

島根県出雲市南西部の中新統層序とその堆積盆地の沈降特性

森田 浩史*・中山 勝博**

Stratigraphy of the Middle Miocene in the southwestern part of Izumo City in Shimane Prefecture of SW Japan, and subsiding properties of its sedimentary basin

Hiroshi Morita* and Katsuhiko Nakayama**

Abstract

Basin subsiding properties in a back-arc basin are clarified based on sequence stratigraphic analysis. Main focus is the Middle Miocene in Izumo area in Shimane Prefecture. We recognized 19 sedimentary facies and 7 depositional sequences. We also carried out sequence stratigraphic analysis for the Middle Miocene Iya district, which is located on 50 km east from Izumo area. However, the Middle Miocene of Izumo area and Iya district is deposited in the same sedimentary basin. We recognized 8 sedimentary facies and 3 depositional sequences in Iya district. It is possible to estimate the intra-basinal subsiding difference between Izumo area and Iya district, based on the relative sea level curves of these area and district. The intra-basinal subsiding difference indicates that the local rapid subsiding occurs during the volcanic furious period.

Key words: Middle Miocene, sequence stratigraphy, basin subsidence, sedimentary basin

はじめに

山陰地方は、西南日本内帯に属し、中生代などを基盤として新第三系が断続的に分布している。山陰地方の新第三系、特に中新統については、岩相層序および生層序学的研究が進展してきており (Tai, 1959; 山内・高安, 1987 など)、高安ほか (1992) は、それら層序学的資料を総括している。山陰地方の新第三紀層の堆積盆地に関する構造運動については、山内・吉谷 (1992) などの研究で、火山活動に伴う陥没盆地の存在などが示されている。

しかし、堆積環境を特定できる岩相層序は、まだ十分には確立していない。よって、堆積環境から考えられる古水深をもとに堆積盆地の発展過程を描き出した研究は、鳥取地域の中新統を扱った松本 (1992) など、極限られている。

そこで、筆者らは、島根県出雲市および^{ひかわ}簸川郡^{こりょう}湖陵町 (以下、出雲地域と記す) に分布する中新統を主な対

象として次の研究を行った。①出雲地域の中新統の詳細な岩相層序を立てる。②堆積環境とその変遷 (堆積過程) を明らかにし、そこでの相対的海水準変動曲線を描く。③ここでの中新統が埋積した堆積盆地の東部と見られる島根県東出雲町揖屋において (以下、揖屋地区と記す)、既存資料 (佐藤, 1993 MS) に補充調査を加え、揖屋地区での中新統堆積時における相対的海水準変動曲線を描く。④2つの相対的海水準変動曲線を比較することにより、堆積盆地の沈降過程を描き出し、その要因について考察する。

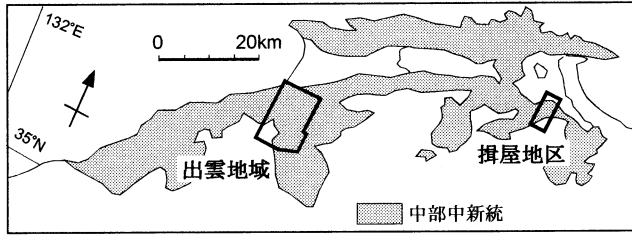
2つの地域・地区は、同一堆積盆地でありながら、比較的火山岩が多くみられる地域 (出雲地域) と、火山岩がほとんど認められない (地層として残っていない) 地区 (揖屋地区) といえる。これら地域・地区の位置を第1図に示す。なお、島根県中部~東部の中新統は南方に湾入して分布する部分と、その間の北に突出した部分とがあり、それぞれに名称が与えられている (三位・吉谷, 1972)。本論での出雲地域は出雲湾入部の西部に、揖屋地区は揖屋突出部に相当する。

一方、シーケンス層序学を日本の堆積盆地に用いて、堆積盆地の沈降の様子を明らかにしているものとしては、保柳 (1992) や高野ほか (1996) などがある。本研究は、シーケンス層序の手法を山陰地方の中新統に適用

* 島根大学理学部地質学科 (現在:三扇コンサルタント(株)大阪営業所)

Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan. Present address: Osaka branch, Sansen Consultants Co., Ltd.

** 島根大学総合理工学部地球資源環境学科 Department of Geoscience, Shimane University, Matsue 690-8504, Japan.



第1図 出雲地域と揖屋地区の調査位置図。中部中新統の分布は、山内・高安(1987)による。

し、1つの堆積盆地内での沈降の差異をJervey(1988)の手法を一部変えた手法によって描き出せることを示している点で重要なものといえる。

出雲地域の地質概略

本研究で詳細な地質調査を行った出雲地域は、島根県出雲市および簸川郡湖陵町の国道9号線から出雲市田代ならびに簸川郡湖陵町畑村までの南北6 km、東西3.5 km範囲で、標高250 m以下の丘陵地である。

本地域には新第三系中部中新統が分布しており、それは、下位から石見層群の川合・久利層、大森層、出雲層群の布志名層、神西層に分けられる(鹿野ほか, 1998)。

このうち川合・久利層は流紋岩質火砕岩などからなり、大森層は安山岩溶岩及び同質火砕岩、礫岩、砂岩などからなる。また、布志名層は、砂岩、泥岩、礫岩などから、神西層は、アルカリ玄武岩溶岩及び同質火砕岩、砂岩、泥岩などから構成される。神西層は、玄武岩溶岩や同質火砕岩の分布する地区においては、容易に認識できるが、そうではない泥岩や砂岩で構成される地区では、布志名層と岩相で区分することは難しい。また、布志名層の分布と比較して神西層の分布は極限られた地域のみとなっている。よって、本論では、堆積相区分などで、布志名層と神西層を「布志名層・神西層」として1つにとりまとめて扱うことにする。なお、調査地域には分布していないが、布志名層と神西層は、上部中新統の松江層(あるいは、その相当層である斐川層)に覆われているとみられている(鹿野ほか, 1991; 新編島根県地質図編集委員会, 1997)。これらの地層は、いずれも東北東—西南西から東西の走向を示し北に10~20度傾斜している単斜構造を示している。

地質年代については、次の報告がある。島根県温泉津町から松江市までの範囲に分布する大森層の火山岩からは、多くの全岩K-Ar年代値が求められ(鹿野・吉田, 1984; Uto, 1989; Morris et al., 1990; Otofujii et al., 1991)、それらは14-16 Maを示す。中でもOtofujii et al.(1991)は、本論の研究対象地域周辺で採取した大森層の火山岩

試料で測定したK-Ar年代値の平均値として 14.2 ± 0.6 Maを報告している。布志名層は、古生物学的研究が多くなされており、野村・米谷(1984)は、布志名層の浮遊性有孔虫化石がBlow(1969)のN10~N11に対比できるとした。この生層序層準は、Berggren et al.(1995)によると14.8~12.5 Maにあたる。また、神西層については、高安・沢田(1989)が、基底のアルカリ玄武岩の全岩K-Ar年代値として 13.2 ± 0.3 Maを報告している。なお、松江層の年代は、松江層中の玄武岩質安山岩の全岩K-Ar年代値として 11.5 ± 0.6 , 11.9 ± 0.6 Maが得られている(鹿野・中野, 1985)。これまでに明らかにされた年代値と古生物学的資料から、高安ほか(1992)では大森層、布志名層、神西層、松江層の基底付近のK-Ar年代をそれぞれ16 Ma, 13.9 ± 0.76 Ma, 13.7 ± 0.46 Ma, 11.5 ± 0.6 Maと示している。

出雲地域の堆積相と堆積シーケンス

本論では、出雲地域の中新統について、岩相、堆積構造などの特徴から堆積相を認定し、それを基に古水深曲線を描き、堆積環境の変遷を考え、堆積シーケンスを区分した。堆積相については、大森層で堆積相O-1~O-12を、布志名層・神西層で堆積相F-1~F-7を識別できた(第1表)。浅海の堆積環境(堆積場)の区分については、基本的に斎藤(1989)の用法に従った。堆積シーケンスについては、大森層でSQ1とSQ2の2つのシーケンスを、布志名層でSQ3~SQ7の5つの堆積シーケンス(一部パラシーケンス)を識別できた。なお、出雲地域の総合柱状図、地質図、地質断面図、それに露頭位置図を第2図~第5図に示す。

1. 大森層の堆積相とその解釈

堆積相 O-1 [安山岩溶岩相; 陸域]

本相は、安山岩溶岩および同質火山角礫岩からなり、調査地域の南部に分布する。層厚は700 m以上である。溶岩は主に塊状であるが、場所により柱状節理、板状節理が発達する(De 08; 以下、アルファベット記号2連と2つの数字の組み合わせは、記載該当事項の観察できる露頭を示す。第5図の露頭位置図に対応する)また、安山岩質火山角礫岩は基底部と角礫部が酷似しており、溶岩の自破砕部と見られる(De 07)。本相は陸域での溶岩流で形成されたと推定できる。

堆積相 O-2 [安山岩水中自破砕溶岩相; 浅海域]

本相は、安山岩溶岩からなり、ガラス質周縁相を伴う溶岩塊や礫を多く確認できることから、溶岩流が水域で急激に冷却し、定置した安山岩水中自破砕溶岩と考え

第1表 出雲地域の中部中新統に認められた堆積相。凡例は、第2図～第4図のそれに対応する。

堆積相	凡例	岩相	堆積構造	運搬過程	堆積環境
F-1		玄武岩溶岩及び同質火山角礫岩	ガラス質周縁相 不淘汰, 塊状 (火砕岩)	水中自破砕溶岩流 土石流, 高密度洪水流	水域 (浅)
F-2		大礫礫岩～極粗粒砂岩	上方細粒化, 不明瞭層理 削り込み	河川流	礫質河川
F-3		砂岩・礫岩	泥粒子枯渴, 円形扁平礫	碎波	前浜
F-4		細粒砂岩	トラフ型斜交層理, 淘汰良好	沿岸流	上部外浜
F-5		細粒砂岩～極細粒砂岩	ハンモッキー斜交層理	沿岸流, 暴浪	下部外浜
F-6		炭質砂岩	材片を含む	浮遊沈降及び河川流	河口湿地, 後浜
F-7		砂質泥岩	生物擾乱 細粒～極細粒砂岩層挟在	浮遊沈降, 暴浪	陸棚
0-1		安山岩溶岩	塊状, 柱状節理	溶岩流	陸域
0-2		安山岩溶岩	ガラス質周縁相	水冷自破砕溶岩流	浅海域
0-3		安山岩質火山角礫岩	パン皮状火山岩塊	火砕流	陸域
0-4		安山岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩	不淘汰, 塊状 モノリシック	土石流	陸域又は水域
0-5		巨礫礫岩	不淘汰, 塊状, モノリシック	土石流	陸域又は水域
0-6		安山岩質凝灰岩	不明瞭層理	河川流, 高密度洪水流	河川
0-7		流紋岩質凝灰岩	淘汰良好, 塊状	河川洪水流	河口湿地
0-8		砂礫岩	泥粒子枯渴	碎波	前浜
0-9		中粒～細粒砂岩	トラフ型斜交層理	沿岸流	上部外浜
0-10		中粒～細粒砂岩	トラフ型斜交層理	沿岸流, 潮流	上部外浜
0-11		細粒～極細粒砂岩	塊状	沿岸流, 暴浪	下部外浜
0-12		砂質泥岩	生物擾乱 細粒～極細粒砂岩層挟在	浮遊沈降, 暴浪	陸棚

凡例は、第2図～第4図のそれに対応する。

F-1～F-7は、布志名層・神西層で認められる堆積相。0-1～0-12は大森層で認められるそれ。

ることができる。定置した水深を本堆積物の特徴からは明確にできないものの、上下の層序関係から浅海域と推定できる。本相は、調査地域南部に分布し、その層厚は60 m以下である。

堆積相 O-3 [安山岩質火山角礫岩相；陸域]

本相は、発泡した安山岩塊、凝灰岩塊、火山ガラスなどからなる塊状不淘汰な角礫岩相を示す。層厚は20 m程で、側方に連続が悪く急激に薄化・せん滅する。安山岩角礫の表面には、高温で定置したことを示唆するパン皮状の割れ目が確認できる(Be 18)。本相は、陸域で高温の火砕流により形成された堆積物であると推定できる。

堆積相 O-4 [安山岩質火山角礫岩～凝灰角礫岩～火山礫凝灰岩相；陸域または水域]

本相は、安山岩の角礫とそれらの細片などから構成され、安山岩以外の異質物は含まない。安山岩には、発泡したものとそうでないものがある。層厚は60 m以下で、調査地域南部に狭く分布する。本相は、堆積相 O-1 にレンズ状に挟まれるように分布する。不淘汰な産状、泥サイズの基質部の発達などから判断して、本相は、火山

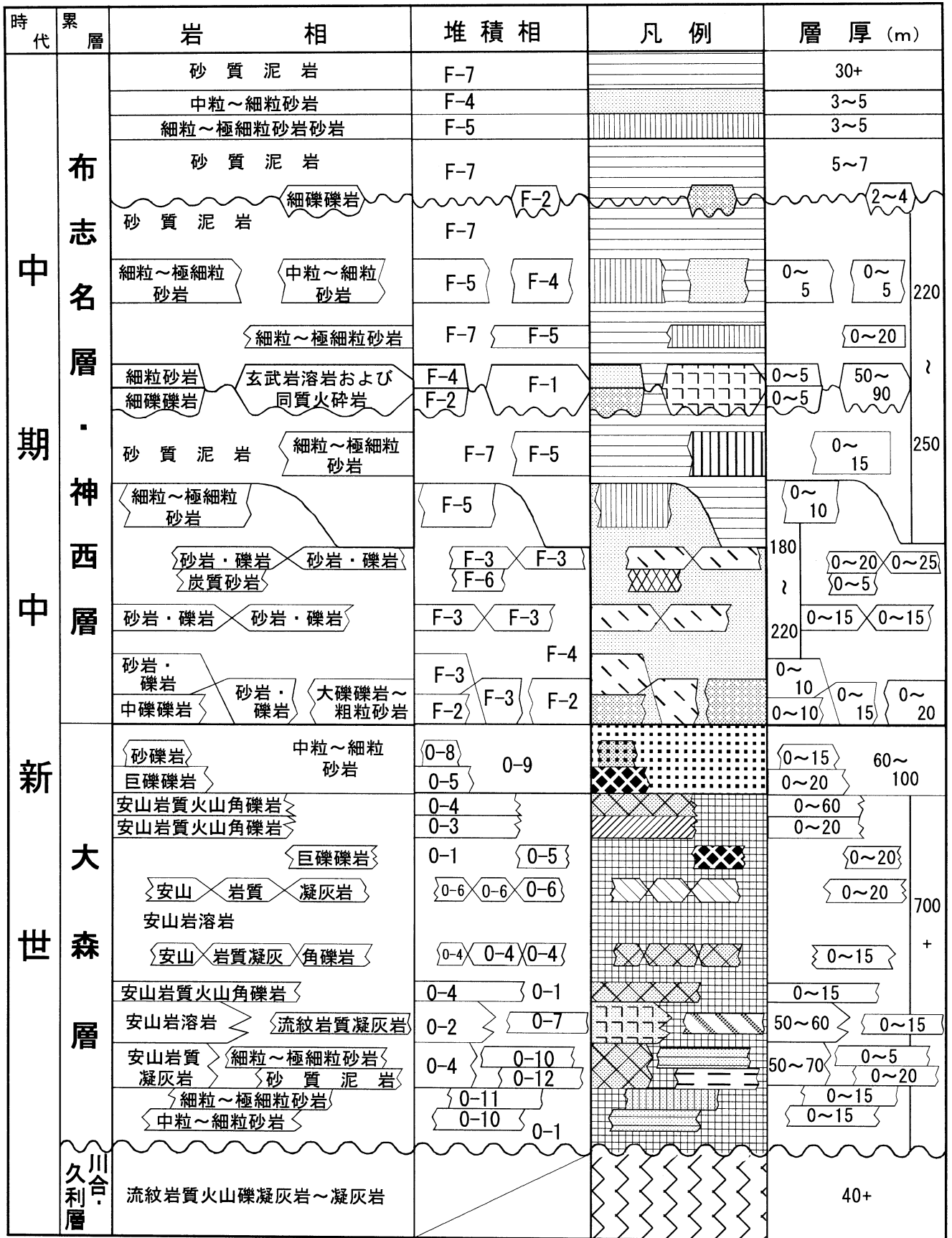
噴火に由来した、もしくは、噴火直後に再移動した安山岩塊とその細片で構成される土石流堆積物で、陸域もしくは水域に堆積したと推定できる。

堆積相 O-5 [巨礫岩相；陸域または水域]

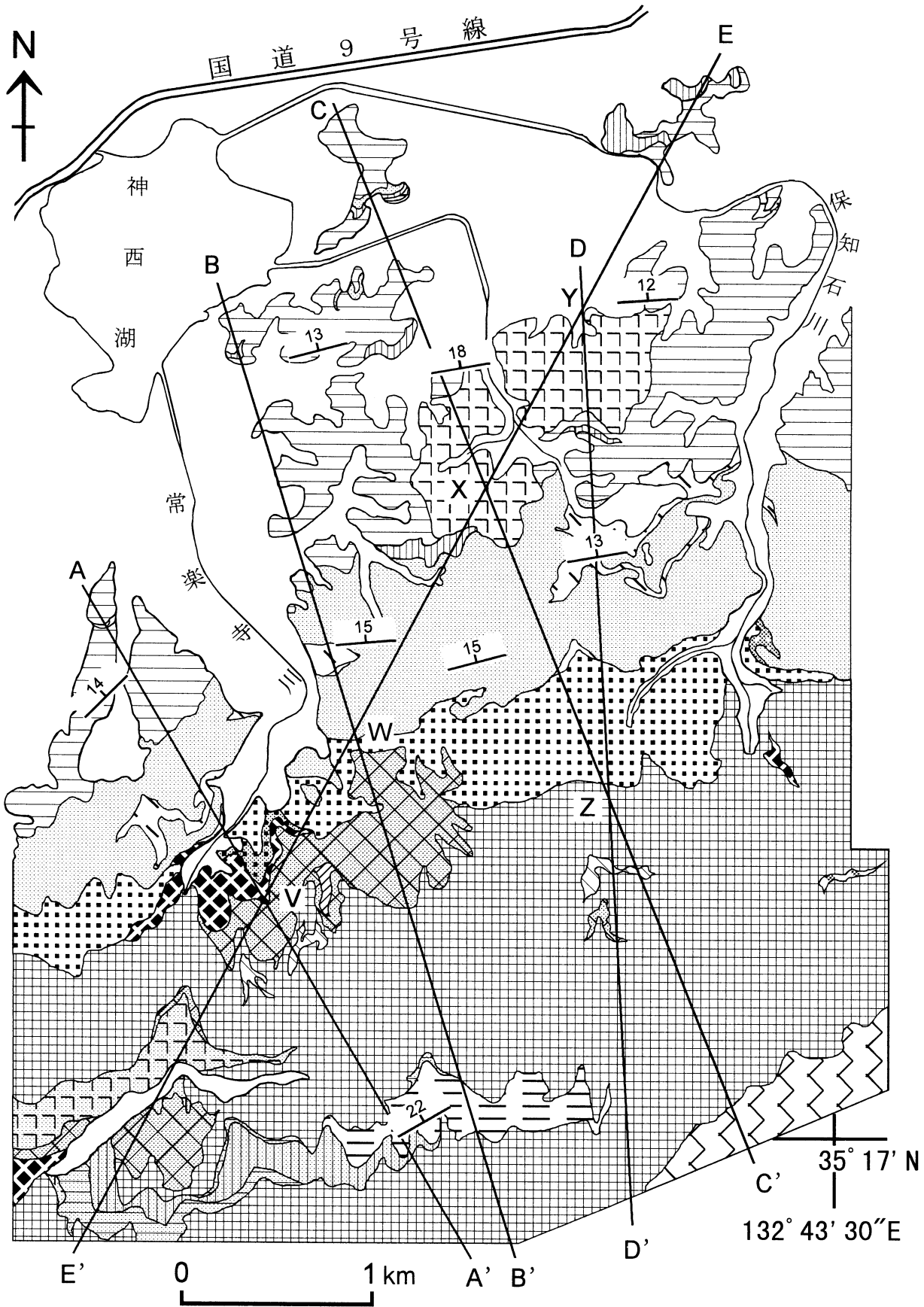
本相は不淘汰、塊状の礫岩である。礫岩を構成する礫は、ほとんど安山岩である。礫は、亜円礫程度の円磨度で、その直径は50～60 cmである。一部逆級化が顕著に現れているところもある(Be 13, 第6図1)。基質部は主に泥である。層厚は20 m以下で、調査地域中南部に狭く分布する。側方連続が悪く、地質図上ではレンズ状にせん滅する。これらのことから本相は、陸上ないし水域で、ローブ状に堆積した土石流の堆積物と考えられる。

堆積相 O-6 [安山岩質凝灰岩相；陸域または水域]

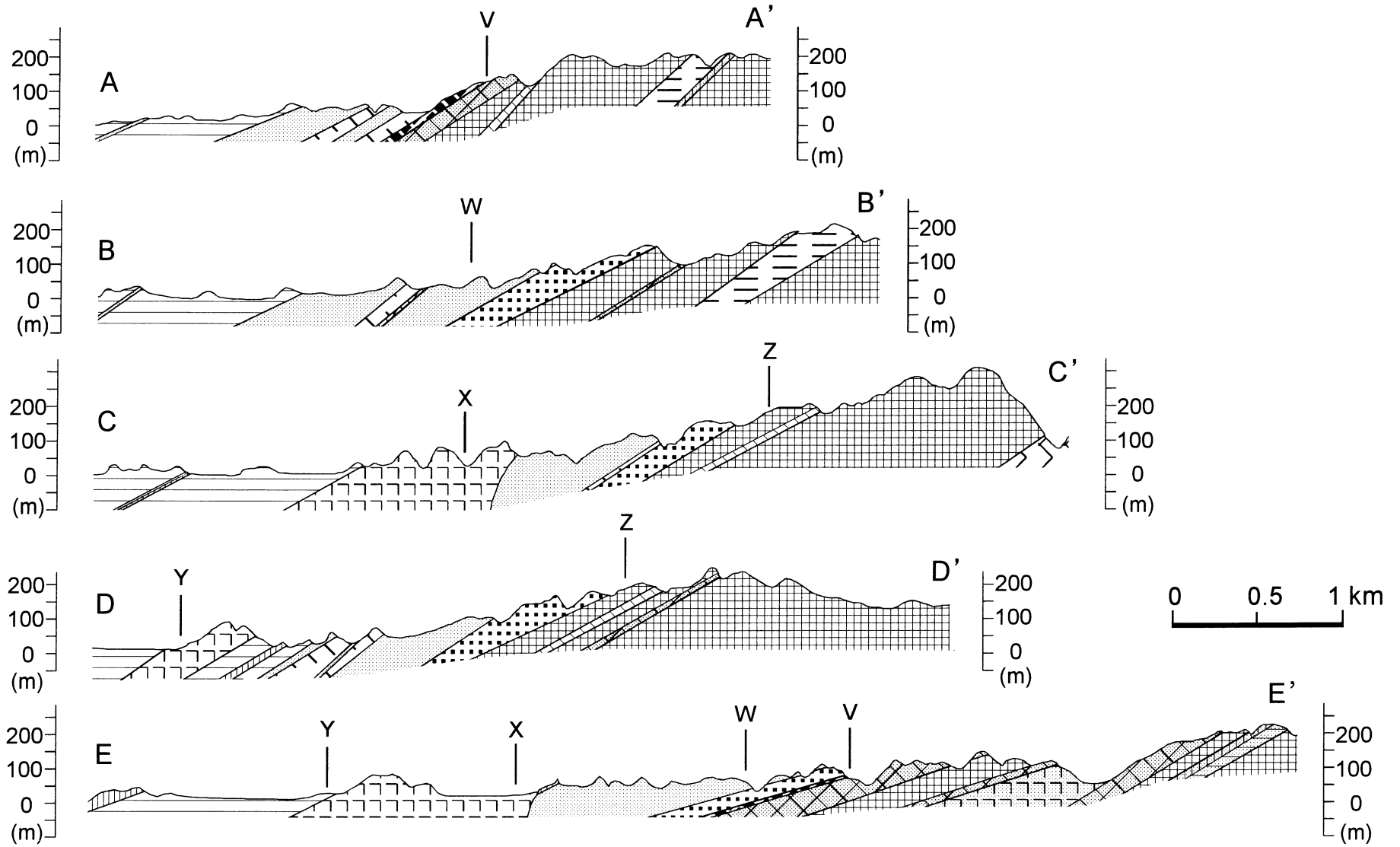
本相は、安山岩片や火山ガラスなどから構成され、一般に塊状で淘汰が悪い。層厚は20 m以下で、調査地域南部に狭く分布する。本相は、堆積相 O-1 にレンズ状に挟まれて分布する。また、一部に不明瞭ながら層理が確認できること、基質に含まれる斜長石等の鉱物粒子の



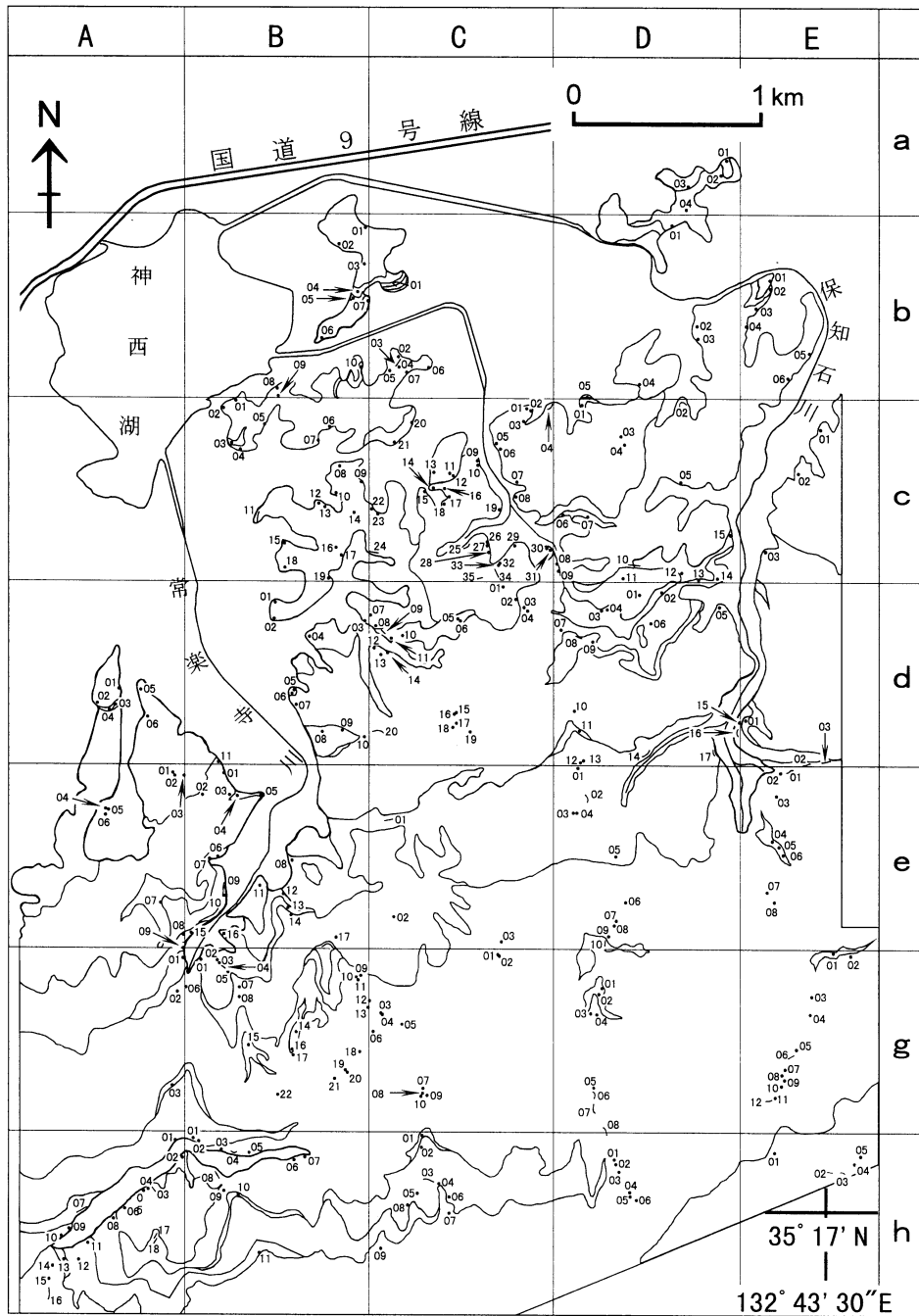
第2図 出雲地域の総合柱状図. 図中の凡例は, 第3図, 第4図, 第1表に対応している.



第3図 出雲地域の地質図。凡例は第2図の総合柱状図と第1表の堆積相に対応している。



第4図 出雲地域の地質断面図。断面線の位置は第3図に示した。凡例は第2図の総合柱状図と第1表の堆積相に対応している。



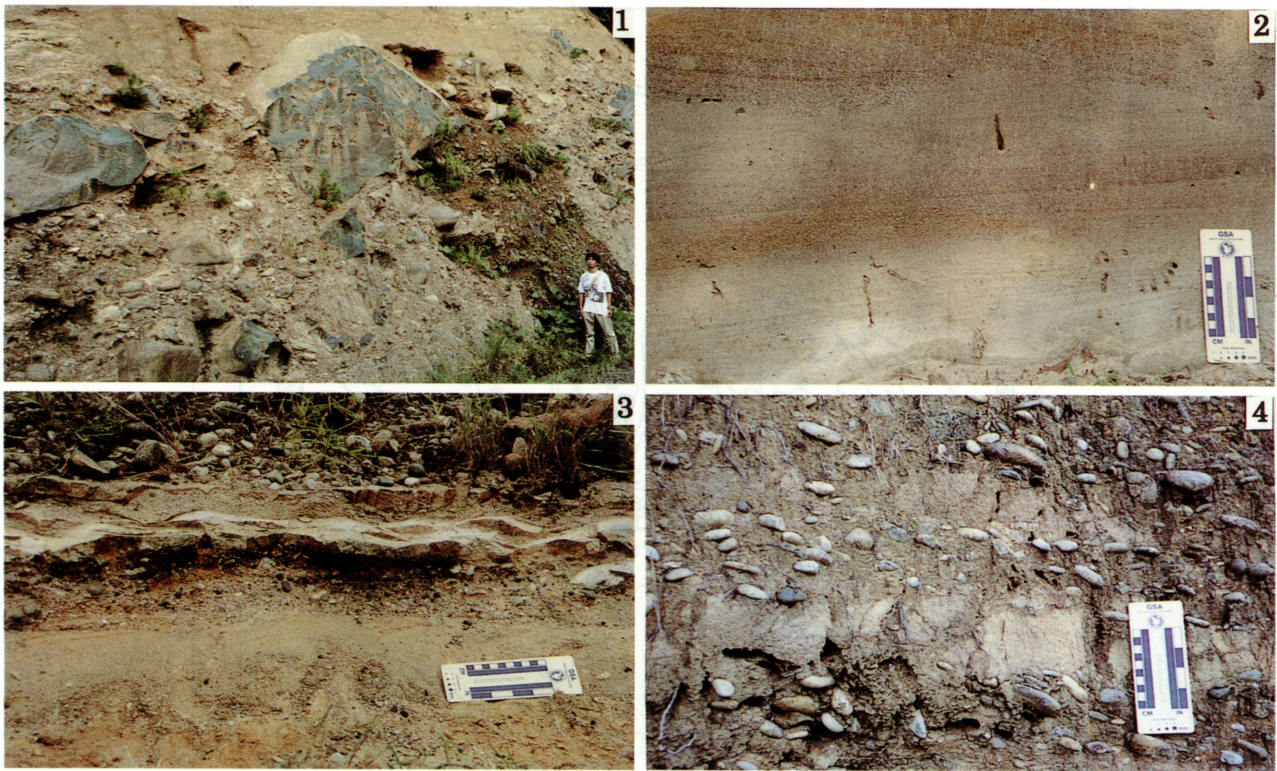
第5図 出雲地域の露頭位置図。図上の打点部および短曲線が、観察に適した露頭位置を示す。なお、本文中に示した露頭は、この中の一部であり、全ての露頭についての記載は、森田(1999 MS)に示されている。

角が丸くなっていることなどから、流れによって移動し堆積したことが推定できる。さらには、分布の連続性が悪く、ローブ状に堆積したと考えられる。淘汰の悪いこと、不明瞭な層理の発達から判断して、高密度洪水流などの堆積物重力流の一種によって、形成されたとみられる。

堆積相 O-7 [流紋岩質凝灰岩相；陸域]

本相は、極細粒砂からシルトサイズの流紋岩質凝灰岩

である。産状は淘汰良好で塊状、白色を呈する。層厚は15 m以下で、調査地域南東部だけに狭く分布する。形成物は主に火山ガラスである。周辺の堆積物との関係(陸成の溶岩中に挟まれる)ことと、本相の分布が極めて狭いことからすると、本相も溶岩流と同様に陸域で形成された可能性が高い。おそらく、河川洪水流などにより、上流域の碎屑物が運搬され河川後背湿地などに堆積したものと推定できる。



第6図 露頭写真. 1: 安山岩の巨礫岩相 (堆積相 O-5). ユニット内での逆級化傾向が認められる. 2: ハンモック斜交層理 (堆積相 F-5). 近接では, 低角度の斜交層理として観察される. 3: ウェーブリップル (堆積相 F-3). ウェーブリップルを示す砂が膠結している. 4: 円盤型の円礫 (堆積相 F-3). 碎波によって形成された海浜礫と解釈できる.

堆積相 O-8 [砂礫岩相; 前浜]

本相は中礫から中粒砂で構成され, それら碎屑物は主に安山岩である. 層厚は 15 m 程で, 調査地域中南部に分布するのみである. レンズ状にせん滅する. 泥粒子が非常に少ない. また, 扁平の円礫も認められる. 本相は, 砂礫が前浜域に定置し, その後, 碎波によって洗われ堆積したと考えられる.

堆積相 O-9 [中粒~細粒砂岩相; 上部外浜]

本相は, 淘汰の比較的良好な中粒~細粒砂岩である. 砂粒子は主に安山岩であり, 泥粒子はほとんど認められない. 明瞭なトラフ型斜交層理を示す. 層厚は 60~100 m で調査地域中部に広く分布する. 再移動した火山碎屑粒子が多く含まれることから, 火成活動によって生成された火山碎屑物が, 上部外浜域で海水の流れによって堆積したものと考えられる.

堆積相 O-10 [中粒~細粒砂岩相; 上部外浜]

本相は堆積相 O-9 と堆積相構造が酷似していることから運搬過程ならびに堆積環境は堆積相 O-9 のそれと同様であると推定できる. しかし, 構成する粒子は安山岩の碎屑粒子ではなく, その多くが石英粒子であることから堆積相を区分した. 層厚は 15 m 以下である. 調査

地域南西部の溶岩相 (堆積相 O-1) の内に分布する. このことは, 溶岩の卓越する沿岸部で溶岩起源の碎屑物をあまり含まない砂岩層が堆積していることになり, 潮流の影響や河川などの碎屑物流入による遠方からの碎屑粒子の搬入システムが形成されていたことが考えられる.

堆積相 O-11 [細粒~極細粒砂岩相; 下部外浜]

本相は堆積相 O-10 と同様に石英粒子を多く含む砂粒子で構成される. 露頭では塊状を呈している. 堆積相 O-10 と比べ構成粒子の粒径が若干小さくなっている. 特定の層理などによる積極的な証拠に乏しいが, 粒径から判断して, 堆積相 O-10 の環境より沖側の下部外浜域で堆積したものと考えられる.

堆積相 O-12 [砂質泥岩相; 陸棚]

本相は, 褐色から淡褐色を呈する泥 (シルト) 岩で構成される部分と, 暗灰色を呈する塊状の泥岩に厚さ 2~3 cm ほどの泥粒子の少ない細粒から極細粒砂岩層を挟在する部分がある. 本相全体の層厚は 230 m 以下で, 調査地域南部に分布する. 生物擾乱が著しく, *Ophiomorpha* などの生痕化石を産出する (Ch 03). 極細粒砂岩層を挟在する泥岩という岩相は, 平常時に波浪の影響が及ばない深さにあって泥が堆積し, 暴浪時には波浪の影響が海

底面まで届き砂が堆積する陸棚域で堆積したものと考えられる。

2. 布志名層・神西層の堆積相とその解釈

堆積相 F-1 [玄武岩溶岩および同質火砕岩相；陸域または水域]

本相は神西玄武岩（鹿野ほか，1998）と呼ばれるもので、塊状のアルカリ玄武岩溶岩（一部に貫入部を確認）、同質の水中自破碎溶岩、同質の火砕岩から構成される。火砕岩部は、成層した火山礫凝灰岩などで構成され、稀に平行葉理からリップル葉理が発達した細粒砂岩層を挟み込む（Cc 18）。これは、高密度洪水流による堆積物と考えられる。水中自破碎溶岩が水域で形成されたことは言えるが、高密度洪水流は、その発生場所が陸域か海域であるかを特定できない。Kano（1998）は、「この火山体は、マグマ水蒸気爆発し、水深 50～150 m から高さ 100 m 成長したクレーター径 400～500 m の浅海のタフコーンである。」としている。調査地域北中部に分布し、層厚は火砕岩部で 150 m 以下であり、東側に薄化・せん滅する。なお、本相の一部は周辺層との構造的な差異から、貫入岩となっている。

堆積相 F-2 [大礫礫岩～粗粒砂岩相；陸域]

本相は、直径 20 cm 程の大礫～粗粒砂で構成される。層厚 20 m で調査地域南東部に分布するが、礫構成によって上部（層厚約 13 m）と下部（層厚約 7 m）に二分できる。構成する礫の礫種は、下部が主に安山岩でそれ以外の礫をあまり含まない。上部は安山岩の割合は高いもののチャート礫、花崗岩礫が含まれる。上部・下部の全体を通して、本相は、下位を削りこんだトラフ型斜交層理や側方付加を示す斜交層理を示す（Ed 01 など）。また上方細粒化などを示す部分もある。分布範囲は狭く、レンズ状にせん滅する。下位層の削り込み、ベッドロードの卓越、上方細粒化、狭い分布範囲から判断して、本相は河川堆積物（主に河道埋積物）と推定できる。

堆積相 F-3 [砂岩・礫岩および細粒砂岩相；前浜]

本相は、長径 5～15 cm 程の偏平型の円礫が卓越した礫岩層（第 6 図 4）と淘汰の良い細粒砂岩層との 10～50 cm 間隔の互層で構成される。細粒砂岩部には低角な斜交層理、平行層理、それに不明瞭ながらウェーブリップルが確認できる（Bd 08, 第 6 図 3）。層理の特徴は、波浪の存在と上部領域の流れの存在を示しており、本相は前浜環境で形成されたと考えられる。偏平かつ円形の礫は、碎波によって洗われたことを示唆しており、前浜域での堆積したことを支持するものである。層厚は、25 m 以下で、調査地域中部に点在し、側方連続はあまりよく

ない。

堆積相 F-4 [細粒砂岩相；上部外浜]

本相はトラフ型斜交層理が顕著に発達する淘汰の良い細粒砂岩からなる。層理は下位をほとんど削りこまない。褐色から淡褐色を呈する。層厚は 180～210 m で調査範囲中部に広く分布する。淘汰のよい斜交層理の発達する砂岩と削り込みの少ないことは、沿岸流など海域での流れで形成された地層であることを示唆しており、上部外浜域で堆積したと推定できる。斜交層理を形成した流れは、上部外浜に発達する沿岸流や離岸流と考えられるが、それらを古流向解析などにより、特定することはできなかった。

堆積相 F-5 [細粒砂岩～極細粒砂岩相；下部外浜]

本相は、泥に枯渇した細粒から極細粒砂岩で構成され、淘汰は中程度から良好である。直径 5～20 cm 程の球形ノジュールを産出し（Cd 11）、トラフ型斜交層理もしくはハンモック状斜交層理（Hummocky cross stratification; Harms *et al.*, 1975: 以下 HCS と略す、第 6 図 2）が発達する。本相は、泥に乏しいが砂質なものから構成されることから、定常時にも波浪の影響を受ける下部外浜域で堆積したことが推定できる。

堆積相 F-6 [炭質砂岩相；陸域]

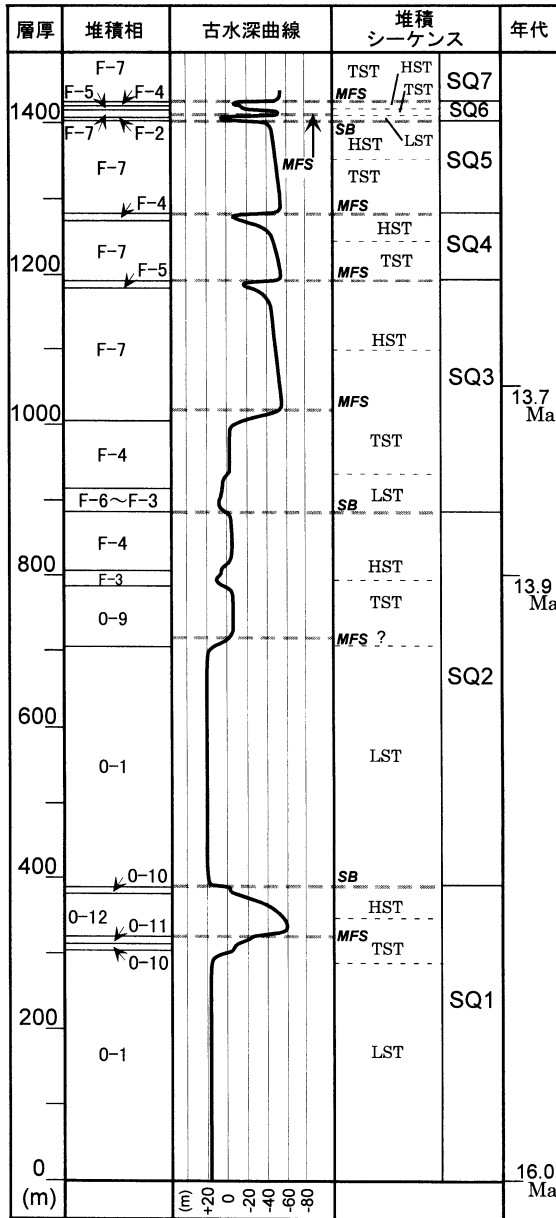
本相は、灰色から青灰色を呈するシルト岩から極細粒砂岩で構成される。淘汰は悪く、塊状岩相を示す。炭質物を多く含み珪化木や植物片などが多数確認できる。分布範囲が狭いこと、周辺の堆積物（前浜域の砂岩・礫岩、上部外浜域の砂岩）との関係から河口付近の湿地もしくは後浜で堆積したと考えられる。

堆積相 F-7 [砂質泥岩相；陸棚]

本相は一般に、淡褐色から褐色を呈する砂質シルト岩から細粒砂岩で構成され調査地域北部に広く分布する。著しい生物擾乱を受け塊状岩相を示し、*Ophiomorpha*, *Roselia* などの生痕化石を産出する（Ae 01）。また、砂質シルト岩から細粒砂岩と細粒砂岩の互層から構成される場合もある。互層の 1 サイクルは厚さ 5～50 cm である。細粒砂岩部は厚さ 10～25 cm で、ストームシートサンド（distal な HCS; Dott and Bourgeois, 1982）と推察される。生物擾乱が発達することなどから波浪限界より深い陸棚域で堆積したと考えられる。

3. 出雲地域での堆積シーケンス

層序、累重様式ならびに堆積相解析から解釈された堆積環境をもとに堆積シーケンスの認定を行う。堆積シーケンスは、一回の相対的な海退と海進に対応して形成された地層からなる。これら堆積シーケンスを境するシーケンス境界は、相対的海水準の低下速度がもっとも速い



第7図 出雲地域の古水深曲線と堆積シーケンス。堆積シーケンス欄の記号は次の通り。SB：シーケンス境界，MFS：最大海氾濫面，HST：高海面期堆積体，LST：低海面期堆積体，TST：海進期堆積体。なお，ここでの堆積相の累重は，調査地域（第3図）の中央部で断層線B-B'，C-C'，D-D'で囲まれる地域の地層の累重をもとに描いた。

ときに形成される。出雲地域には，下位よりSQ1～SQ7の7つの堆積シーケンスが認定できる。より正確な表現をするならば，この7つの中には，一部にパラシーケンス（基底が海氾濫面で形成されたもの）もある。出雲地域の古水深曲線と堆積シーケンス区分を第7図に示す。

SQ1：大森層下部に相当

相対的海水準は低く安定して，広域的に陸成の安山岩

溶岩が分布する。やがて相対的海水準の上昇に伴って調査地域東部は沈水し下部外浜～陸棚環境になる。その後，沈水した地域は急激に埋積され再び陸化する。この陸化によって形成された面が，後の相対的海水準変動によって一部侵食され，シーケンス境界になる。この境界は，タイプ1に相当する相対的海水準の急速かつ大きな変化で形成されたものである。

この，シーケンス境界を上限とする大森層下部は相対的海水準の低海水準期→上昇→安定に対応する地層で，一つの堆積シーケンスと認められる。これを堆積シーケンス1 (SQ1) とする。

SQ2：大森層上部に相当

SQ1の上位には，低海水準期を示す陸成の安山岩溶岩および同質の火砕岩が広域的に分布する。その後，相対的海水準が上昇して，調査地域全域が沈水し，上部外浜環境となる。最大海氾濫面の形成は，堆積相F-9基底の形成時期と推定できる。やがて，相対的海水準は高海水準で安定し，浅海域が埋積され地域的に陸化する。この後に，ここまでの堆積物の上面は，相対的海水準のゆっくりとした低下でタイプ2のシーケンス境界となる。また，その時に陸上露出しなかった地域は，陸化した同時期面に連続する整合面がそれに相当する。

以上の，相対的海水準の低海水準期→上昇→安定（→ゆっくりとした低下）に対応して形成された地層を，堆積シーケンス2 (SQ2) とする。

SQ3：布志名層・神西層の最下部に相当

SQ2の上位には，低海水準期堆積体に相当する河川から前浜の堆積物が堆積した。この地域を含めた調査地域全域は，相対的水準の上昇に伴い，再び上部外浜環境となる。ただし，一部の地域は，上昇速度より碎屑物の供給量が多かった様で一部の地区では浅海化し，陸上露出した部分も出現した。さらに相対的海水準が上昇し，調査地域全域は陸棚環境となる。最大海氾濫面は，ここで形成された堆積相F-7の基底の生痕の比較的よく発達した層準とみられる。その後，高海水準期に，埋積が進み下部外浜環境へと浅海化する。

この低海面期→相対的海水準の上昇→最大海氾濫面の形成→高海水準期→浅海化のサイクルで形成された地層が，堆積シーケンス3である。

SQ4：布志名層・神西層の下部に相当

SQ3の最上部に形成された浅海化相の直上には最大海氾濫面が形成される。この面は，堆積シーケンス (SQ4) の基底面に相当する。正確に表現するならば，SQ4は境界が海氾濫面で構成されるパラシーケンスである。基底の海氾濫面の上位は，再び陸棚環境となり堆積相F-7が形成される。やがて埋積が進み，古水深は低下し，堆

積相 F-5 が堆積する上部外浜環境となる。

以上のように SQ 4 は、海氾濫面を基底面として、その後上方粗粒化、上方浅海化するセクションは一つのパラシーケンスである。

SQ 5: 布志名層・神西層の中部～上部に相当

基底面は、SQ 4 の上部に堆積した堆積相 F-4 の上面に形成された海氾濫面である。海氾濫面が形成された後、再び相対的海水準は上昇し、調査地域全域は陸棚環境となり堆積相 F-7 が堆積した。その後、相対的海水準は安定し、埋積が進み、この地域は陸上露出する。この陸上露出によって形成された面、およびその同時期面は、シーケンス境界となる。

以上の過程で堆積した地層は、海氾濫面を基底面とし、高海水準期→浅海化に対応して形成されたパラシーケンスと認識でき、これを堆積シーケンス 5 (SQ 5) とする。

SQ 6: 布志名層・神西層の上部に相当

基底面直上の堆積相 F-3 は側方連続せず、開析谷埋積物 (incised valley fill) と推定できる。これは、低海水準期堆積体に形成されるものである。その後、相対的海水準は上昇し、この地域は沈水する。その上昇が速かったことは、陸域環境で形成されたとみられる堆積相 F-3 の直上位に、陸棚で形成されたとみられる堆積相 F-7 が堆積していることから示唆される。その後、海水準は安定し、本地域は急激に浅海化し、上部外浜環境となる。

以上の、低海水準期→相対的海水準の上昇→浅海化に対応して形成された地層を、堆積シーケンス 6 (SQ 6) とする。

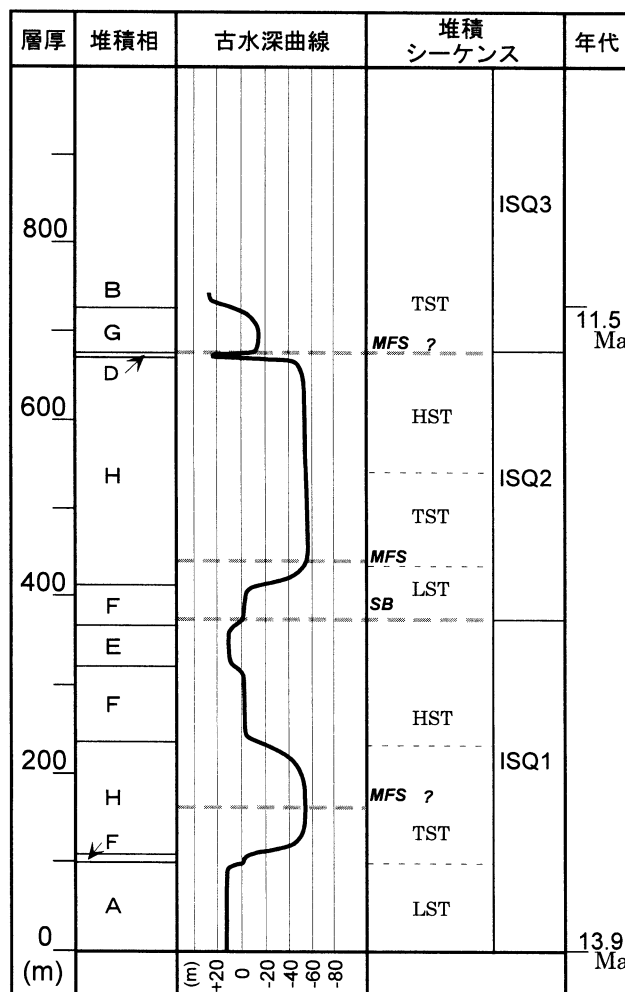
SQ 7: 布志名層・神西層の最上部に相当

SQ 6 の最上部に形成された浅海化相の直上位には、急激な海水準の上昇に伴い海氾濫面が形成される。その後、高海水準期堆積体に相当する堆積相 F-7 が堆積する。

このセクションは、一つのパラシーケンスであり、堆積シーケンス (SQ 7) と表現した。また、この堆積シーケンスの上限は、本研究の調査範囲では確認できなかった。

揖屋地区の堆積相と堆積シーケンス

本地区は、中海に面した標高 120 メートル以下の丘陵地である。本地区には中部中新統が分布しており、下位から石見層群川合・久利層、出雲層群布志名層、松江層と重なっている。このうち川合・久利層は流紋岩質火砕岩などからなり、布志名層、松江層は主に砂岩、泥岩か



第 8 図 揖屋地区の古水深曲線と堆積シーケンス。堆積シーケンス欄の記号は第 7 図のそれに同じ。各堆積相の特徴は第 2 表に示す。

らなる。これらの層は、いずれも東北東の走向を示し、15 度から 25 度北に傾斜した単斜構造を示している。また本地区は、出雲地域の中部中新統の堆積盆地の東縁とみられる地域である。

本研究では、出雲地域の相対的海水準変動と比較するために、揖屋地区の中新統について、既存データ (佐藤 1993 MS) をもとに補足調査を行った。その結果をもとに堆積環境を考え、古水深曲線を描き、堆積シーケンスを区分することができた (第 8 図)。揖屋地区では堆積シーケンス 1~3 (ISQ 1~ISQ 3) の 3 堆積シーケンス (一部パラシーケンスを含む) を認定できた。なお、この地域内での堆積相の区分については、基本的に佐藤 (1993 MS) に従っている (第 2 表)。

ISQ 1

相対的海水準は低く、広域的に不淘汰塊状の土石流堆積物 (堆積相 A; 以下、揖屋地区での中新統の堆積相は第 2 表に従う) が堆積する。やがて、相対的海水準は上

第2表 揖屋地区の中部中新統に認められた堆積相。

堆積相	岩相	堆積構造	運搬過程	堆積環境
A	礫岩	不淘汰, 塊状	土石流	陸域
B	細粒~極粗粒砂岩	上方細粒化, 削り込み	河川流	河川
C	炭質泥岩	亜炭層挟在	浮遊沈降	後背湿地
D	粘土岩	炭質シルト岩薄層, 砂岩薄層挟材	浮遊沈降 小規模混濁流	湖沼
E	中粒砂岩~細礫礫岩	平行葉理 円形扁平礫	碎波	前浜
F	細粒~中粒砂岩	トラフ型斜交層理	沿岸流	上部外浜
G	極細粒~細粒砂岩	グラールベルデューン	沿岸流, 暴浪	下部外浜
H	シルト岩	生物擾乱 極細粒砂岩層挟材	浮遊沈降, 暴浪	内側陸棚

ここでの堆積相は、佐藤 (1993 MS) をもとに、補充調査の結果を加えたもの。

昇し、本地域は陸棚環境となり、塊状の泥岩 (堆積相 H) が堆積する。最大海氾濫面は、このときに形成されたと考えられる。その後、埋積が進み、堆積環境 (堆積場) は海側へ前進する (浅海化する)。これにより本地域は、上部外浜および前浜環境となり、円形扁平礫を含む淘汰良好の細粒砂岩層 (堆積相 F) が堆積する。このときに陸上露出して形成された面、およびその同時面は、その後、一部侵食され、タイプ2のシーケンス境界となる。

以上の相対的海水準の低水準期→上昇期→高水準期 (浅海化) に対応して形成された地層を揖屋地区の堆積シーケンス1 (ISQ 1) と認定する。

ISQ 2

ISQ 1 の上位には、低海面期堆積体に形成されたと見られる淘汰の良い細粒から中粒砂岩層 (上部外浜堆積物) が堆積する。その後、急速な相対的海水準の上昇に伴い、本地域は、再び陸棚環境となる。その上位には、陸域 (湖沼) 環境を示す炭質シルト岩および粘土岩 (堆積相 D) が堆積する。このことは、急激な浅海化を示す。また、この浅海化で形成された面は、シーケンス境界に相当する。

以上の相対的海水準の低水準期→海進期→高水準期 (浅海化) のサイクルで形成される地層を揖屋地区の堆積シーケンス2 (ISQ 2) と認定する。

ISQ 3

ISQ 2 の最上部で陸化した地域は、急激な相対的海水準の上昇に伴い直上位に海氾濫面を形成する。この海氾濫面が形成されると、本地域は下部外浜環境となる。このことは、淘汰が中程度の砂岩層 (堆積相 G) にグラールベルデューンが存在することからも推定できる。その後、埋積が進み再び陸域環境となり、河川堆積物 (堆積相 B) が堆積する。なお、ISQ 3 の上限は、本研究の調

査において明らかにできなかった。

以上の、海氾濫面を基底にした地層を、(正確にはパラシーケンスであるが、) 揖屋地区の堆積シーケンス3を ISQ 3 とする。

相対的海水準変動と堆積盆地の沈降特性

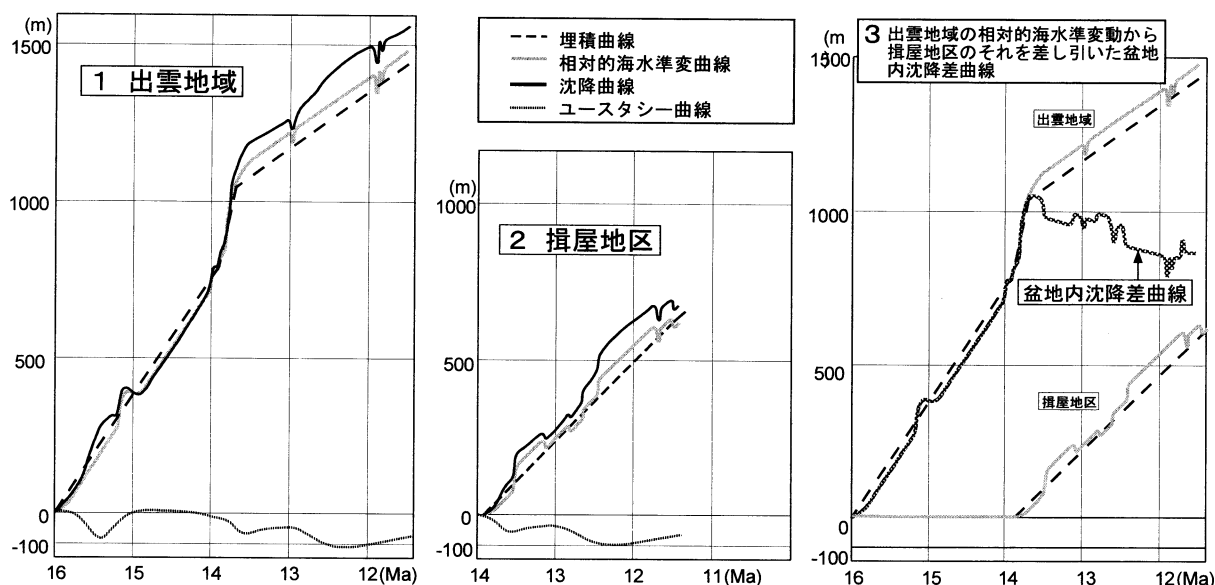
1. 解析方法

堆積シーケンスを形成する相対的海水準変動は、ユースタシーと堆積盆地の構造運動量のたし合わせによって起こる (Posamentier et al., 1988)。従って、ユースタシーと堆積時の相対的海水準変動から堆積盆地の構造運動量の概略を推定することが可能である (Jervey, 1988 など)。本論では、Jervey (1988) の方法を応用して、出雲地域の相対的海水準変動と揖屋地区の相対的海水準変動の差異を求め、その差異から構造運動量の推定とその特性についての考察を試みる。出雲地域と揖屋地区の相対的海水準変動の差異の求め方は、次の手順によった。

(1) 出雲地域および揖屋地区のいずれにおいても、地層の層厚、堆積年代、堆積深度の各値を次のようにした。地層の層厚については、特に圧密補正は行わず、地質図、地質断面図から求めた値を用いた。堆積年代については、既知のデータ (高安ほか, 1992; 高安・沢田, 1989) を参考にして、調査地域の大森層、布志名層、神西層の基底の年代を 16.0 Ma, 13.9 Ma, 13.7 Ma とした。また、揖屋地区については、布志名層、松江層の基底を 13.9 ± 0.9 Ma, 11.5 ± 0.6 Ma とした。堆積深度については、堆積相に基づき推定した。

(2) 地層の層厚を横軸、地層の堆積層厚・水深を縦軸にし、埋積曲線を描く。

(3) 推定された地層の堆積水深を埋積曲線に積算して



第9図 単一盆地内沈降差曲線. 1: 出雲地域での地層の埋積曲線と相対的の海水水準変動曲線, および, 盆地の(ユースタシーに対する)沈降曲線 (Jervey (1988) による解析方法による). 2: 揖屋地区での地層の埋積曲線と相対的の海水水準変動曲線, および, 盆地の(ユースタシーに対する)沈降曲線 (Jervey (1988) による解析方法による). 3: 出雲地域での相対的の海水水準変動から揖屋地区のそれを差し引くことにより, 単一の堆積盆地に存在した出雲地域と揖屋地区との相対的な沈降差を示している.

プロットする. このようにプロットした点をつないだ曲線が堆積シーケンスに対応した相対的の海水水準変動曲線である. この相対的の海水水準変動曲線とユースタシーとの差が堆積盆地の沈降曲線ということになる. Jervey (1988) では, 構造運動が長く一定割合で続くという過程で堆積盆地の沈降曲線を平均化して示しているが, 筆者らの対象とした堆積盆地は, 背弧盆地が活発な構造運動によって形成されている時期であり, 平均化はしていない. 出雲地域, 揖屋地区の堆積盆地の沈降曲線を第9図1と2に示す.

(4) 最後に出雲地域の相対的の海水水準変動曲線から揖屋地区のそれを差し引き, 揖屋地区の沈降を基準とした場合の出雲地域の沈降の様式を明らかにした(第9図3). 特に閉鎖に近い状態の海域堆積盆地では, ユースタシー曲線とされているものが直接適用可能かどうかという問題もあり, 同一堆積盆地内で沈降運動にどれほどの差(盆地内沈降差と呼ぶ)があるかを知るにもこの方法は適していると判断した.

2. 沈降特性

以上の解析結果として次の特徴を明らかにできた. 大森層の堆積期には, 揖屋地区に堆積物が残っていないため, 出雲地域の相対的の海水水準変動曲線が, そのまま盆地内沈降差曲線に反映される. その平均運動量は約 410 (m/Ma) である. 布志名層の堆積期に入ると, 揖屋地区

でも堆積が始まる. 揖屋地区に対する, 出雲地域の盆地内沈降差は, -100 (m/Ma) となる. これは, 出雲地域に比べ, 揖屋地区が(差は比較的小さいものの)より沈降したことを示している. ただし詳細に見ると, 布志名期の中でも 13 Ma あたりでは, 出雲地域の方が相対的に早い沈降を示している.

出雲地域の沈降運動は, 大森層の堆積と同時に急激に始まる. また, この沈降運動は, 布志名層の堆積が始まってからも 0.3 m.y. 間ほどは続く. 出雲地域が火山岩に富むのに対し, 揖屋地区はそれに枯渇しているという盆地内の地質的差異を考えると, 大森層の堆積期に地下のマグマが大量に噴出し, それによって出雲地域では急激に盆地沈降が引き起こされたと推定できる. このことは, 布志名層の堆積期に入り, 出雲地域で沈降運動量が増大した時期が, 玄武岩溶岩を噴き出している神西層の直後という図式ともよく一致する. 2つの地域・地区における沈降速度と沈降様式(沈降または隆起という点)の特異な部分が火成活動と深く結びついているといえる. マグマの大量噴出により $100\sim 400$ (m/Ma) 程度の極所的(同一盆地内の地域差)沈降があり得ることを示している.

ま と め

出雲市南西部の出雲地域の中中新統大森層, 布志名

層, 神西層について, 層序を明らかにするとともに堆積相を区分し, 堆積シーケンスを認定した. その結果, 大森層で O-1~O-12, 布志名層, 神西層で F-1~F-7 の堆積相が識別でき, SQ 1~SQ 7 の堆積シーケンス (一部パラシーケンス) 認定することができた. さらに堆積シーケンスから相対的海水準変動を復元した. また, 出雲地域の中新統と, その連続が分布する揖屋地区の中新統を比較することで, 同一堆積盆地内における堆積盆地沈降の差異を描き出すことができた. 同一盆地内にありながら出雲地域と揖屋地区では, 構造 (沈降) 運動量に大きな違いがあり, 差をもたらしした原因は, マグマの噴出に関連していると思われる.

謝辞: 本研究は, 1998 年度の森田の島根大学理学部地質学科の卒業研究 (森田, 1999 MS) をもとにしている. 本研究を進めるにあたり, 島根大学山内靖喜教授には, 島根半島の中新統について色々のご教示をいただいた. また, 環境地質学ゼミの先生方・先輩・同輩にも有益なご指摘を多くいただいた. 記して感謝する次第です.

文 献

- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III and Aubry, M. P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P. and Hardenbol, J., eds., *Geochronology, Time Scales and stratigraphic correlation: framework for an historical geology*. SEPM Spec. Publ., 54, 129-212.
- Blow, W. H., 1969, Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *First Internat. Conf. Planktonic Microfossils*, 1, 199-421.
- Dott, R. H. Jr. and Bourgeois, J., 1982, Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 93, 663-680.
- 保柳康一, 1992, 堆積盆解析におけるユースタシーと構造運動 —中央北海道羽幌堆積盆の新第三系における解析例—. 堆積学研究会報, no. 36, 31-36.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spering, D. R. and Walker, R. G., 1975, *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. SEPM short course 2, 161 p.
- Jervey, M. T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagonar, J. C., eds., *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42, 47-69.
- Kano, K., 1998, A shallow-marine alkali-basalt tuff cone in the Middle Miocene Jinzai Formation, Izumo, SW Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 87, 173-191.
- 鹿野和彦・松浦浩久・沢田順弘・竹内圭史, 1998, 石見大田及び大浦地域の地質. 地域地質研究報告, 地質調査所, 118 p.
- 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. 地調月報, 36, 427-438.
- 鹿野和彦・竹内圭史・松浦浩久, 1991, 今市地域の地質. 地域地質研究報告, 地質調査所, 79 p.
- 鹿野和彦・吉田史雄, 1984, 島根県中・東部新第三系の放射年代とその意義. 地調月報, 35, 159-170.
- 松本俊雄, 1992, 火山活動と堆積作用からみた鳥取地域の前期中新世末~中期中新世古地理. 地質学論集, no. 37, 295-310.
- 三位秀夫・吉谷昭彦, 1972, 島根県下のグリーン・タフ盆地の構造. 三位秀夫博士遺稿・論文選集, 7-16.
- 森田浩史[MS], 1999, 島根県出雲市南西部の中新統層序とその堆積盆地の沈降特性. 島根大学卒業研究.
- 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 the Japan Sea opening. *Jour. SE Asian Earth Sci.*, 4, 125-131.
- 野村律夫・米谷盛寿郎, 1984, 浮遊性有孔虫による島根県布志名層の地質時代. 山陰文化研究紀要, no. 23, 1-19.
- Otofujii, Y., Itaya, T. and Matsuda, T., 1991, Rapid rotation of southwest Japan -paleomagnetism and K-Ar ages of Miocene volcanic rocks of southwest Japan. *Geophys. Jour. Int.*, 105, 397-405.
- Posamentier, H. W. and Vail, P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II -Sequence and systems tract models. In Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G. St. C., Posamentier, H., Ross, C. A. and Van Wagonar, J. C., eds., *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Spec. Publ., 42, 125-154.
- 斎藤文紀, 1989, 陸棚堆積物の区分と暴風型陸棚における堆積相. 地学雑誌, 93, 164-179.
- 佐藤 勉 [MS], 1993, 島根県八東郡東出雲町に分布する中部中新統布志名層及び松江層の堆積環境の変遷. 島根大学卒業研究.
- 新編島根県地質図編集委員会, 1997, 新編島根県地質図 (20 万分の 1).
- Tai, Y., 1954, Miocene smaller foraminifera from the

- Tsuyama basin Okayama Prefecture Japan. *Jour. Sci. Hiroshima, Univ., ser. C*, 1, 1-24.
- 高野 修・保柳康一・能登正明・太田勝一・八幡正弘・樺戸団研堆積相グループ, 1996, 北海道樺戸山地に南部における新第三系の堆積シーケンスとその形成過程. *地球科学*, 50, 9-28.
- 高安克己・沢田順弘, 1989, 出雲層群のアルカリ玄武岩の活動時期についての新知見. *古日本海, 日本海沿岸総研・研究報告*, no. 2, 78-79.
- 高安克己・山崎博史・上田哲郎・赤木三郎・松本俊雄・野村律夫・岡田昭明・沢田順弘・山内靖喜・吉谷昭彦, 1992, 山陰地方の中新統層序と古地理. *地質学論集*, no. 37, 97-116.
- Uto, K., 1989, Neogene volcanism of Southwest Japan: its time and space based on K-Ar dating. *Ph.D. Thesis. Univ. Tokyo*, 184 p.
- 山内靖喜・高安克己, 1987, 新第三系中新統, 鮮新統. 猪木幸男・村上允英・大久保雅弘 編, *日本の地質7 中国地方*, 共立出版, 99-102.
- 山内靖喜・吉谷昭彦, 1992, 日本海南部および沿岸域における中新世の構造運動. *地質学論集*, no. 37, 311-326.

(受付:1999年10月25日, 受理:1999年12月1日)