論 文

男鹿半島から見いだされた 20 Ma 以前の海成堆積物

大口 健志*・山崎 貞治**・野田 浩司***・佐々木清隆****・鹿野 和彦*****

(Received July 20, 2004 ; accepted November 5, 2004)

Marine sediments older than 20 Ma in the Oga Peninsula, NE Japan

Takeshi Ohguchi, Teiji Yamazaki, Hiroshi Noda, Kiyotaka Sasaki and Kazuhiko Kano

Abstract : This paper describes occurrence of marine sediments and associated trace fossils at Shiose-no-Misaki (Cape), Oga Peninsula, NE Japan. The marine sediments constitute an upward-fining succession from sandstone to mudstone, and contain many trace fossils characteristic of the *Skolithos* ichnofacies. They are sorted well, and the sandstone bed at the middle of the upward-fining succession shows wavy stratification indicative of a high wave-energy. Though the stratigraphic position remains ambiguous, the Shiose-no-Misaki sediments are intruded by a dolerite of 20 Ma and most likely correlated with the late Eocene to Oligocene Monzen Formation. They represent the Oligocene to early Miocene marine sediments that occur along the eastern margin of the Japan Sea from southern Sakhalin Island to Kyushu Island, and likely support the presence of an incipient back-arc rift basin produced precedent to the early to middle Miocene rapid spreading of the Japan Sea.

Key words : Japan Sea, marine sediments, trace fossils, Oligocene, early Miocene, back-arc basin

1. はじめに

男鹿半島 (Fig. 1) は、早くから、グリーン・タフ層序の模式地として知られている。男鹿半島の層序の概要は藤岡 (1959) によってまとめられており、その後の調査によって若干の変更が加えられたものの、ほぼそのまま継承されている (藤岡ほか, 1973)。男鹿半島西部に分布する下半部の地層群は、下から、赤島層、門前層、台島層、西黒沢層の順に区分される。そのうち、赤島層は陸上火山噴出物からなり、当時の男鹿半島が陸域であったことを示す。一方、台島層は火山噴出物と砂礫岩などからなり、温暖な気候を指示する植物化石や浅海生

貝化石をまれに産する。その上位の西黒沢層は沿岸から沖合にかけての堆積物からなり、台島層とともに一連の海進相をなす。赤島層と台島層あるいは西黒沢層との間を占める門前層は、陸域から浅い水域に定置した火山噴出物を主体とし、大陸の冷涼な気候を反映した阿仁合型と称される植物化石を産することから、台島層の堆積期に始まる海進直前の陸上ないし内陸水域の環境を代表する地層と考えられてきた。本論文では、藤岡 (1959) および藤岡ほか (1973) が門前層に層序的に位置づけた潮瀬ノ岬砂礫岩から前浜～外浜の環境を指示する生痕化石が産することを報告するとともに、潮瀬ノ岬砂礫岩の層位が必ずしも明確ではない現状について述べ、その点を考慮して生痕化石産出の意義について議論する。

本論文は、平成 6 年度石油技術協会春季講演会 (大口ほか, 1994a) および地質学会第 101 年学術大会 (大口ほか, 1994b) において報告した知見に、火砕岩の産状と定置環境、層序上の問題点など、その後明らかになった点を加味してまとめた。

2. 層序概説

男鹿半島のいわゆるグリーン・タフを構成する赤島層、

* 秋田大学工学資源学部附属素材資源システム研究施設
Research Institute of Materials and Resources, Faculty of
Engineering and Resource Science, Akita University

** 大阪教育大学教養学科 Division of Natural Science, Osaka
Kyoiku University

*** 前筑波大学地球科学系 Formerly Institute of Geoscience,
University of Tsukuba

**** 佐々木地質研究所 Sasaki Geological Laboratory

***** 産業技術総合研究所地質研究部門 Institute of Geoscience
and Geoinformation, Geological Survey of Japan, AIST

門前層、台島層は、1950 年代の藤岡 (1959) らの研究以降、中新統と信じられていたが、1970 年代後半から始まる放射年代測定によって、その年代層序学的位置づけは大きく変わってきた。また、火山岩の産状や岩石学についても研究が進展し、構成岩相についての理解も以下のように変わりつつある。

赤島層は玄武岩質溶岩と溶結凝灰岩からなり、50 Ma 前後 (大口ほか, 1979; 鈴木, 1980; 雁沢, 1987) の放射年代値を示す。門前層は、陸上火山と火山麓扇状地、そして、その周辺の浅い水域に堆積した玄武岩質～デイサイト質溶岩・火砕岩と流紋岩質溶岩などからなり (大口ほか, 1995), 34 ~ 24 Ma (鈴木, 1980; 雁沢, 1987; 大口ほか, 1995) の放射年代値を示す。台島層は砂礫岩と陸上に定置した玄武岩質溶岩、デイサイト質火砕岩からなり (藤岡, 1959; 藤岡ほか, 1973; 大口ほか, 1995), 門前層とは断層関係にある (藤岡, 1959; 藤岡ほか, 1973) とされているが、台島層の基底をなす帆掛島石英安山岩のフィッシュ・トラック年代は 22 ~ 21 Ma (鈴木, 1980; 雁沢, 1987) で、門前層と台島層との間には明らかに年代の開きがある。男鹿半島西部の内陸では帆掛島石英安山岩とほぼ同時期の玄武岩質溶岩・火砕岩とデイサイト火砕流堆積物が門前層の様々な岩相を不調和に覆っており (小林ほか, 2004), 両者が不整合関係にあることは確かである。台島層上部は西黒沢層に漸移する (藤岡, 1959; 藤岡ほか, 1973)。西黒沢層上部は珪藻化石の *Denticulopsis lauta* 帯 ~ *D. hustedtii* 帯 (16 ~ 14 Ma) に対比される (小泉・的場, 1989) ので、台島層の上限は 16 Ma よりも古いことになる。

3. 潮瀬ノ岬砂礫岩の層序学的位置づけと岩相

3.1 概要

潮瀬ノ岬は門前層の模式地名となっている男鹿半島門前から南方約 1 km のところに位置する (Fig. 1)。潮瀬ノ岬砂礫岩 (藤岡, 1959) は、珪長質凝灰岩、凝灰質砂岩・シルト岩・泥岩、安山岩スコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩からなる地層で、厚さは 60 m を超える。層序单元名に付されている砂礫岩のうち、礫岩は潮瀬ノ岬砂礫岩とされている地層の中には見あたらない。おそらく、圧密されて緻密な安山岩岩片に見えるスコリア火山礫に加えて異質火山礫が目立つことから、安山岩質スコリア火山礫凝灰岩を礫岩と誤認して記載したと考えられる。潮瀬ノ岬砂礫岩の分布は潮瀬ノ岬の海食台にのみ分布する (Fig. 1)。門前層中には、潮瀬ノ岬砂礫岩以外にも砂礫岩が点在しているが、層準は不明で、潮瀬ノ岬砂礫岩との関係も不明とされている (藤岡, 1959; 藤岡ほか, 1973)。

3.2 層序関係

潮瀬ノ岬砂礫岩は、みかけ上、潮瀬ノ岬西方の門前の海岸に分布する玄武岩質安山岩火山礫岩や同質火山礫凝灰岩・凝灰岩の卓越する層準 (門前層加茂溶岩類: 藤岡, 1959; 門前層加茂溶岩部層: 大口ほか, 1995) と同じか、その上位に位置する。藤岡 (1959) や藤岡ほか (1973) は両者を断層関係にあるとしているが、水平距離にして数 10 m にわたって露頭が欠けており、両者の関係を直接確認することはできない (Fig. 1)。また、門前層最上部とされている真山流紋岩 (藤岡, 1959; 宮城, 1963; 西男鹿団研, 1972; 藤岡ほか, 1973) との関係も不明である。

藤岡 (1959) と藤岡ほか (1973) は、潮瀬ノ岬北側尾根筋で台島層に覆われるとして潮瀬ノ岬砂礫岩を門前層に位置づけている。実際、潮瀬ノ岬砂礫岩のみかけ上位にあたる潮瀬ノ岬北側尾根筋に、台島層基底のデイサイト質溶結凝灰岩 (帆掛島石英安山岩: 藤岡, 1959; 帆掛島イグニンプライト部層: 大口ほか, 1995) やその上位にあるとされているデイサイト質凝灰岩 (館山崎緑色凝灰岩部層: 大口ほか, 1995), 潮瀬ノ岬砂礫岩の珪長質凝灰岩や凝灰質砂岩などに類似した岩塊もしくは小露頭が広い範囲に点在していることは確かである。しかし、それらの溶結面または層理面は直近の海岸に露出する潮瀬ノ岬砂礫岩や帆掛島石英安山岩とは構造的に不調和で、しかも、個々の岩塊もしくは露頭相互の関係も不明である。現状では、潮瀬ノ岬北側尾根筋に分布する様々な岩相 (Fig. 1 の未区分岩相) を区分して潮瀬ノ岬砂礫岩や台島層との関係を判断することは難しい。

大口ほか (1973) によれば、潮瀬ノ岬砂礫岩を構成する火砕岩中には、黒雲母花崗岩、黒雲母角閃石花崗閃緑岩、玄武岩、安山岩、流紋岩、デイサイト質溶結凝灰岩、火砕岩起源ホルンフェルスなどの礫が認められる。大口ほか (1995) は、これらの礫のうち、流紋岩礫が真山流紋岩類に似ていることから、潮瀬ノ岬砂礫岩を真山流紋岩類の上位に位置づけているが、礫の対応関係は十分吟味されたものではなく、なお検討が必要である。

潮瀬ノ岬砂礫岩と上位層との関係は、潮瀬ノ岬とそのすぐ東側の帆掛島にかけて観察することができる (Fig. 1)。潮瀬ノ岬砂礫岩は潮瀬ノ岬から帆掛島にかけて全体に 10 ~ 30 度前後の角度で南東ないし東に傾斜し、その上位側に、ドレライトシルを介して台島層基底のデイサイト質溶結凝灰岩 (帆掛島石英安山岩: 藤岡, 1959) が分布する。帆掛島石英安山岩が露出する帆掛島 (Fig. 1) から東の海岸に沿っては館山崎まで台島層の非溶結デイサイト質凝灰岩 (館山崎緑色凝灰岩部層: 大口ほか, 1994a,b, 1995) が分布する。館山崎の南端では、

Fig. 1 Geologic map at Shiose-no-Misaki.

その直下に玄武岩質溶岩（館山崎玄武岩部層：大口ほか，1994a, b, 1995）が分布するが，帆掛島周辺ではこれに相当する玄武岩質溶岩が分布していない。大口ほか（1994a, b, 1995）は，このことに加えて，館山崎の凝灰岩中に帆掛島のデイサイト質溶結凝灰岩が最大径 120 m に達する巨大なブロックとして取り込まれていることを確認し，帆掛島石英安山岩とその上位の非溶結火砕岩とは不整合関係にあるとした。さらに，帆掛島石英安山岩と潮瀬ノ岬砂礫岩との間に貫入するドレイトシル中に堆積物とドレイトの岩片とが混じり合った碎屑岩脈（スパイラクル）が認められることから，潮瀬ノ岬砂礫岩が未固結のうちに貫入したと判断し，帆掛島石英安山岩と潮瀬ノ岬砂礫岩とを一括して，これを潮瀬ノ岬層と名付けた（大口ほか，1994a, b, 1995）。しかし，碎屑岩

脈中の堆積物の起源は不明であり，また，ドレイトシルと潮瀬ノ岬砂礫岩との接触面は平滑かつ明瞭で，ペーライトやジグソー・パズル状の割れ目も認められない。したがって，帆掛島石英安山岩と潮瀬ノ岬砂礫岩とを一括することが妥当かどうか，疑が残る。

以上要するに，潮瀬ノ岬砂礫岩の層位は，現時点では判然としないが，みかけ上，門前層加茂溶岩類とほぼ同じ層準か，その上位に位置し，帆掛島石英安山岩よりも古いことは確かである。

3.3 岩 相

生痕化石産出地付近の海食台に露出する潮瀬ノ岬砂礫岩は，下位から順に，珪長質凝灰岩，塊状中粒砂岩，波状葉理を示す細粒砂岩，極細粒砂岩，シルト岩～泥岩，スコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩に区分される（Fig. 2）。

Fig. 2 Geologic column of the Shiose-no-Misaki Sandstone-and-Conglomerate Bed.

珧長質凝灰岩は、平行葉理が明瞭で、間に厚さ数 cm 以下の正級化した粗粒凝灰岩を挟む。珧長質凝灰岩の下限は不明である。中粒砂岩は塊状で厚さ 20 cm 程度である。細粒砂岩は厚さ 80 cm 程度で波状葉理が発達している。また、様々な程度に荷重変形し、三次元的に観察できる露頭がほとんど無いために断定はできないものの、振幅が数 cm 以下で、波長が数 10 cm を超えるハンモック状・スウェール状の構造が認められることがある (Fig. 3)。この構造は局所的で上部では極めて低角の斜交葉理もしくは波状葉理に移り変わっているように見える。上位の極細粒砂岩は細粒砂岩とは漸移的で平行葉理が発達しており、細粒砂岩と同様に塑性変形している。極細粒砂岩の上部では明瞭に上方細粒化してシルト岩～泥岩に移化する (Fig. 2)。

最上部のスコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩は径 30 ~ 40 cm 以下のスコリア火山礫が濃集した層とこれに乏しい層とが互いに平行または波状にうねりながら幾重にも重なり合って厚さ 50 m 以上の層をなしており、火山豆石 (accretionary lapilli) などを含むことから火砕サージ堆積物と考えられる。

すでに述べたように、スコリア火山礫凝灰岩には局所的に多種多様な石質岩片が濃集していることから「礫岩」とされてきた。異質岩片のうち、花崗岩質岩やホルンフェルスは、この堆積物の直下には存在しないし、周辺の門前層中にも認められないので、火砕流の噴火時に火道から放出されたと考えられることができる。

スコリア火山礫凝灰岩・凝灰岩直下の砂岩～泥岩との接触面は明瞭で、砂岩～泥岩が荷重変形しており、幅数 10 cm 以下の碎屑岩脈をなして火砕サージ堆積物中に貫入している。また、ところによって楔状に下位の堆積物に貫入してそれらを引きはがしていることがある。上部は細粒化し凝灰岩となっており、その内部に幅数 10 cm ないし数 m、深さ数 10 cm のチャンネルが所々に認められる。チャンネル長軸の向きとチャンネル内部のトラフ状斜交

Fig. 3 Photos of wavy-laminated sandstone of the Shiose-no-Misaki Sandstone-and-Conglomerate Bed. Scale bars are 5 cm long.

層理面の傾きから読みとれる火砕サージ堆積物の古流向は北から南もしくは北東から南西である。

火砕サージ堆積物直下の砂岩～泥岩のうち、砂岩が示す波状層理は砂が波のエネルギーまたは流れの速度が大きい条件下で定置したことを示唆している。また、砂岩から泥岩へと上方に向かって細粒化することから供給源が遠ざかるか、あるいは水深が次第に大きくなっていったことを示唆する。しかし、直上の火砕サージ堆積物中に散在する火山豆石は、火砕サージ中に水蒸気が適度に存在するときに形成されることから、火砕サージ堆積物

の厚さを超えるほど深い環境であったとは考えにくい。火砕サージが浅い水域で水をかき分けながら走ると、水を巻き込み、その水が水蒸気となって火砕サージ中に混入する。この水蒸気が凝結し、火山灰を吸着することによって火山豆石が形成されるが、深い水中では形成されない (Kano, 1990)。

潮瀬ノ岬砂礫岩を構成する岩相から推定される環境は、火山砕屑物が流入しては埋め立てられるような浅い水域である。その水域は、波浪が洗う汀線に面していたか、あるいは洪水流が流れ込むような遠浅の環境にあったと思われる。いずれにしても、それが海であったかどうかは分からないが、広い水域の存在を示唆する。

4. 潮瀬ノ岬砂礫岩中の生痕化石

潮瀬ノ岬砂礫岩の砂岩から、種数は少ないが、数多くの生痕化石が認められた。これまで同定された生痕化石は以下のとおりである。

Ichnogenus *Phyllodocites* Geinitz, 1867

Phyllodocites sp. (Fig. 4)

産出は多くはない。層理表面に平行で、やや不規則に屈曲し、径1～2 cmの細い溝状を呈する。部分的に管状のところがある。約7～8 cm程度で進行を変えているような休み痕らしき産状が観察される。Teichert (1975) が紹介しているように多くの生痕主が考えられている。Turner (1978) が報告した *Scolicia*? が本種に似るが、*Scolicia* は緩やかに湾曲し、さほど深くはない。筆者らは軟体動物腹足類の海底表層上の移動痕と判断しているが、本邦から比較されるような類似の生痕化石種は未だ報告されていない。

Fig. 4 A plan view of *Phyllodocites* sp. Scale in cm.

Ichnogenus *Monocraterion* Torell, 1870

Monocraterion sp. (Fig. 5)

層理面にほぼ垂直的で、口径4～5 cm、深さ1～2

Fig. 5 A vertical view of a swarm of *Monocraterion* sp. Scale in cm.

cmの漏斗状を呈し、内部充填型生痕化石で、堆積量（堆積速度）により生痕生物の上下動を示すラミナが生じることがある。中央部の垂直なパイプ孔は、差別浸食によって、栓状を呈する。密集して多数産出するが、分岐することはない。また、個々体が交叉することもない。浅海砂質底に群棲する浮遊生物食生物 (suspension feeding) の住み痕化石 (Teichert, 1975) といわれ、形態にもいくつかの差異がある (Crimes *et al.*, 1977)。

Ichnogenus *Gordia* Emmons, 1844

Gordia sp. (Fig. 6)

層理面上に平行して連続的にはほぼ変化無く、滑らかに屈曲して産出する。径5～10 mmで、細く、外表面は平滑で特に紋様は残されていない。これまで *Gordia* 属が本邦から産出したとの記録はない。Bromley (1996) は、本属を波浪エネルギーが低く、溶存酸素量が限られ、かつ、ストームの多い陸棚内に生息する *Planolites* and *Taenidium* Association の一属としている。Roniewicz and Pienkowski (1977) は、ポーランドの Oligocene Zakopane Beds から *Gordia* sp. を報告しているが、本例に比べて産出密度が高い。Teichert (1975) は、これまで報告され

Fig. 6 A plan view of *Gordia* sp. Scale in cm.

Fig. 7 A vertical view of *Ophiomorpha?* sp. Scale in cm.

た類似属を総括し、本属を毛様線虫 (hair-worm) の *Gordius* に類似するとしている。

Genus *Ophiomorpha* Lundgren, 1891

Ophiomorpha? sp. (Fig. 7)

外表面の瘤状突起など本生痕属の特徴を確認できないが、径 2～4 cm の円筒形を呈し、外表面部は褐色化（酸化鉄化）している。層理面に急角度で産出し、分岐は見られなかった。*Ophiomorpha* 属は潮干帯に生息する甲殻類の住まい痕（巣穴）化石として我が国でもよく知られている。

Pemberton *et al.* (1992) が生痕化石群集の生息環境・生態的区分について総括した際の区分によると、これらの生痕化石の組み合わせは、*Skolithos* ichnofacies (*Skolithos* 生痕化石相) とみなすことができる。*Skolithos* 生痕化石相は、強い波浪による堆積物の移動はあるものの、よく分級され急激な侵食や堆積が行われる波のエネルギーが高い前浜から外浜の環境と推定される。生痕化石から推定されるこのような生息環境は、潮瀬ノ岬砂礫岩の堆積相から推定される堆積環境と矛盾しない。

なお、ここに報告した生痕化石については、種まで同定するに至っていない。また、同定できていない生痕化石もいくつかある。今後、これらについて、さらに分類を進め、生息環境など地質・古生物学的検討を加えた上で、改めて報告する予定である。

5. 生痕化石発見の意義

生痕化石を産出した潮瀬ノ岬砂礫岩の層位は、先に述べたとおり、特定はできないが、帆掛島のデイサイト質溶結凝灰岩の下位にあり、ドレライトシルに貫かれていることは確かである (Fig. 1)。帆掛島のデイサイト質溶結凝灰岩については、ジルコンのフィッシュン・トラック年代として 20.9 ± 0.3 Ma, 22.0 ± 1.1 Ma (以上、鈴

木, 1980), 21.8 ± 0.6 Ma, 21.9 ± 0.7 Ma (以上、雁沢, 1987) の値が報告されている。これらの値は年代較正に必要な値が与えられていないが、異なった時期に異なった測定者が測定しているにもかかわらず一致している。これらの値を帆掛島のデイサイト質溶結凝灰岩の年代として受け入れることにすると、潮瀬ノ岬砂礫岩中の生痕化石は、20 Ma 以前に男鹿半島に海が存在していたことを指示することになる。

潮瀬ノ岬砂礫岩中の流紋岩礫が真山流紋岩類に由来するものであれば、真山流紋岩類のジルコンのフィッシュン・トラック年代値 25.3 ± 0.2 Ma (鈴木, 1980), 23.7 ± 0.7 Ma (雁沢, 1987) よりは若いことになる。しかし、先に述べたように礫種による対比は確実とはいえないし、潮瀬ノ岬砂礫岩と門前層真山流紋岩類との関係も直接確認することはできない。

潮瀬ノ岬砂礫岩が西側の門前層、すなわち、大口ほか (1995) が定義した門前層加茂溶岩部層と同層準であるとすれば、その年代は加茂溶岩部層の全岩 K-Ar 年代 27～34 Ma (大口ほか, 1995) と同じになる。現時点では、潮瀬ノ岬砂礫岩の年代は 20 Ma～34 Ma の範囲にあると考えておく。

藤岡 (1972) は、大陸の冷涼な気候を反映する阿仁合型植物群から海洋性の温暖な気候を反映した台島型植物群に入れ替わった時期に日本海側に海が入ったと考えた。Koizumi (1988) は阿仁合型・台島型植物群産出層の珪藻化石群集を解析した結果に基づいて、この藤岡説を支持した。鹿野・柳沢 (1989) や植村 (1989), Yamanoi (1992) は、両植物群産出層準の放射年代値から、それらが入れ替わる時期を 22 Ma または 18 Ma と推定している。したがって、遅くとも 20 Ma 前後に日本海側に海が流入したことは確かだと考えられる。

20 Ma よりも古く、かつ、門前層とほぼ同層準と考えられる海成堆積物は、北海道羽幌地域 (栗田ほか, 1992)、能登半島珠洲地域 (Kano *et al.*, 2002)、山口県油谷湾 (尾崎, 1999) のほか、対馬や筑豊地域 (鹿野ほか, 1991)、そしてサハリン南部 (鹿野ほか, 2000) にも分布している。Kano *et al.* (2002) は、このような分布から、漸新世には日本海東縁に沿って海域が広がっていたと推定している。その当時、中国地方では陸上に火山噴出物が堆積しており、その太平洋側に海が進入し神戸層群などが堆積していた (尾崎ほか, 1996)。そのほかの地域では判然としないが、この時期の火山噴出物や堆積物が東北地方や関東地方、中部地方にほとんど存在しないことから、おそらく本州の大部分の地域は陸上にあったものと考えられる。とすれば、当時の日本海側には男鹿半島や能登半島の海成堆積物に代表される背弧海盆が存在

したことになる。

門前層に対比される地層群は、奥尻島から佐渡、そして山陰の一部にわたって広く日本海沿いに分布しており（大口ほか，1979，1989；鈴木，1980；雁沢，1987），日本がアジア大陸東縁の陸弧であった当時の初期リフト火山活動を示すとされている（Shimazu *et al.*, 1990；鹿野ほか，1991）。この日本海東縁の火山活動域は，最初緩やかに沈降していたが，20 Ma 頃に一時的に隆起したらしい（Kano *et al.*, 2002）。その後，前期中新世になって活発な火山活動を伴いながら急速に沈降して明瞭なリフトとなり，前期中新世から中期中新世前期にかけて，そこに火山噴出物と堆積物が厚く堆積している（Yamaji, 1990；Ingle, 1992）。20 Ma 頃の隆起直後に陸上に噴出した玄武岩質溶岩・火砕岩や珪長質火砕流堆積物は男鹿半島（小林ほか，2004），深浦，鯨ヶ沢（林・大口，1998；星ほか，2003）など各地に認められ，隆起以前と隆起後を識別する良い手がかりとなっている。玄武岩質岩石の化学組成は 20 Ma 以前の火山岩と異なりソレアイト質であり（例えば，深瀬・周藤，2000；八木ほか，2001），高温のアセノスフェアが北東中国付近で上昇して日本海東縁に流入することによって日本海が開き始めたことが考えられる（Tatsumi *et al.*, 1989, 1990）。潮瀬ノ岬砂礫岩は，台島層～西黒沢層の堆積時期（台島～西黒沢期：藤岡ほか，1981）に起こった急速な日本海拡大とリフティング（Yamaji, 1990；Tamaki *et al.*, 1992；Ingle, 1992；Sato, 1994）に先駆ける緩やかなリフティングによって生じた背弧盆に堆積したといえる。

6. ま と め

男鹿半島潮瀬ノ岬に台島層よりも古い海成堆積物が存在することを報告した。この海成堆積物は，砂岩から泥岩まで上方に細粒化し，*Skolithos* 生痕化石相を特徴づける生痕化石を多産する。また，分級が良く，砂岩に波状層理が認められるなど，波のエネルギーが高い前浜～外浜の環境に堆積した可能性が高い。年代は確定していないが，層序関係と既存の放射年代値から，20 Ma よりも古いことは確かである。20 Ma よりも古い漸新世～前期中新世の海成堆積物は，日本海東縁に沿ってサハリンから北九州まで分布しており，日本海の急速な拡大に先駆けて形成された背弧海盆の存在を示唆する。しかし，潮瀬ノ岬の例のみならず，他の事例でも堆積物の年代は確定していないことが多いので，早急に信頼性の高い放射年代測定などに基づいて年代を確定し，時代と分布を明らかにする必要がある。

謝 辞

本論文の研究は加藤磐雄先生のご助言が端緒となった。潮瀬ノ岬砂礫岩の岩相図と生痕化石レプリカの作成にあたっては，当時大阪教育大学学生だった今村一善さん，小川智子さん，橋本匡生さん，の協力を得た。筑波大学小笠原憲四郎教授には潮瀬ノ岬砂礫岩の意義について御議論いただいた。本論文は，大口ほかの科学研究費補助金（01302017，02452064 など）による研究に鹿野・大口による産業技術総合研究所地球科学情報研究部門の特定観測地域総括地質図「秋田県西部及び山形県西北部」の研究の成果の一部を加えてまとめた。

引 用 文 献

- Bromley, R. G. 1996 : *Trace fossils – Biology, Taphonomy and Applications*. 361p., Chapman and Hall, London.
- Crimes, T.P., Legg, I., Marcos, A. and Arboleya, M., 1977 : ?Late Precambrian – low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In Crimes, T.P. and Harper, J.C., eds. : *Trace fossils 2, Geo. Jour., Spec. Issue*, no. 9, 91-138.
- 藤岡展价・大口健志・米谷盛壽郎・白田雅郎・馬場 敬，1981：東北裏日本地域における台島～西黒沢期の堆積物について．石技誌，**46**，159-174.
- 深瀬雅幸・周藤賢治，2000：男鹿半島，漸新統門前層中部の火山岩類の岩石学．地質雑，**106**，280-298.
- 雁沢好博，1987：東北日本弧内帯の白亜紀～第三紀火山岩のフィッション・トラック年代－奥尻島・男鹿半島・朝日山地－．地質雑，**93**，387-401.
- 林信太郎・大口健志，1998：青森県，深浦－鯨ヶ沢地域，前期中新世大戸瀬層の K-Ar 年代と火山岩相．岩鉱，**93**，207-213.
- 星 博幸・石井六夢・吉田武義，2003：青森県西津軽にみられる中新世火山岩類の K-Ar 年代．石技誌，**68**，191-199.
- 藤岡一男，1959：5 万分の 1 戸賀・船川地質図幅および同説明書．地質調査所，61p. + 英文要旨 6p.
- 藤岡一男，1972：日本海の生成期について．石油技誌，**37**，233-244.
- 藤岡一男・高安泰助・的場保望・大口健志および秋田大学鉱山学部鉱山地質学教室，1973：男鹿半島の地質，男鹿半島自然公園学術調査報告．日本自然保護協会，**44**，5-34.
- Ingle, J. C., 1992 : Subsidence of the Japan Sea : Stratigraphic evidence from ODP sites and onshore sections. In Tamaki, K., Suehiro, K., Allen, J., McWilliams, M. *et al.* : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **127/128**, Pt. 2, 1197-1218.

- Kano, K., 1990 : An ash-flow tuff emplaced in shallow water, Early Miocene Koura Formation, southwest Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **40**, 1-9.
- 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎, 1991 : 日本の新生界層序と地史. 地質調査所報告, no. 274, 114p.
- 鹿野和彦・宇都浩三・内海 茂・小笠原憲四郎, 2000 : ロシア, サハリン島南部, マカロフ地域およびチェホフ地域における前期中新世の不整合とその意義. 地学雑誌, **109**, 262-280.
- 鹿野和彦・柳沢幸夫, 1989 : 阿仁合型植物群及び台島型植物群の年代. 地調月報, **36**, 427-438.
- Kano, K., Yoshikawa, T., Yanagisawa, Y., Ogasawara, K. and Danhara, T., 2002 : An unconformity in the early Miocene syn-rifting succession, northern Noto Peninsula, Japan : Evidence for short-term uplifting precedent to the rapid opening of the Japan Sea. *Island Arc*, **11**, 170-184.
- Koizumi, I., 1988 : Early Miocene Proto-Japan Sea. *Jour. Paleontol. Soc. Korea*, **4**, 6-20.
- 小林紀彦・鹿野和彦・大口健志, 2004 : 野村川層 : 東北日本, 男鹿半島西部における新たな層序単元の提唱とその層序学的意義. 石技誌, **69**, 374-384.
- 小泉 格・的場保望, 1989 : 西黒沢層の上限について. 地質学論集, no. 32, 187-195.
- 大口健志・林信太郎・小林紀彦・板谷徹丸・吉田武義, 1995 : 男鹿半島・門前層下部 (漸新統), 潜岩・加茂溶岩部層の K-Ar 年代. 地質学論集, no. 44, 39-54.
- 大口健志・山崎貞治・野田浩司・佐々木清隆, 1994a : 20 Ma 以前に存在した日本海 of 海成堆積物—男鹿半島・門前層・潮瀬ノ岬砂礫岩・潮瀬ノ岬砂岩層の堆積構造と生痕化石から—. 平成 6 年度石油技術協会春季講演会講演要旨集, p. 82.
- 大口健志・山崎貞治・野田浩司・佐々木清隆, 1994b : 男鹿半島からみいだされた 20 Ma 以前の海成下部中新統. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, p. 46.
- 大口健志・矢内桂三・井上 武, 1973 : 男鹿半島潮瀬の岬砂礫岩にみられるホルンフェルス礫の起源—新第三系グリーン・タフ層基盤の再検討—. 地質学論集, no. 9, 45-54.
- 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, **6**, 207-216.
- 大口健志・吉田武義・大上和良, 1989 : 東北本州弧における新生代火成活動域の変遷. 地質学論集, no. 32, 431-455.
- 尾崎正紀, 1999 : 山口県北西部に分布する日置層群と油谷湾層群の FT 年代—特に伊上層の層序学的位置づけについて—. 地球科学, **53**, 391-396.
- 尾崎正紀・松浦浩久・佐藤喜男, 1996 : 神戸層群の地質年代. 地質雑誌, **102**, 73-83.
- 栗田裕司・一ノ関鉄郎・平松 力, 1992 : 北海道羽幌地域の三毛別層と羽幌層の地質年代. 地質雑誌, **98**, 259-266.
- 宮城一男, 1963 : 男鹿半島グリンタフ層の層序と火成活動 (第 5 報) —とくに火成活動の総括ならびに東北地方グリンタフ地域における岩石区の問題と関連して—. 地質雑誌, **69**, 51-66.
- 西男鹿団体研究グループ, 1972 : 男鹿半島南西部戸賀—門前間の地質. 地球科学, **26**, 183-194.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger, M. and MacEachern, J., 1992 : The conceptual framework of ichnology. SEPM Core Workshop, no. 17, 1-32.
- Roniewicz, P. and Pienkowski, G., 1977 : Trace fossils of the Podhale Flysch Basin. In Crimes, T.P. and Harper, J.C., eds. : *Trace fossils 2, Geol. Jour., Spec. Issue*, no. 9, 273-288.
- Sato, H., 1994 : The relationship between late Cenozoic tectonic events and stress field and basin development in northeast Japan. *Jour. Geophys. Res.*, **99**, 261-274.
- Shimazu, M., Yoon, S. and Tateishi, M. 1990 : Tectonics and volcanism in the Sado-Pohang Belt from 20 to 14 Ma and opening of the Yamato Basin of the Japan Sea. *Tectonophysics*, **181**, 321-330.
- 鈴木達郎, 1980 : 男鹿半島新第三紀火山岩類に関する fission track 年代. 地質雑誌, **86**, 441-453.
- Tamaki, K., Suehiro, K., Allen, J., Ingle, J. C. Jr. and Pisciotto, K.A. 1992 : Tectonic synthesis and implication of Japan Sea ODP Drilling. In Tamaki, K., Suehiro, K., Allen, J., McWilliams, M., et al. : *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, **127/128**, pt. 2, 1333-1348.
- Tatsumi, Y., Maruyama, S. and Nohda, S., 1990 : Mechanism of backarc opening in the Japan Sea : role of asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **181**, 299-306.
- Tatsumi, Y., Otofujii, Y., Matsuda, T. and Nohda, S., 1989 : Opening of the Sea of Japan back-arc basin by asthenospheric injection. *Tectonophysics*, **166**, 317-329.
- Teichert, C., ed., 1975 : *Treatise on invertebrate paleontology, Part W, Miscellaneous, Supplement 1, Trace fossils and Problematica*, 2nd ed., 269p. + 110 figs., Geol. Soc. America and Univ. Kansas, Colorado and Kansas.
- Turner, B.R., 1978 : Trace fossils from the Upper Triassic Fluvial Molteno Formation of the Karoo (Gondwana) Supergroup, Lesotho. *Jour. Paleont.*, **52**, 959-963.
- 植村和彦, 1989 : 環日本海地域のグリンタフ下部層の比

- 較層序. 古植物と古地理学的意味. 昭和 63 年度科学研究費補助金 (一般研究 C) 研究成果報告書, 41p.
- 八木正彦・長谷中利昭・大口健志・馬場 敬・佐藤比奈子・石山大三・水田敏夫・吉田武義, 2001: リフト活動の変遷に伴うマグマ組成の変化ー東北本州, 前ー中期中新世の秋田ー山形堆積盆地における例ー. 岩石鉱物科学, **30**, 265-287.
- Yamaji, A., 1990: Rapid intra-arc rifting in Miocene Northeast Japan. *Tectonics*, **9**, 365-378.
- Yamanoi, T., 1992: Miocene pollen stratigraphy of leg 127 in the Japan Sea and comparison with the standard Neogene pollen floras of northeast Japan. In Pisciotto, K.A., Ingle, J.C., Jr., von Breymann, M.T., Barron J., *et al.*: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Research Results*, **127/128**, pt.1, 471-491.