裂の発達状況に左右され、厳密には数cm~数m単位でP帯とIII帯が現われる。しかしこれをそのままP帯とIII帯に区分することは露頭状況からも不可能であるし、変質分帯図を作成するには不適當であるので、大体50 m単位でP帯/III帯比30%以上のものをP帯としてまとめた。

④ 続成変質帯については、第5図に示すように地域によって層準と変質度の対応が異っている。中村東方(第5図の2)と原田~皆市付近(同6)で層準の割



第4図 隠岐島後変質分帯図



第5図 隠岐島後下部中新統中の地域別続成変質帯—層準関係図

KH：郡層平凝灰岩・シルト岩互層部層 KO：郡層大津久礫岩部層 KK：郡層小路凝灰岩部層 TU：時張山層上部層 TL：時張山層下部層

に高い変質度を示している。おおまかに見れば、時張山層はIII帯～一部II帯、郡層はII～I帯で一部III帯である。

⑤ 沸石の出現 (I₂, II₂ 帯) は P 帯の主要分布域からやや離れた地域 (第5図の4～5, 8～9) に集中している。

以上の事から、以下のような変質状況が推定される。

④ 熱水変質の主要な時期は時張山層の噴出・堆積時と思われる (①より)。郡層の礫岩中にはしばしばプロピライト化した安山岩礫が含まれており、このことを支持している。

⑤ 熱水変質は、②で述べた中村—布施—時張山南方の幅約4 kmのNE—SWに伸びた地域に集中していて、また主要な断層もこの方向性を持っており (第1図)、NE—SWの方向性を持った断層に沿って前述の地域を中心にした熱水変質作用が想定される。時張山層の分布を見ると (第1図)、この地域を境に南方では下部層は消滅もしくは薄層化しており、また島後中部ではこの境界南方で基盤岩の崖錐性基底礫岩と思われるも

のが分布し、時張山層噴出・堆積期の陥没盆地南限であった可能性が高い。すなわちこの地域は時張山期の主要な深部断層帯の分布域であって、ここにおいて深部断層から供給された熱水によってプロピライト化を中心とする熱水変質作用が生じたと考えられる。

⑥ 熱水の組成についてであるが、歌田ほか (1983) の表 (第4表) において、本論のP帯をプロピライト帯、LA帯とWA帯を各々濁沸石帯とワイラケ沸石帯に対応させると、各帯は近接した温度領域に示され、P帯とLA帯、WA帯の違いは化学条件の差異によるものであり、各帯で原岩の組成に違いがあるとは思えないので、熱水の化学組成の違いによるものと考えられる。LA、WA帯はP帯分布域の周縁部付近に出現しているの、熱水変質帯の周縁部では熱水組成がややアルカリに富んでいたのかもしれない。

⑦ ④の続成変質帯の地域による層準との対応の違いについては、層準の割に変質度の高い地域はP帯の分布域に近く、熱水変質の要素が大であることが考えられる。このような地域ではI₂帯、II₂帯が見られず、か

第4表 変質帯と温度、イオン活動度の関係 (歌田ほか, 1983)

酸性帯	硫酸塩系	明ばん石・蛋白石帯	明ばん石-石英帯		
	珪酸塩系	ハロイサイト帯	カオリナイト帯	ディカイト・ナクトライト帯	パイロフィライト帯
中性帯	カリ系	モンモリロン石帯	混合層粘土鉱物帯	絹雲母帯	カリ長石帯
	カルシウム-マグネシウム系			プロピライト帯	
アルカリ性帯	カルシウム系	束沸石帯	輝沸石帯	洶沸石帯	ワイラケ沸石帯
	ソーダ系	Na-モルデン沸石帯	方沸石帯	曹長石帯	

↓ アルカリ・アルカリ土類イオン活動度
↑ 水素イオン活動度

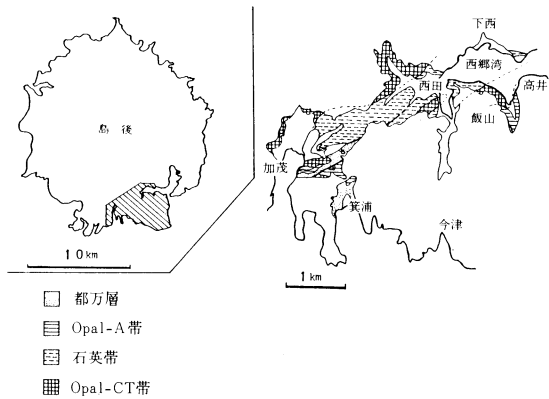
→ 温度

わって C/S 混合層や緑泥石が豊富に生成している。原岩は I₂ 帯, II₂ 帯分布域のものとして変わらず、熱水の存在が考えられる。従ってこの地域の III 帯は、P 帯と III 帯の中間的なもの、すなわち続成変質の要素も大であるが熱水変質の要素も少なくないものとして把握される。またこの地域の郡層中には火砕岩が他地域と比較して多く挟在されており、郡層堆積期に入っても ⑥で述べた断裂帯を中心とした火成活動・熱水変質作用がわずかに継続していたことを示している。

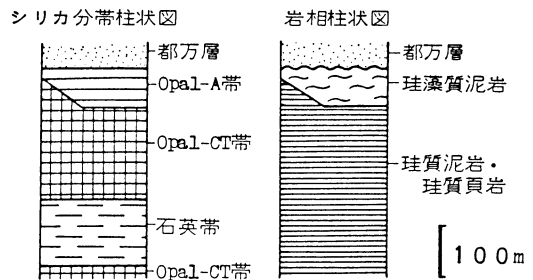
なお、久美層、都万層は全て I₁ 帯以下の変質度と推定され、挟在される酸性凝灰岩中には未変質火山ガラスが確認される。久美層上部は珪藻質泥岩が多く、都万層中にも挟在されるので、シリカ鉱物に注目して変質分帯を行うと第6図及び第7図ようになる。ここで“石英帯”としたものは、碎屑性石英の豊富な珪質泥岩であって、走査電子顕微鏡 (SEM) 観察でも他の

Opal-A 帯, Opal-CT 帯とは異っており、全岩化学組成も粘土鉱物に富んだものとなっている。このような碎屑性の珪質泥岩が珪藻質泥岩中に挟在されている(野外では区別が困難である)ことは本多(1979)も報告している。

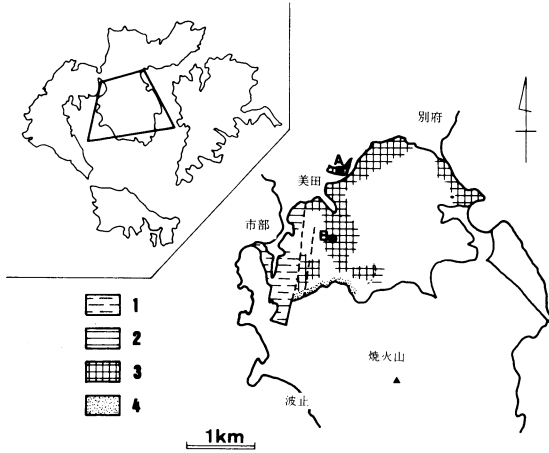
Opal-A 帯は Opal-CT 帯の上位層準に位置し、岩相的にはいわゆる珪藻土と珪質頁岩として区分されるが、Opal-CT が珪藻殻の溶解・再沈殿によって生成したものであること、全岩化学組成は同様であることから両者とも同一の珪藻質軟泥から続成変質の差異によって異なる外観を呈するようになったと判断される。なお、Opal-CT 帯中の Opal-CT の d(101) は 4.10~4.11 Å 程度であり、Opal-CT (続成変質の進行に従って 4.12~4.04 Å まで d(101) が変化する (MITSUI and TAGUCHI, 1977)) 中でも低度変質と解される。都万層中の珪藻質泥岩は全て Opal-A 帯に属する。なお、Opal-A 帯中には局所的な Opal-A→Opal-CT の転移(溶解・再沈殿による、Opal-CT の d(101) ≒ 4.12 Å) によると思われる CT 団塊(“珪乳石”), Opal-



第6図 島後南部の中部中新統のシリカ鉱物による変質分帯図



第7図 シリカ鉱物変質帯一層準関係図



第8図 隠岐島前変質分帯図

1: I₁帯 2: II₁帯 3: III帯 4: 接触熱変成帯

CT帯の一部でOpal-CTのd(101)が4.06~4.10 Å程度のものが互層状に出現する地域が見られる。後者については既に鳥居ほか(1984a)で報告したが、いずれも局所的な化学的条件の違いによるものと推定され、別途報告の準備中である。

4. 隠岐島前中新統の変質

島前中新統の変質に関する調査はまだ十分ではないが、第8図に変質分帯図を示す。

美田層、市部層中には熱水変質の存在を示すような積極的根拠は認められない(石英閃長石によるホルンフェルス化は除く)。

ただし2カ所で緑れん石が多量に生成している。このうち1カ所(図中A)は美田層の凝灰質砂岩中、もう1カ所(同B)は美田層を貫く粗面岩岩脈中に生成しており、両者の緑れん石生成時期が同じであるとすればその時期はアルカリ火山岩類の活動期、すなわち島前カルデラ(苗村・島田, 1984)形成期もしくはそれ以降と考えられる。

続成変質帯は、III帯が美田層下部及び上部の一部、II₁帯が美田層上部に認められ、市部層はI₁帯もしくはそれ以下の変質度である。知夫里層は、凝灰岩中に火山ガラスが多量に含まれ、I₁帯もしくはそれ以下の変質度である。

続成・熱水変質と地史との対応

以上述べてきた続成・熱水変質を隠岐諸島中新統地史の中でとらえてみると以下のようにまとめられる。

1) 24~19(?) Ma (初期中新世:時張山層)

島後においては時張山層の堆積盆地(おそらく陥没盆地)を形成した深部断裂系(NE-SW)に規制されてプロピライト化作用を中心とする熱水変質作用が活発であった。この時期は吉村ほか(1973)の第1期プロピライト化作用に対応すると思われる。

2) 19(?)~16.5 Ma (前期中新世:郡層, 美田層)

島後では火成活動の沈静化に伴って熱水変質作用も沈静化し、続成変質作用が主となる。ただし1)の深部断裂帯付近では若干の火成活動が継続し、熱水変質の要素が少なくない状態が続く。島前では続成変質が主である。

なお、この時期及びこれ以降に堆積した地層の層厚から見ると、裏日本油田地帯等と比べて本地域は埋没深度の割に変質度が高い。これは地下増温率の違いによるものであろう。

3) 16.5~14 Ma (中期中新世の前期:久見層)

島後では海進によって海成層が堆積するが、岩相・層厚から見て緩かな海進(主に海水準の上昇)によるものであろうと思われる。火成活動はほとんど見られず、堆積盆の沈降もわずかであって続成変質度は極めて低く、低変質度のOpal-CTが生成される程度であった。

島前は陸化していたと考えられる(田中, 1979)。

4) 14~12 Ma (中期中新世の中期:都万層, 市部層, 知夫里層)

陸化の後新たな堆積盆が形成されるが、火成活動はほとんどなく、堆積盆の沈降もわずかで続成変質度はごく低い。

なお、鳥居(1985)は島根半島、山陰本土区の地史、熱史を考慮して、前述1), 2)をI期, 3)をII期, 4)をIV期(III期は島根半島の牛切層, 本土区の大森層の噴山・堆積期), アルカリ火山岩噴出期をV期として区分したが、隠岐の地史・熱史は島根半島や本土区のそれとはかなり異っている。特にII期は隠岐では緩かな海進もしくは一部陸化、ほとんど見られない火成活動と低度続成変質等、いわば緩かな時期であるが、島根半島では急激かつ大規模な海進と活発な火成活動・熱水変質(黒鉍型)が見られる。島根半島中新統の変質については別途報告の準備中であるが、隠岐と島根半島の地史・熱史が特に中期中新世の海進期に著しく異っていることは日本海の形式を考える上で非常に興味深い。

謝 辞

本研究を進める上で、新潟大学地質学鉱物学教室の吉村尚久教授、島根大学地質学教室の島田昱郎教授、鈴木徳行博士、広島大学地質学教室の山崎博史氏、島根大学地質学教室で同期であった梅原正敏、永江伸行、横田正浩の各氏には多大の御指導、御助言をいただいた。深く感謝する次第である。

参 考 文 献

- 秋葉文雄, 1983: 北太平洋中高緯度地域の新第三系珪藻化石帯区分の改訂——基準面の評価と時代——. 月刊海洋科学, **15**, 717-724.
- BLOW, W. H., 1969: Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. I, Internatl. Cont. Microfossils*, **1**, 199-421.
- 本多朔郎, 1979: 女川層のいわゆる硬質頁岩の組成. 地質学編集, **15**, 103-118.
- 石田英明, 1985: 隠岐島後西部におけるアルカリ火山岩類の層序. 島根大地質学研報, **4**, 69-79.
- MITSUMI, K. and TAGUCHI, K. 1977: Silica mineral diagenesis in Neogene Tertiary shales in the Tempoku district, Hokkaido, Japan. *Jour. Sed. Petrology*, **47**, 158-167.
- 苗村 誠・島田昱郎, 1984: 隠岐島前西ノ島の新第三系. 島根大地質学研報, **3**, 155-160.
- 大久保雅弘, 1981: 隠岐島後の中新統化石層. 島根大理研報, **15**, 125-137.
- OKUBO, M. and TAKAYASU, K., 1979: Discovery of middle Miocene molluscus at Kumi. Oki Islands. *Mem. Fac. Sci., Shimane Univ.*, **13**, 121-130.
- 大久保雅弘・高安克己, 1980: 隠岐より *Miogyopsina* の発見. 地質雑, **86**, 37-39.
- 多井義郎・加藤道雄, 1980: 隠岐島後産 *Miogyopsina* とそれに伴う小型有孔虫群. 日本地質学会第87年総会学術大会講演要旨集, **79**.
- 高安克己, 1983: 山陰地方の中新統～鮮新統の層序と古地理. 地団研第37回総会学術シンポジウム資料集, 139-143.
- 田中 隆, 1979: 北陸・山陰沖の堆積盆地の分布と性格. 石油技誌, **44**, 308-320.
- 千葉とき子, 1975: 隠岐島前の地質. 国立科学博物館研報, 地学, **1**, 137-144.
- 鳥居直也, 1984: 隠岐島後下部中新統火砕岩類の変質. 島根大地質学研報, **3**, 99-109.
- , 1985: 島根半島及び隠岐島後中新統の層序とグリーンタフ変質. 新潟大地質学鉱物学教室修論(手記).
- ・吉村尚久・鈴木徳行・島田昱郎, 1984a: 隠岐島後中部中新統珪質泥岩におけるシリカ鉱物の変化と有機物量について(要旨). 石油技誌, **49**, 262.
- ・———・島田昱郎, 1984b: 隠岐島後下部中新統中にノジュール状に産出するワイラカイト. 島根大地質学研報, **3**, 129-137.
- ・横田正浩・石田英明, 1984c: 隠岐島後中新統の層序. 地球科学, **38**, 290-298.
- ・吉村尚久, 1985: 隠岐島後および島根半島に分布するグリーンタフ層中の緑泥石—スメクタイト混合層粘土鉱物. “混合層粘土物の熱的性質とメカニズム”, 17-20.
- 梅原正敏, 1983: 島根県中新世植物化石の研究. ——とくに隠岐島後下部中新統植物化石について——. 島根大地質学教室卒論(手記)
- 歌田 実・飯島 東・松本 良, 1983: 続成作用と熱水変質作用の重複の問題. 堆積岩の続成作用(田口一雄編), 堆積学研報, **17**, **18**, **19**, 187-196.
- 山崎博史, 1984: 隠岐島後の中新統. 島根大地質学研報, **3**, 87-97.
- 横田正浩, 1984: 隠岐島後の珪藻土について. 島根大地質学研報, **3**, 139-144.
- 吉村尚久, 1983: 3-8面体型粘土鉱物の続成過程における生成と変化. 堆積岩の続成作用(田口一雄編), 堆積学研報, **17**, **18**, **19**, 177-112.
- , 1985: 続成過程における粘土鉱物の生成, 変化とその性質. 粘土科学, **25**, 107-112.
- ・藤田至則・山岸いくま, 1973: グリーンタフ変動における変質作用. 地質学編集, **9**, 195-201.