

## 広島県君田地域に分布する備北層群 —非海成堆積物の堆積環境について—

菅本 尚子・瀬戸 浩二\*

### The Bihoku Group in the Kimita area, Hiroshima prefecture, southwest Japan : sedimentary environment of non-marine deposits

Naoko Sugamoto\* and Koji Seto\*

#### Abstract

The Middle Miocene Bihoku Group is sporadically distributed in the Chugoku-district, southwest Japan. Non-marine sediments are recognized of the base of the Bihoku Group in many regions. In the Miyoshi and Shobara regions, it is called "Shiomachi Formation".

In the Kimita region, non-marine sediments of the base of Bihoku Group are described sedimentologically, and five sedimentary facies are recognized on the basis of facies analysis. The sedimentary facies indicate sedimentary environments such as talus, alluvial fan, fan-delta, and saline swamp.

The mud, muddy sand and sand interleaved in conglomerate beds were analyzed for C, N, S contents. The results indicate that the sedimentary environment of the muddy sand including lignite in Facies C was a swamp under fresh water, and the sand including lignite in Facies E was deposited in a saline swamp such as a mangrove swamp.

As a result of facies analysis and C, N, S element analysis, we consider that the basal conglomerate of the Bihoku Group formed an alluvial fan at the first stage, and changed to fan-delta by relative sea level change.

In Kimita area, the non-marine sediments of the conglomerate bed should be separated from the non-marine "Shiomachi Formation", considering the palaeoenvironmental differences.

**Key words:** Bihoku Group, Shiomachi Formation, sedimentary facies, TOC, TS, TN

#### はじめに

中国地方の岡山・広島両県には、大型海棲哺乳動物化石や豊富な軟体動物化石、微化石などを産出する中新統が点在していることが知られている。それらのうち、岡山県新見地域および広島県三次・庄原地域を含む吉備高原一帯に散在する中新統はまとめて備北層群(今村ほか, 1953)とよばれている。備北層群の基底部には多くの地域で非海成層が分布しており、三次・庄原地域では塩町累層とよばれている。

塩町累層と備北層群の層序関係は研究者によって見解が異なる。今村ほか(1953)は両者の関係は平行不整合であるとしており、柴田・糸魚川(1980)は両者の堆積物の性質・分布の違いや両者が接する場合にみられる小浸食面の存在から非海成層と海成層の関係は非整合であると考えている。一方、上田(1989)は整合漸移関係あるいは一部指交関係にあるとしている。三次・庄原地域以外の備北層群においても基底部には塩町累層相当層と考えられる非海成層が観察され、整合で海成層に漸移しているのではないかと考えられている(岡本, 1987)。

広島県双三郡君田村においても、小規模ながら備北層群が

分布している。本地域の備北層群からは、熱帯性の貝類(岡本ほか, 1978; 古川・山岡, 1998)、ヒルギ科やヒルギダマシなどのマングローブ花粉(山野井ほか, 1980)、クジラ(古川ほか, 2000)などの化石の産出が報告されており、三次・庄原地域同様に模式的な備北層群といえる。しかし、本地域における備北層群の層序および堆積環境の変遷史については今村・三浦(1973)、三浦(1987)による概略的な報告があるのみで十分に検討されていない。また、基底部に分布する非海成堆積物は、備北層群堆積盆の形成過程を知るうえで重要な位置づけをもつにもかかわらず、その詳細な記載などは行われていない。

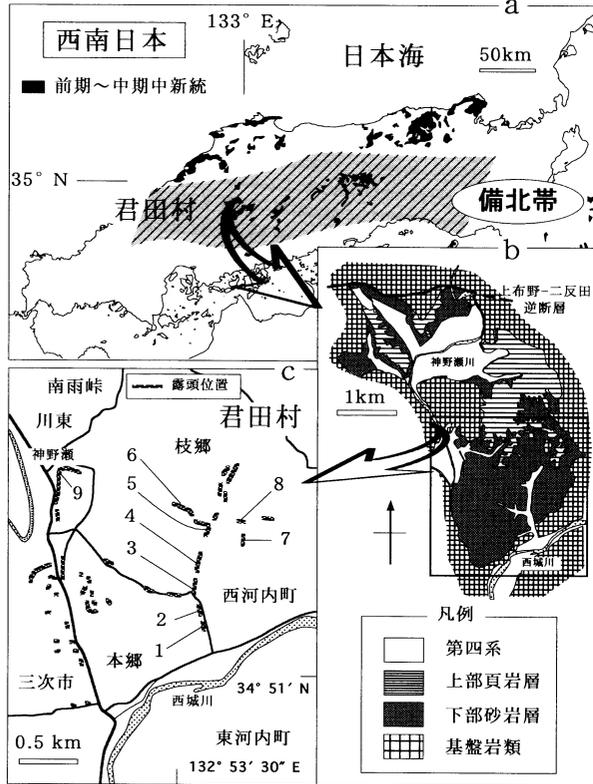
本論文では、君田地域の備北層群にみられる非海成堆積物について堆積学的な記載を行うとともに、その中に挟在する泥～砂質堆積物の炭素・窒素・イオウ濃度分析を行った。それらの結果にもとづき、非海成堆積物の堆積環境について検討し、塩町累層との関係について議論する。

#### 地質概説

中国地方に点在する海成・非海成堆積物を区分した従来の堆積区は、瀬戸ほか(2000)によって整理・細分されている。本研究で議論する君田地域の備北層群はその区分に従うと、

\*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 690-8504, JAPAN.



第1図 a: 西南日本における第三系分布図, b: 君田地域の地質図, c: 調査範囲の露頭位置図(数字は柱状図と対応する)

瀬戸内区備北帯に含まれる(第1-a図)。

備北層群は、白亜系の火成岩や中生代界の堆積岩を基盤とし、一般に豊富な海棲動物化石を含む層厚 100 m 以下のほぼ水平な地層である。「備北層群」の名称が最初に用いられたのは、広島県三次・庄原地域に分布する海成第三系である(今村ほか, 1953)。備北層群の名称はその後今村(1966)、糸魚川・西川(1976)、猪木・坂本(1977)などによって、中国地方のさまざまな地域に点在する第三系にも用いられるようになっていく。

君田地域の備北層群は、高田流紋岩類・花崗斑岩などの基盤岩類を不整合に覆っており、東西約 1 km、南北約 4.5 km の盆地を埋めるように分布している(第1-b図)。本地域の備北層群は著しい凹凸を呈している基盤岩類とは高角度でアバットし、北部は上布野-二反田逆断層(今村・三浦, 1973)によって分布が制約されている(第1-b図)。地層は北へわずかに傾斜しているもののほぼ水平に堆積している。断層付近では褶曲もみられ、南傾斜を示す地域もみられる。今村・三浦(1973)は、君田地域の備北層群を三次・庄原地域の層序に準じて下部砂岩層と上部頁岩層に区分した。

下部砂岩層は、おもに不淘汰な砂岩および砂質泥岩よりなる。砂岩層は不淘汰な中粒～極細粒砂岩および一部砂質泥岩からなり、炭化した植物片化石をラミナ状に多く含む。多くの場合、巣穴を含む生物擾乱によって乱されている。砂質泥岩層は、比較的淘汰の良い極細粒砂～塊状の砂質泥岩からな

る(瀬戸ほか, 2000)。基底には非海成の礫岩・砂岩が認められる。特に本地域南部は、礫岩が厚く堆積している。

上部頁岩層はおもに塊状で黒色の泥岩よりなる。上部では剥離性のある黒色泥岩となる。泥岩層中には、数枚の細粒砂岩層および凝灰岩層の薄層を挟在する。(瀬戸ほか, 2000)。

### 備北層群下部砂岩層基底部礫岩層について

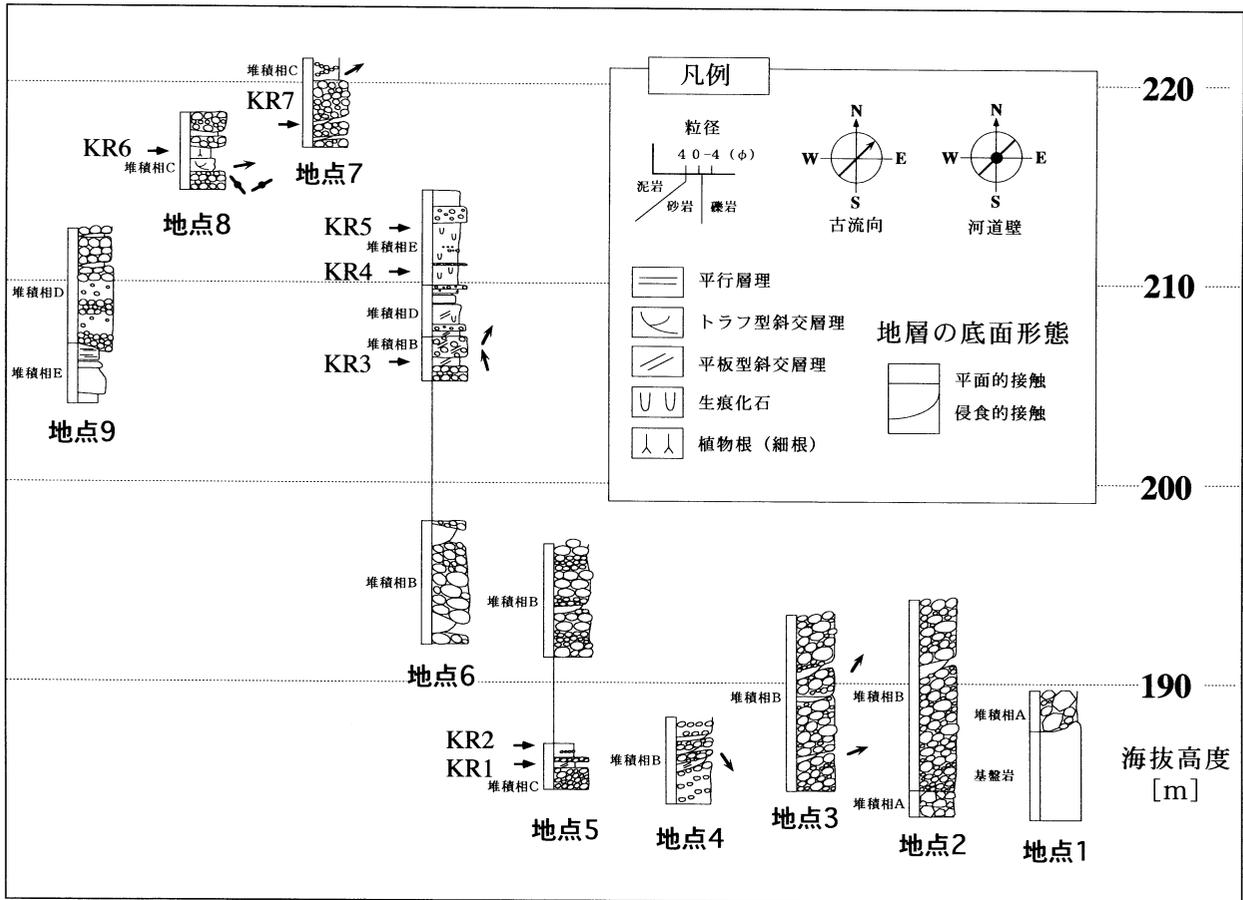
君田地域の備北層群下部砂岩層の基底部には、中～大礫の円礫岩を主体とする層厚 80 m 以上の礫岩層が堆積している。礫岩層は君田地域の南部に厚く分布しており、北に向かうほど薄くなる傾向にある。本研究では、約 2 km 四方の調査範囲(第1-c図)において地表踏査を行い、露頭の岩相記載および古流向の測定を行った(第2図)。また、主要な露頭(地点8)については、スケッチを行っている(第3図)。これらの岩相記載に基づき、礫岩層と礫岩層に続く砂岩層の一部において、堆積環境の変遷史を考察するために5つの堆積相を認定した(第1表)。また、古流向の測定も行っている(第2図)。以下に岩相記載、堆積相の特徴、および古流向について述べる。

#### 1. 岩相の記載

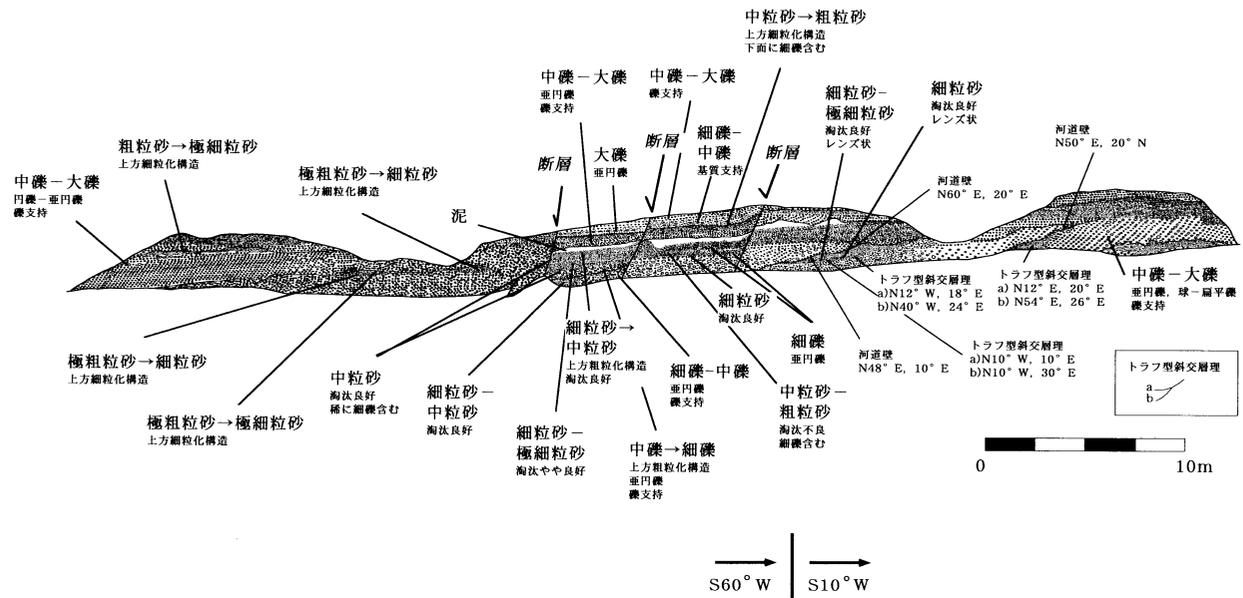
調査地域南部における礫岩層は、基盤に対し比較的高角度で接している(地点1)。基盤岩類と接する礫岩は、淘汰不良で礫支持の角礫からなり、塊状・無層理で 40 cm 以上の巨礫が多く見られる(図版 b)。角礫は基盤から離れるにしたがい円礫に漸移する。角礫を構成する礫種は、接する基盤岩に由来している。

西河内町の多くの露頭でみられる礫岩は、淘汰普通で礫支持の主に亜角～亜円礫からなる(図版 c)。礫径は、露頭によって異なり、地点2では 20 cm 程度の大礫を主体とし、地点3～4では 10～15 cm 程度の大礫を主体とする。概して基盤から離れるにつれて、礫径が小さくなる傾向にある。楕円状の円礫は全体として北方向へのインプリケーションをなす。円礫岩中には、レンズ状の砂岩が挟在し、平面的な分布をみると北へ向かうほど砂岩をレンズ状に挟む頻度が高くなっている。レンズ状砂岩は主に中粒～粗粒砂で構成され、一般に細礫を伴う平板型斜交層理がみられる。

地点5の露頭では、礫岩は礫支持で 4 cm 程度の中礫で構成されている。その上位には、炭質物を多く含み、平行層理を示す泥質の極細粒砂が堆積し、再び礫岩が小規模な浸食を伴って累重する。その上位には塊状で青灰色の泥岩が堆積している。枝郷付近でみられる地点8の露頭では、比較的淘汰良好な礫支持の礫岩にはじまり、粗粒砂～細粒砂岩、泥岩へと遷移するような岩相変化が見られる(図版 d)。この露頭では垂直及び側方にも岩相が変化していることが観察され、堆積システムを考察するのに重要である。この露頭のスケッチは第3図に示した。礫は主に円～亜円礫で、5～10 cm の中礫からなる。礫の形状は、球～扁平で、扁平なものはインプリケーションを示す場合がある。また、礫岩は、下面を削りこんでチャンネルを形成していることがある。砂岩は、層状ま



第2図 露頭柱状図および試料採取位置



第3図 三次市西河内町枝郷（地点8）で見られる露頭スケッチ

第1表 君田地域の備北層群基底における堆積相の特徴と解釈

堆積相 コード	岩相	堆積構造	解釈 (堆積場)
A	礫支持礫岩, 不淘汰 巨礫, 角礫	無層理	崖錘
B	礫支持礫岩, 淘汰普通 大礫, 亜角~亜円礫	インプリケーション	扇状地 網状河川 (急)
C	礫支持礫岩: 淘汰良好, 円~亜円礫, 砂岩: 粗粒~細粒砂, 淘汰良好 泥岩: 塊状, 植物細根	礫岩: インプリケーション 砂岩: トラフ型または平板型斜交層理 泥岩: 無層理 上方細粒化	扇状地 網状河川 (緩)
D	中礫岩: 淘汰良好, 円礫, 礫支持あるいは基質支持 砂岩: 中粒~細粒	礫岩: 平板型斜交層理 砂岩: 平板型斜交層理または無層理, 生痕を含む 礫岩砂岩互層	ファンデルタ プレーン末端部
E	細粒砂~砂質泥岩 不淘汰, 炭質物を含む	炭質物を挟む平行層理, 生痕発達	塩性湿地 マングローブ沼

たはレンズ状を示し, トラフ型斜交層理または平板型斜交層理が見られる。淘汰は一般に良好で, 細礫を伴うこともある。泥岩は, 塊状で灰色の泥からなり, 植物細根をわずかに含むこともある。

地点6の上位に見られる露頭では, 中礫を主体とする礫岩と中粒~細粒砂からなる砂岩が互層状に累重している (図版 e)。また, その上位には, 炭質物を多く含む中粒砂岩~砂質泥岩が見られる (図版 f)。礫岩は, 球~扁平を呈する円礫からなり, 淘汰良好な礫支持を示す場合や, 基質支持で平板型斜交層理を形成する場合がある。礫岩と互層状に累重する砂岩は, 平板型斜交層理が発達し, 巣穴化石を確認できる層準と生物擾乱により塊状を示す層準が認められる。上位の砂岩は, 主に生物擾乱によって塊状・無層理を示す不淘汰な中粒砂岩~砂質泥岩からなり, 全体的に炭質物を多く含む。この砂岩中には, 泥でうらうちされた巣穴化石が稀にみられる。また, 球~扁平の細礫~中礫が列状に配列することもある。地点9では, 地点6とは対照的に下位に炭質物を多く含む中粒砂岩~砂質泥岩が見られ, 上位に礫岩と砂岩が互層状に累重する。下位の砂質泥岩は, 炭質物によって形成された平行層理を示すこともある。

## 2. 堆積相の記載

岩相記載に基づき5つの堆積相を認定した。以下にその特徴を述べる。

堆積相A: 本堆積相は, 淘汰不良で礫支持の角礫岩からなる。角礫は塊状・無層理で40 cm以上の巨礫が多く見られ, 礫は接する基盤岩に由来する。堆積相Aは, 基盤に対し比較的高角度で接している境界面上で認められる。

堆積相B: 本堆積相は, 主に大礫を主体とする礫支持の礫岩からなり, 中粒~粗粒砂岩を伴う。礫岩は, 淘汰普通で亜角~亜円礫で構成され, 楕円状の亜円礫は全体として北方向へのインプリケーションが認められる。砂岩は一般に細礫を伴う平板型斜交層理が見られ, 礫岩中にレンズ状に挟在する。調査地域内では, 北へ向かうほどレンズ状の砂岩を挟む頻度が高くなっている。

堆積相C: 本堆積相は, 主に礫支持の中~大礫岩, 淘汰良好な粗粒~細粒砂岩, 塊状の泥岩からなり, 炭質物を含む泥質極細粒砂岩を伴うこともある。礫岩は比較的淘汰の良い円~亜円礫で構成され, 楕円形もしくは扁平な礫はインプリケーションをなしている。また, 礫岩は下位の地層を削りこんでチャンネルを形成していることがある。淘汰良好な砂岩は, 礫岩の上位に層状またはレンズ状に認められ, トラフ型斜交層理または平板型斜交層理などの堆積構造が見られることもある。泥岩は塊状で, 植物細根をわずかに含むこともある。炭質物を含む泥質極細粒砂岩は, 炭質物によって平行層理が発達している。堆積相Cは, 上位に向って礫岩-砂岩-泥岩 (地点8), 礫岩-泥岩 (地点5) のような上方に細粒化するセットによって認定される。

堆積相D: 本堆積相は, 中礫岩および中~細粒砂岩からなり, それらが互層状に累重する。中礫岩は淘汰良好な礫支持あるいは平板型斜交層理を形成する基質支持の礫岩が認められる。砂岩は, 無層理もしくは平板型斜交層理が発達し, 巣穴などの生痕化石が見られる。

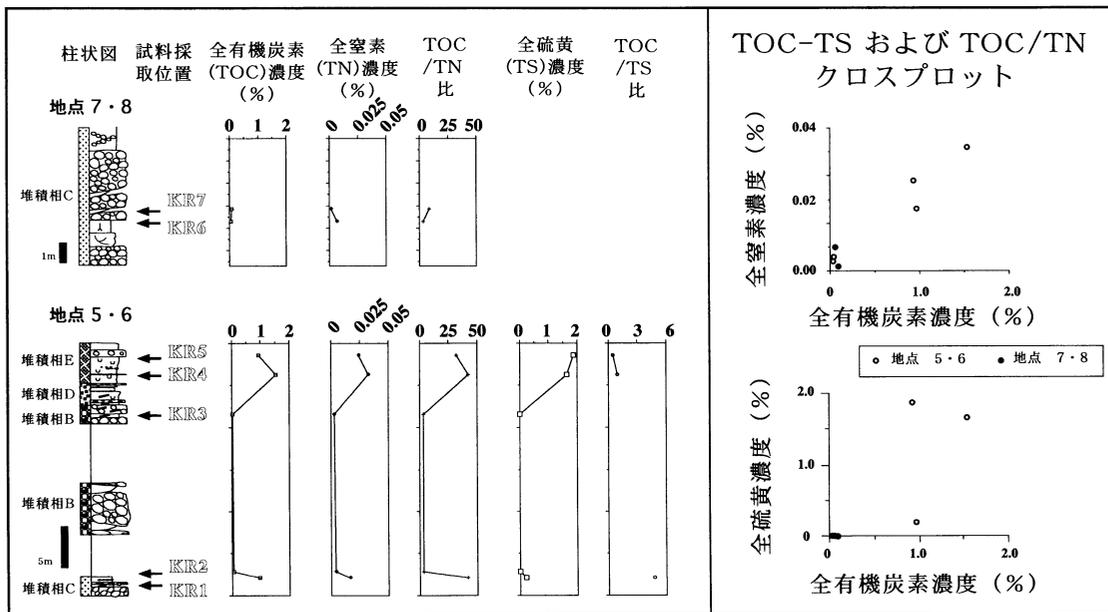
堆積相E: 本堆積相は, 炭質物を多く含む不淘汰な中粒砂岩~砂質泥岩で構成される。中粒砂岩~砂質泥岩は, 生物擾乱によって塊状を示すものや炭質物によって平行層理を形成するものがある。

## 3. 古流向

地点3, 4, 6, 7, 8において測定した古流向と河道壁の方向を第2図に示す。古流向は下面を削りこんでチャンネルを形成している場合にはそのチャンネル谷部の伸びの方向, チャンネルの認められない部分についてはトラフ型斜交層理の谷部の伸びの方向および平板型斜交層理の交差部における谷部の伸びの方向として求めた。古流向は地点3の上部と地点6ではN20°W~N30°Eと, ほぼ北方向を示し, その他の地点ではほぼ北東方向を示した。地点4のみ, N34°Wで南東の流向を示した。河道壁の方向は, 礫岩が下面を削り込んでチャンネルを形成しているとき, その翼部を河道壁の方向として測定した。その方向は, 地点7でN40°W, 36°EとN60°E, 32°Sを示した。これより, 古流向は北西-南東の方向であつ

第2表 君田地域の備北層群におけるC, N, S元素分析結果

Sample No.	lithology	TN(%)	TOC(%)	TS(%)	TOC/TN	TOC/TS
<b>下部砂岩層底部礫岩層</b>						
K R 1	muddy sand	0.023	0.970	0.204	41.828	4.760
K R 2	mud	0.013	0.041	0.000	3.119	-
K R 3	mud	0.012	0.037	0.000	3.028	-
K R 4	sand	0.036	1.530	1.646	42.493	0.929
K R 5	sand	0.029	0.933	1.875	32.132	0.498
K R 6	mud	0.015	0.055	0.010	3.609	5.694
K R 7	mud	0.011	0.089	0.000	8.292	-



第4図 君田地域の備北層群におけるTOC濃度, TN濃度, TS濃度, TOC/TN比, TOC/TS比の層位的変化とTOC-TN, TOC-TSのクロスプロット

たことが示唆される。これらの古流向ははおおむね基盤岩に沿った流向を示す。

#### 全有機炭素濃度・全窒素濃度・全硫黄濃度の分析

##### 1. 試料処理方法および分析方法

今回測定に用いた試料は、三次市西河内町地域から採取された7試料(KR1~7)である(第2図)。地点5において、炭質物が挟在することによってラミナを構成している泥質細粒砂岩よりKR-1を、塊状の泥岩よりKR2を採取した。地点6において、礫岩層中に挟まれた泥岩よりKR3を、炭質物を多く含む不淘汰な砂岩よりKR4, KR5を採取した。地点7,8において、礫岩層中に挟まれた泥岩よりKR6, KR7それぞれ採取した。

測定試料は80℃の恒温乾燥器で2日以上乾燥させた後、メノウ乳鉢で粉末にした。各試料約10mgを銀製固体用コンテナーにとり、1N塩酸を適量加えて無機炭素を除去した後、

120℃に熱したホットプレート上で3時間以上静置し乾燥させた。続いてそれらを封入し、さらに錫製固体用コンテナーで封入した後、島根大学汽水域センター内のCHNS元素分析計(EA1108; FISON社製)で測定した。なお、標準試料にはBBOT(2,5-bis-(5-tert-butyl-benzoxazol-2-yl)-thiophen)を用いている。

##### 2. 分析結果

全有機炭素(TOC)濃度・全窒素(TN)濃度・全硫黄(TS)濃度の分析値およびその層位的変化を第2表, 第4図にそれぞれ示す。

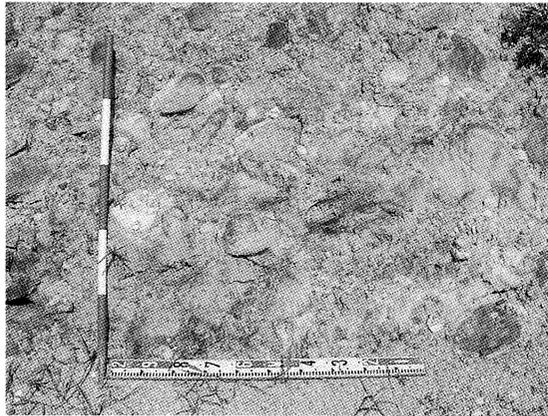
炭質物の多い砂質堆積物であるKR1, 4, 5では、TOC濃度が1~1.5%の高い値を示した。TOC/TN比も32~42と高い。一方、TS濃度は、KR1が0.2%と低い値を示すのに対して、KR4, 5は、1.6~1.8%と高い値を示す。KR2, 3, 6, 7の泥質堆積物は、TOC濃度が0.04~0.09%, TS濃度が0~0.01%と非常に低い値を示す。TN濃度は0.01%前後である。



a: 地点 1, 基盤岩



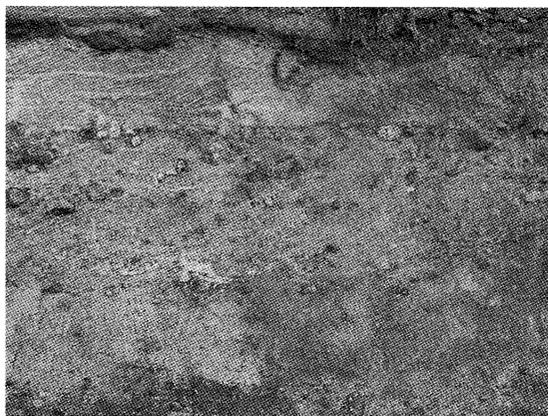
b: 地点 1, 堆積相 A



c: 地点 3, 堆積相 B



d: 地点 8, 堆積相 C



e: 地点 6, 堆積相 D



f: 地点 6, 堆積相 E

図版 a~f 各堆積相を示す露頭の写真

TOC/TN 比は、3~8 の低い値を示した。

それらの分析値を層位的にみると、下位の層準では TOC 濃度は高い層準と低い層準があり、TS 濃度は低い値を示している（第 4 図）。上位の層準（KR 4, 5）では、TOC 濃度及び TS 濃度がともに高い値を示した。

## 考 察

### 1. 堆積相と堆積環境の推定

堆積相 A は、基盤と高角度で接している不整合面上に分布し、基盤岩に由来する巨礫の角礫で構成されていることから、崖垂下に基盤岩類が崩落して堆積したものと考えられる。また、側方に堆積相 B に漸移することから、堆積相 B とは同時異相であることが推定される。

堆積相 B は、中~大礫で構成される礫岩で特徴づけられ、挟在する砂岩が大きく削り込まれていることから、陸域の扇状地やファンデルタプレーンに発達した網状河川で形成されたものと考えられる。調査地域内では、南部で厚い層厚を示し、北方向に薄くなること、一般的に北方向へのインプリケーションを示すこと、基盤岩から離れるにつれ礫径は小さく円磨度が高くなること、東部では北東方向の古流向を示すことなどから、本郷付近に礫を供給できるような急勾配の河川があり、北~北東に広がった扇状地が形成されていたものと思われる。

堆積相 C は、チャンネルを埋積した礫岩、斜交層理を形成している砂岩、塊状の泥岩で構成された岩相の組み合わせから放棄された河川の堆積物と推定される。本堆積相中に見られる泥岩は、塊状かつ植物細根が含まれていることから氾濫原堆積物を示し、含炭質物砂岩は時々流水が侵入する後背湿地の堆積物を示すものと思われる。上方へ細粒化する岩相の累重は、流路が埋積することによって放棄され、側方に移動することによって形成されたものと思われる。堆積相 B と比較すると、氾濫原堆積物が存在すること、礫径の小さいことから、侵食時及び堆積時の流体の流速や流体支持の強度が小さいものと考えられ、堆積場の勾配が緩やかであったことが示唆される。以上のことから堆積相 C は、平坦に埋積された扇状地上に見られる網状河川の堆積物を示すものと推定される。

堆積相 D における中粒~細粒砂岩は、生痕化石が発達するなどの岩相の特徴から外浜もしくは前浜の堆積物であると思われる。一方、礫岩は球~扁平の中礫からなり、平板型斜交層理が発達することから、波の影響と礫を運搬する河川の影響を受けるような水域で堆積したものと思われる。これらの岩相が互層状に見られることから、堆積相 D はファンデルタプレーンの末端部（河口付近）の堆積物を示すものと考えられる。

堆積相 E は、生物擾乱によって塊状・無層理を示す細粒砂岩~泥岩により構成されることと、円~扁平で細礫~中礫の礫岩が列状に配列することから、生物活動の活発な浅海の環境で堆積したものと思われる。また、生痕の発達した炭質物を多く含む細粒砂~泥岩は、海水の影響下にある塩性湿

地のような環境で堆積したものと推定される。

### 2. TOC 濃度、TN 濃度、TS 濃度より推定される古環境

TOC 濃度は、おもに有機物（生物）の生産性、有機物の分解、堆積速度に関連して変化することが知られている。また、TOC/TN 比は、有機物の起源を反映している。一般に、プランクトン起源の有機物では 6 前後、陸起源有機物では、15 以上を示すといわれている（Müller, 1977；中井ほか, 1982 など）。KR 1, 4, 5 は、砂質堆積物にもかかわらず、TOC 濃度が高い値を示し、また TOC/TN 比も 32 以上と高い（第 4 図）。これは有機物の起源が陸上高等植物であり、後背地の陸上高等植物が集積しやすい堆積環境であったことが推定される。一方、その他の試料では、泥質堆積物であるにもかかわらず、TOC 濃度が非常に低い値を示している。これは、基礎生産性が低く酸化環境で有機物が分解されたか、非常に速い堆積速度で泥質堆積物が堆積したことを示している。この場合、前後の堆積物が粗粒な岩相を示すことを考慮すると後者の方が妥当であると思われる。TOC/TN 比は 3~8 と低い値を示している（第 4 図）。この値から推定するとプランクトン起源の有機物である。しかし、TOC 濃度が非常に低く、TOC/TN 比の値が低すぎるものもあることからプランクトン起源の有機物と解釈するのは妥当ではない。TN 濃度には有機物の窒素とともに無機窒素も含まれており、無機窒素は粘土鉱物の中に含まれていることが知られている（Sampei and Matsumoto, 2001 など）。おそらく、TOC/TN 比が低い値を示すのは堆積物中の粘土に吸着された無機窒素を反映しているものと考えられる。

堆積物中に含まれる硫黄は、火山性のものを除いて海水中に多く含まれる硫酸イオンが還元されて固定されたものである。したがって通常の堆積環境では、淡水成堆積物にはほとんど含まれない。また、海水中でもより還元的な方が、固定されやすく、TS 濃度を測定することによって堆積場の酸化・還元状態が推定できる。KR 4, 5 の TS 濃度は高い値を示し、TOC/TS 比は 1 以下である（第 4 図）。そのような値は夏季に無酸素となりやすい汽水~内湾環境を示すとされている（Sampei *et al.*, 1997）。この場合、比較的エネルギーの高い状態を示唆する砂質堆積物であることから水塊が停滞するような汽水~内湾環境であったとは考えにくい。陸上高等植物起源を示す TOC 濃度が高いことから、その堆積場は有機物が過剰に供給され、埋積するような所（おそらく干潟や塩性湿地など）が推定される。そのような堆積場では、干潮時に露出した底質において過剰に供給された有機物の分解により溶存酸素が多量に消費され、貧酸素状態になり、還元的な環境が形成されるだろう。KR 4, 5 は、それを反映して TOC/TS 比が低い値を示しているものと考えられる。KR 1 では、TOC 濃度が高い値を示すにもかかわらず、TS 濃度は低い値を示し、TOC/TS 比も高いことから、淡水成の堆積物であると考えられる。

以上のことから、KR 1 の炭質物の多い砂質堆積物は、陸上の湿地あるいは植物片の集積地を示し、KR 4, 5 は、河口付近の生産性の高い塩性湿地あるいはマングローブ沼の堆積

物であると推定される。これは、本地域の下部砂岩層からマングローブの花粉の化石が産出している(山野井ほか, 1980)ことから支持される。KR 2, 3, 6, 7は、堆積速度が非常に速い泥質堆積物であると推定されることから、洪水時に氾濫原で堆積した堆積物と思われる。これは泥岩層に植物根が観察されたことから支持される。

### 3. 堆積環境の変遷

堆積相の特徴・解釈とその層位的・平面的分布、古流向、およびC, N, S元素分析結果より、基底部礫岩層について堆積環境の変遷を推定した。

君田地域において、縁辺部に急崖が存在する堆積盆が形成された後、西河内町本郷付近を中心に北～北東に広がる扇状地が形成された。扇状地形成期の前期には、本郷の南側に大～中礫を供給できるような急勾配の河川が存在した。扇状地上に発達した網状河川は、ほぼ北から北東の流向を示し、たえず河道が移動を繰り返すことによって南部に厚い礫が堆積した。堆積盆縁辺部の急崖下では、崖上から基盤岩類が崩落して形成された崖錐性堆積物が堆積している。また、部分的には、氾濫原や後背湿地を示す淡水成堆積物が残存するような堆積場も存在している。これらの存在から、この時期の扇状地は陸上にあったと思われる。

扇状地形成期中期には、扇状地は埋積され、上流の河川および扇状地上の河川の勾配が小さくなり、前期に堆積したものより細粒な堆積物が堆積した。扇状地上の網状河川は、流路が側方に移動しながら扇状地を埋積し、侵食力が弱まったことによって氾濫原堆積物も残存するようになった。

扇状地形成期の後期には海進が起り、主に北部では前浜から外浜を示す堆積環境に推移した。しかし、互層状に礫岩が見られることから、堆積場の近くに比較的急勾配の河川が存在していたことを示している。おそらく、扇状地を形成した堆積システムが残存し、陸域の扇状地からファンデルタ(臨海扇状地)に推移したと思われる。ファンデルタプレートの末端部付近には、塩性湿地もしくはマングローブ沼が存在していた。その周辺では陸上高等植物が分布し、炭質物を多く含む堆積物が形成された。前浜～外浜を示す堆積物とマングローブ沼の堆積物が交互に堆積していることから、相対的海水準の上昇とファンデルタのプログラデーションによる埋積が繰り返されていたものと思われる。

その後、埋積による堆積場の平坦化と供給河川が緩傾斜になることによって、礫は供給されなくなり、マングローブ沼～内湾的環境へ推移した。

これらの変遷は、扇状地を形成した堆積システムが継続していることから、ほぼ連続的に起こったものと思われる。

### 4. 塩町累層と君田地域の非海成層との関係

非海成堆積物からなる塩町累層と海成堆積物からなる是松累層の関係は前に述べたように研究者によって見解が異なっている。塩町累層は、主にシルト岩、砂岩、礫岩からなり、2～3枚の亜炭層やガラス質凝灰岩層を挟在する(上田, 1989)。模式地の三次市塩町地域においては植物片を多く含むシルト

岩と砂岩の互層からなり、三良坂町長田地域では主にシルト岩からなる。塩町累層の堆積環境は、*Trapa*, *Nelumbo*などの湖沼生の植物化石を産することから、浅い湖沼域であったことが推定されている。上田(1989)は、塩町累層に挟在する池田凝灰岩層が新庄砂岩部層にも挟在していることから、両者を整合漸移関係、一部指交関係とした。三宅ほか(1999)は、塩町累層から前期中新世と思われるフィッシュントラック年代が出されており、中期中新世初期の堆積年代を示している上位の是松累層との間に不整合があることを示唆している。

君田地域の非海成層は主に礫岩層からなり、その堆積相と分布から陸域の扇状地の堆積物と考えられる。本地域の堆積環境は、三次地域に分布する塩町累層で推定されている浅い湖沼域を示す堆積環境とは異なる。また、君田地域の非海成層から年代値は得られていないが、陸域の扇状地からファンデルタへほぼ連続的に移行していると考えられ、三宅ほか(1999)が示唆しているような上位層との不整合は認められない。したがって、君田地域の非海成層は、塩町累層とは区別されるものである。

備北層群の基底部にある非海成層は、塩町累層相当層として一括して扱われ、それらの関係について議論されてきた。しかし、各々の地域の備北層群には本研究で示されたように堆積場や堆積年代の異なった非海成層が基底部に存在しており、堆積相解析や年代測定を通じてそれぞれで議論する必要がある。

## ま と め

1. 君田地域の備北層群中にみられる非海成層について、岩相記載をおこない、堆積相A～堆積相Eの5つ堆積相を認定した。

2. 礫岩層に挟在する泥～砂質堆積物のC, N, S元素分析を行った。その結果、堆積相Cの泥～砂質堆積物において、TOC濃度、TOC/TN比ともに高い値を示した堆積物は、陸源高等植物の生産性が高く、それらが集積しやすい堆積場であったことを示唆する。堆積相Eでは、TS濃度が高く、陸上高等植物起源を示すTOC濃度が高いことから、河口付近の生産性の高い塩性湿地あるいはマングローブ沼の堆積物であると推定される。

3. 君田地域備北層群の基底部礫岩層について堆積相、古流向およびC, N, S元素分析により、古環境の復元を行った。その結果礫岩層は陸域の扇状地で形成され、徐々に海水の影響を受けるようなファンデルタ(臨海扇状地)へと変遷したことが推定される。

4. 君田地域の非海成層は、三次地域でみられる塩町累層と堆積環境や上位との関係が異なるため、区別して考えなければならない。備北層群の基底部にある非海成層は、塩町累層相当層として一括して扱われているが、それぞれ異なった非海成層が基底部に存在する可能性があり、堆積相や年代測定を通じてそれぞれで議論する必要がある。

## 謝 辞

故中山勝博助教授には、堆積相解析に関して御指導いただきました。最後まで御指導いただけなかったのは、非常に残念です。記して感謝とともに御冥福をお祈りいたします。

本研究には、君田村教育委員会、および比婆科学振興会より援助していただいた費用を用いた。君田地域の地質調査においては、中村慎吾博士、君田村教育委員会、および比婆科学振興会に便宜をはかっていただいた。C, N, S 元素分析は、島根大学総合理工学部地球資源環境学教室の三瓶良和助教授に御指導いただいた。また、粗稿を読んでいただくとともに、数々の御教示をいただいた。鳥取大学教育地域科学部の矢野孝雄助教授には、数々のご助言をいただくとともに、粗稿も読んでいただいた。島根大学総合理工学研究科の中嶋雅宏氏には地質調査に同行していただき、貴重な御意見をいただいた。記して深謝いたします。

## 文 献

- 古川義雄・山岡隆信, 1998, 広島県君田村の化石群. 比婆科学, **188**, 40-41.
- 古川義雄・瀬戸浩二・田中秀典・山岡隆信・大沢仁・杉原正美・木吉智美・菅本尚子・田中陽子, 2000, 広島県君田村の中新統備北層群から産出したクジラ化石とその堆積環境. 日本地質学会第 107 年年会講演要旨, 30.
- 今村外治・梅垣嘉治・小島丈兒, 1953, 上根・船佐・三次・三良坂・庄原・勝光山, 地質巡検案内書. 広島大学理学部地質学鉱物学教室内, 日本地質学会第 69 年年会準備委員会, 59 p.
- 今村外治, 1966, 岡山県津高町日応寺よりより *Miogypsina kotoi* HANZAWA の発見と岡山市周辺のいわゆる第三系の地質時代. 岡山大学理学部地質学研究報告, **1**, 1-10.
- 猪木幸男・坂本 亨, 1977, 多里地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅説明書), 地質調査所, 53 p.
- 糸魚川淳二・西川 功, 1976, 岡山—広島県下の古瀬戸内中新統の 2, 3 の問題. 瑞浪市化石博物館研究報告, **3**, 127-149.
- 三浦 亮, 1987, 広島県双三郡君田小盆地の備北層群の検討. 比婆科学博物館研究報告, **25**, 15-26.
- 三宅 誠・竹村厚司・松田高明・渡辺真人, 1999, 広島県三次地域に分布する備北層群の層序と年代. 日本地質学会第 106 年学術大会講演要旨, 27.
- Müller P. J. 1977 C/N ratios in Pacific deep-sea sediments; Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochemica et Cosmochemica acta*, **41**, 765-776.
- 中井信之・太田友子・藤澤寛・吉田正夫, 1982, 堆積物コアの炭素同位体比, C/N 比および FeS<sub>2</sub> 含有量からみた名古屋港周辺の古気候, 古海水準変動. 第四紀研究, **21**, 169-177
- 岡本和夫・今田俊宏・江間光弘・山信孝, 1978, 広島県双三郡君田村の中新世備北層群からの *Geloina* の発見. 瑞浪市化石博物館研究報告, **5**, 1-5.
- 岡本和夫, 1987 b, 三次—庄原地域. 日本の地質「中国地方」編集委員会編, 中国地方, 125-127, 共立出版, 東京.
- Sampei Y., Matsumoto E., Kamei T. and Tokuoka T., 1997, Sulfer and organic relationship in sedimentsu from coastal brackish lakes in the Shimane peninsula district, southwest Japan. *Geochemical Journal*, **31**, 245-262.
- Sampei Y. and Matsumoto E., 1997, C/N ratios in a sediment core from Nakaumi Lagoon, southwest Japan—usefulness as an organic source indicator—. *Geochemical Journal*, **35**, 189-205.
- 瀬戸浩二・矢野孝雄・松本俊雄・山本裕雄・中野雄介・藤井健, 2000, 中国山地ジオトラバース—中新統(備北層群および相当層)の堆積環境変化—. 日本地質学会第 107 年学術大会見学旅行案内書, 1-22.
- 柴田 博・糸魚川淳二, 1980, 瀬戸内区の中新世古地理. 瑞浪市化石博研報, **7**, 1-49.
- 上田哲郎, 1989, 広島県三次・庄原地域の中新統備北層群一層序について—. 地質学雑誌, **83**, 919-931.
- 山野井 徹・津田禾粒・糸魚川淳二・岡本和夫・田口栄次, 1980, 西南日本の中新統中部から発見されたマングローブ林植物について. 地質学雑誌, **86**, 635-638.

(受付: 2001 年 12 月 10 日, 受理: 2001 年 12 月 17 日)