The Geological Society of Japan

地質学論集　第37号　39-51ページ，1992年3月
Mem. Geol. Soc. Japan, 37, 39-51

秋田・山形地域における新第三系の層序と古地理・古環境

白石建雄*・的場保望**

Neogene paleogeography and paleoenvironment in Akita and Yamagata Prefectures, Japan Sea side of northeast Honshu, Japan

Tateo Shiraishi* and Yasumochi Matoba**

Abstract Neogene paleogeography and paleoenvironment in the region of Akita and Yamagata Prefectures were discussed based on the recent development of litho-, bio- and chrono-stratigraphic studies. In this region, the first Neogene marine transgression occurred at the end of Early Miocene, and a subtropical shallow water fauna of early Middle Miocene age including larger foraminifera distributed in this region and far north. The sea-bottom relief might be high during this initial stage of the Sea of Japan as shown by the occurrence of benthic faunas of shallow waters and bathyal zone within a short distance. At the middle of early Middle Miocene, this region drowned widely with the subsidence of previous land areas. During late Middle Miocene this subsidence was culminated and characteristic siliceous shale deposited throughout this region. The sea was cold as indicated by planktonic fauna and flora suggesting that the Sea of Japan opened to the north in this time. The backbone range of northeast Honshu uplifted in Late Miocene, later the Dewa Hills in Pliocene. Thus the coast line shifted gradually to the west since Late Miocene. Then this region of northeast Honshu completely emerged until earliest Pleistocene time leaving Late Pliocene shallow water deposits. The Oga Peninsula area, however, maintained a deep water condition in Early to Middle Pleistocene, and this area became the shallow shelf condition later in late Middle Pleistocene time. This westward shift of the sedimentary basin was caused by the uplift of mainland Honshu with a series of thrust faults along the present coast line.

Key words: paleogeography, Neogene, Sea of Japan, Akita, Yamagata

はじめに

近年，東北本州弧新生界の地質学的研究は，1960年代初頭頃を中心とする前後数年間に続く，第2の総括期に入っているように見える．この間，秋田・山形地域では多数の地質図幅が編纂され，基礎的知識の増加があった．また，各種微化石と古地磁気を併用した層位学的研究や，放射年代測定にもとづく年代層位学的研究に著しい進展があり，地層の年代や対比に関する知識は一新された．さらに化石による古環境解析，とくに微化石を用いた古水深復元の研究が進み，堆積盆地の相対的上下運動がかなり具体的に議論可能となった．このため，新しい知識にもとづく地質構造発達史や堆積盆変遷史の解明が緊急の課題となっている．

本稿では秋田・山形地域（Fig. 1）の第三系を5時階に区分し，上記の諸成果にもとづいてそれぞれの時階の古地理の復元を試みた．古地理の復元には従来の岩相層位学的地層区分をシーケンス層位学（sequence stratigraphy）の見地から再編成することが望ましいが，その作業の多くは今後の課題として残されている．とくに東部の脊梁山脈およびその近傍に分布する陸水成・火山成の上部中新統～鮮新・更新統と西部の海成層との直接的対比がなされておらず，東西断面で海成層から陸水成

* 秋田大学教育学部地学教室．Department of Earth Science, Faculty of Education, Akita University, Akita 010, Japan.
** 秋田大学鉱山学部応用地球科学教室．Institute of Applied Earth Sciences, Mining College, Akita University, Akita 010, Japan.

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

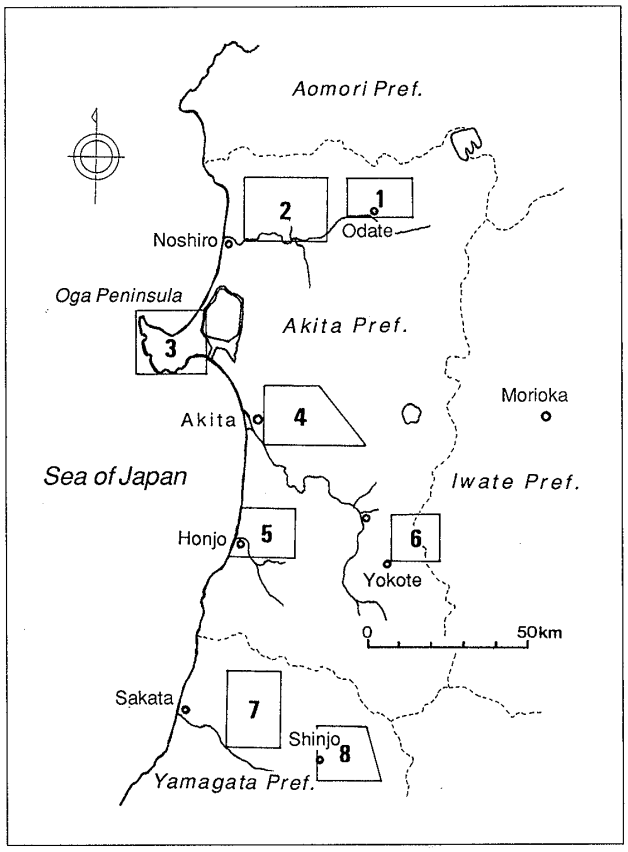


Fig. 1 Index map showing the locality of the areas whose stratigraphic successions are presented in Fig. 2.

層への岩相変化を具体的に追跡することはまだ今後の課題として残されている．そのため，海陸境界の認定は大まかなものにならざるを得なかった．

第三系層序の概要

Fig. 2 は本地域の第三系のこれまでの知見を総合した地質柱状図である．以下に層序の概要を，対比基準を中心にして述べる．

1．男鹿半島

男鹿半島の第三系は基盤の黒雲母アダメロ岩を不整合におおう始新統～鮮新統からなり，さらにその上位に第四系が重なる．層序は下位より順に赤島層，門前層，台島層，西黒沢層，女川層，船川層，北浦層からなり，日本海地域の第三系の標準層序とされている（藤岡，1959；Minato *et al.*, 1965 ; Matoba *et al.*, 1990）．

最下位の赤島層は下部の赤島溶岩部層とその上位に整合に重なる入道崎火成岩部層に区分される．赤島溶岩部層は変質安山岩溶岩からなり，基底にアルコースを伴う．入道崎火成岩部層はおもにデイサイト質の，溶結凝灰岩を含む火砕岩からなる．溶結凝灰岩の F. T. 年代は49.3～51.4Ma である（鈴木，1980）．

門前層は赤島層に不整合に重なり，下位から潜岩溶岩部層，加茂溶岩部層，潮瀬の岬砂礫岩部層，真山流紋岩部層に区分される．潜岩溶岩部層はおもに粗面岩質の安山岩溶岩からなり，F. T. 年代は27.1，31.5Ma（鈴木，1980），29.8Ma（雁沢，1987）である．加茂溶岩部層はおもに玄武岩・安山岩などの溶岩からなる．潮瀬の岬砂礫岩部層はおもに礫岩・火砕岩からなり，凝灰質砂岩・泥岩を伴う．凝灰質泥岩は阿仁合型植物群に属する植物化石を含む．真山流紋岩部層はおもに黒雲母流紋岩からなり，火砕岩を伴う．F. T. 年代は23.7Ma（雁沢，1983，1987），25.3Ma（鈴木，1980），26Ma（西村・石田，1972），K-Ar 年代は24.4Ma（木村，1986）である．

台島層は最下部の溶結凝灰岩（帆掛島石英安山岩部層；藤岡ほか，1954），中～下部の玄武岩溶岩を伴う火山礫凝灰岩，上部の亜炭を挟む非海成砕屑岩からなり，門前層に不整合に重なる．植物化石を多産し，台島型植物群の模式地である．溶結凝灰岩の F. T. 年代は20Ma（西村・石田，1972），22.0，20.9Ma（鈴木，1980），K-Ar 年代は18.8Ma（木村，1986）で，前期中新世初～中期を示す．

西黒沢層は男鹿半島北岸では砂岩・礫岩から，南岸では砂質シルト岩からなり，台島層を不整合におおう．北岸では *Anadara makiyamai, Mizuhopecten kimurai, Vicaryella notoensis* などの貝化石とともに，大型有孔虫 *Miogypsina kotoi, Operculina complanata japonica* と小型底生有孔虫化石を含む（半沢，1954；藤岡ほか，1954）．南岸では *Anadara ogawai, Chlamys ishidae, Dosinia nomurai, Vicaryella ishiiana* などの貝化石と海綿 *Aphrocallistes* sp. の化石を含む（半沢，1954；藤岡ほか，1954）．中上部の浮遊性有孔虫化石は N.9帯に対比される（Saito and Maiya, 1973；米谷，1978）．珪藻化石では，本層最上部は Koizumi（1985）の *Denticulopsis hyalina* 帯（ただし *D. nicobarica* 帯を含む），Maruyama（1984）の *D. hustedtii* 帯（ただし *D. nicobarica* 帯を含む）に対比される（小泉・的場，1989）．尾田（1986）によると，これらの帯の上限は12.9Ma である．

女川層は層理がよく発達した珪質の硬質頁岩からなり，西黒沢層を整合におおう．北岸地域では珪藻土を主体とする．基底部に海緑石砂岩を伴う．Koizumi（1985）の *Denticulopsis praedimorpha* 帯から *D. kamtschatica* 帯の下部の中部（12.9～5.8Ma）にわたる珪藻化石を産し，中期中新世後期から後期中新世に対比される（的場・小泉，1986；小泉・的場，1989）．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

船川層はおもに暗灰～黒色の無層理泥岩からなり，女川層に整合に重なる．しばしば凝灰岩層を挟む．半島北岸の最上部は *Globoquadrina himiensis, G. kagaensis, G. asanoi* などの浮遊性有孔虫化石を含み，Maiya *et al.*(1976) の *Globigerina pachyderma* (dextral) /*Globorotalia orientalis* 帯に対比される（Maiya *et al.*, 1976）．珪藻化石では，最下部が Koizumi（1985）の *Rouxia californica* 帯の上部，ついで *Denticulopsis kamtschatica* 帯から *D. seminae* var. *fossilis* 帯までにわたる（小泉・金谷，1977）．中新・鮮新世境界は本層下部にあり，上部は後期鮮新世に対比される．

北浦層は凝灰岩を挟む砂泥互層からなり，船川層に整合に重なる．大型化石は少ないが，*Limopsis tokaiensis, Chlamys cosibensis, Astarte alaskensis, Thyasira tokunagai* などの貝化石を含む．浮遊性有孔虫化石は，本層下部が Maiya *et al.*（1976）の *Globigerina pachyderma* (dextral) / *Globorotalia orientalis* 帯に，上部が *Globigerina pachyderma* (sinistral) /*G. quinqueloba* 帯に相当する（米谷，1978）．珪藻化石は本層の最下部に *Denticulopsis seminae* var. *fossilis* 帯がわずかにかかり，上部は *Rhizosolenia curvirostris* 帯の下部にわたる（小泉・金谷，1977）．またこの層の基底近くに石灰質ナンノ化石 *Gephyrocapsa caribbeanica* および *G. oceanica* の初出現層準があり，その層準付近から更新統となる（佐藤ほか，1988a, b）．それゆえ，最下部をのぞく北浦層の主体は更新統である．なお本層の上位には脇本層が続き，同層堆積末期に急速に隆起・浅海化し，間欠的な汽水・淡水化を伴う一連の浅海成更新統が重なっている．

2．能代・大館地域

能代地域の第三系は先第三紀白神岳花崗岩類を不整合におおい，下位より順に藤倉川層，黒石沢層，早口川層，女川層，船川層，天徳寺層，笹岡層に区分されている（大沢ほか，1984）．また，大館地域の第三系層序は下位より順に目名市沢層，保滝沢層，大葛層，大滝層，一通層，遠部層からなる（井上ほか，1973）．

藤倉川層はおもに変質安山岩溶岩と同質火砕岩からなり，最上部には局所的に非海成砕屑岩を伴う．この砕屑岩は阿仁合型植物群に属する植物化石を含む（Huzioka, 1964；臼田ほか，1975）．岩相ならびに植物化石から男鹿半島の門前層に対比される．大館地域の目名市沢層は相当層である．

黒石沢層はおもに安山岩質火砕岩からなり，酸性の火砕岩，まれに玄武岩溶岩・火砕岩を伴う．基底の石炭を含む泥岩をはじめ，全層準にわたって泥岩・砂岩などの薄層を挟む．最下部の泥岩は阿仁合型植物化石，下～上部の数帯の泥岩は台島型植物化石を含む（大沢ほか，1983）．また中～上部には *Cryptopecten yanagisawaensis, Placopecten akihoensis* などの海生貝化石を含む（平山・角，1963；大沢ほか，1983）．藤倉川層に整合に重なる．

早口川層は主として酸性火山岩類からなり，泥岩・砂岩・礫岩層を挟む．中部に玄武岩溶岩・火砕岩（一の又沢玄武岩部層；臼田ほか，1975），上部に泥岩（泊川泥岩部層；大沢ほか，1983）を伴う．黒石沢層に整合に重なる．海生貝化石を含み，*Propeamussium tateiwai* で代表される沖合い泥底と，*Chlamys nisataiensis, Mizuhopecten kimurai* など浅海の砂礫底を示すものとが認められる（高安ほか，1986）．本層上部には *Martinottiella communis, Spirosigmoilinella compressa, Cyclammina* spp. などの底生有孔虫化石が含まれる（大沢ほか，1983）．また，下位の黒石沢層に引続き台島型植物群に属する植物化石を含む（大沢ほか，1983）．

女川層は，珪質で，非常に明瞭な板状層理を有する硬質頁岩からなり，酸性凝灰岩層を挟んでいる．早口川層に整合に重なる．大型化石，有孔虫ともに乏しい．珪藻化石では東隣鷹巣地域における相当層（岩谷層；平山・角，1963）上部に Koizumi（1985）の *Coscinodiscus yabei* 帯の上限（Ito, 1981）が，また同層中に *Denticulopsis praedimorpha* 帯～*C. yabei* 帯が確認された（佐藤，1985MS）．

この間，大館地域では下位より順に保滝沢層，大葛層，大滝層が堆積した．保滝沢層は玄武岩火砕岩・砂岩・泥岩からなる海成層で，貝化石 *Mizuhopecten kimurai* を産する（井上ほか，1973）．大葛層は保滝沢層に整合に重なり，石英安山岩溶岩・凝灰岩，泥岩・凝灰岩互層からなる．N.8-N.9帯の浮遊性有孔虫化石を含み，上限は石灰質ナンノ化石により CN5a/CN5b 境界付近にある（佐々木・平山，1983）．大滝層は玄武岩，安山岩，デイサイト，硬質泥岩，泥岩・凝灰岩互層からなり，大葛層に整合に重なる．

能代地域の船川層は主として暗灰色泥岩からなり，下部と上部に酸性火砕岩（それぞれ下部七座凝灰岩，上部七座凝灰岩）を伴う．女川層に整合に重なる．大型化石には乏しいが，東隣鷹巣地域の相当層（藤琴川層；平山・角，1963）の珪藻化石は *C. yabei* 帯～*Denticulopsis kamtschatica* 帯に対応する群集が認められている（Ito, 1981）．大館地域の一通層・遠部層は相当層である．一通層は主として黒色泥岩からなり，大滝層に一部不整合関係で重なり，底生有孔虫化石を産する（井上ほか，1973）．遠部層はデイサイト溶岩・火砕岩，シルト岩・

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

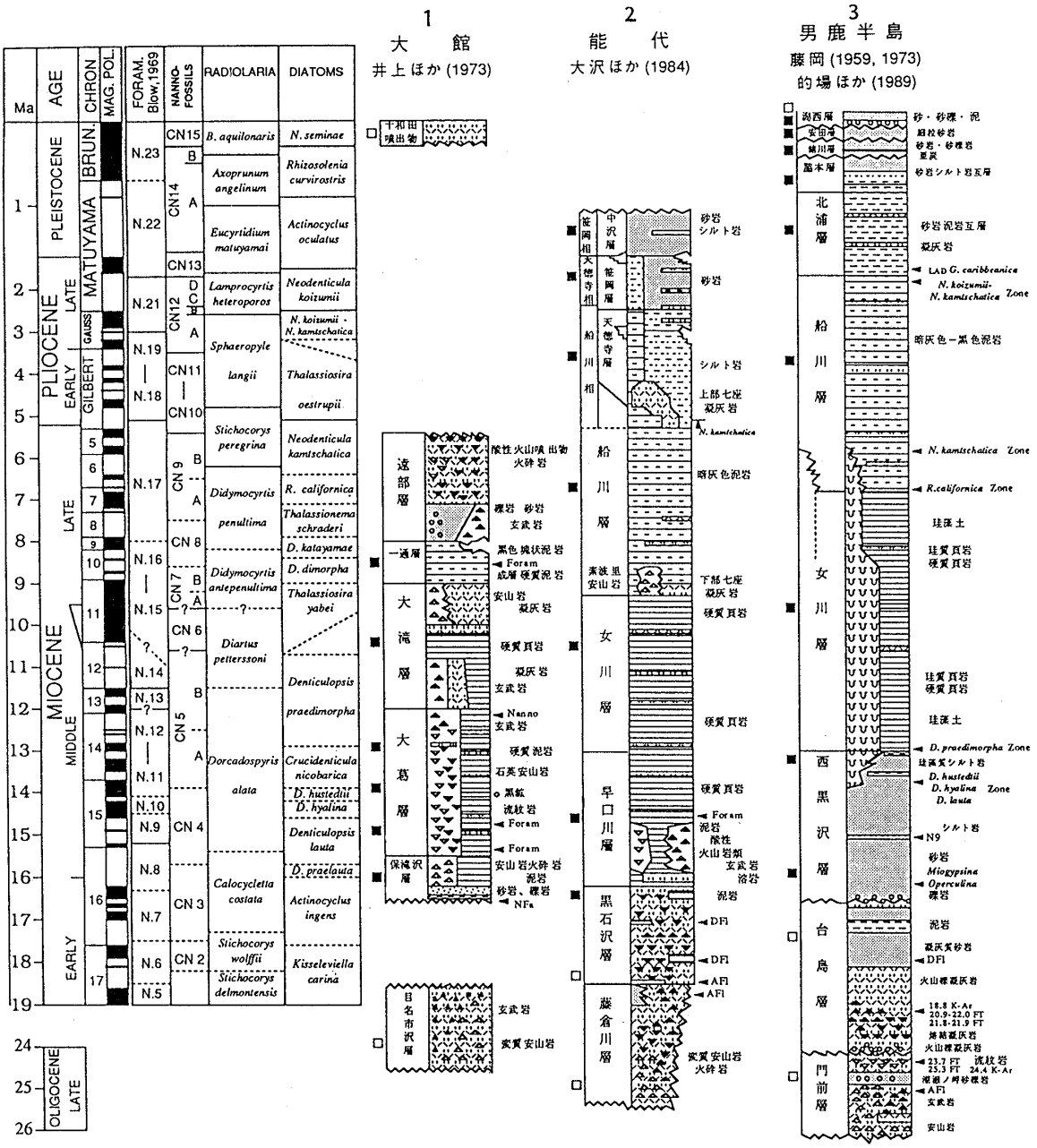


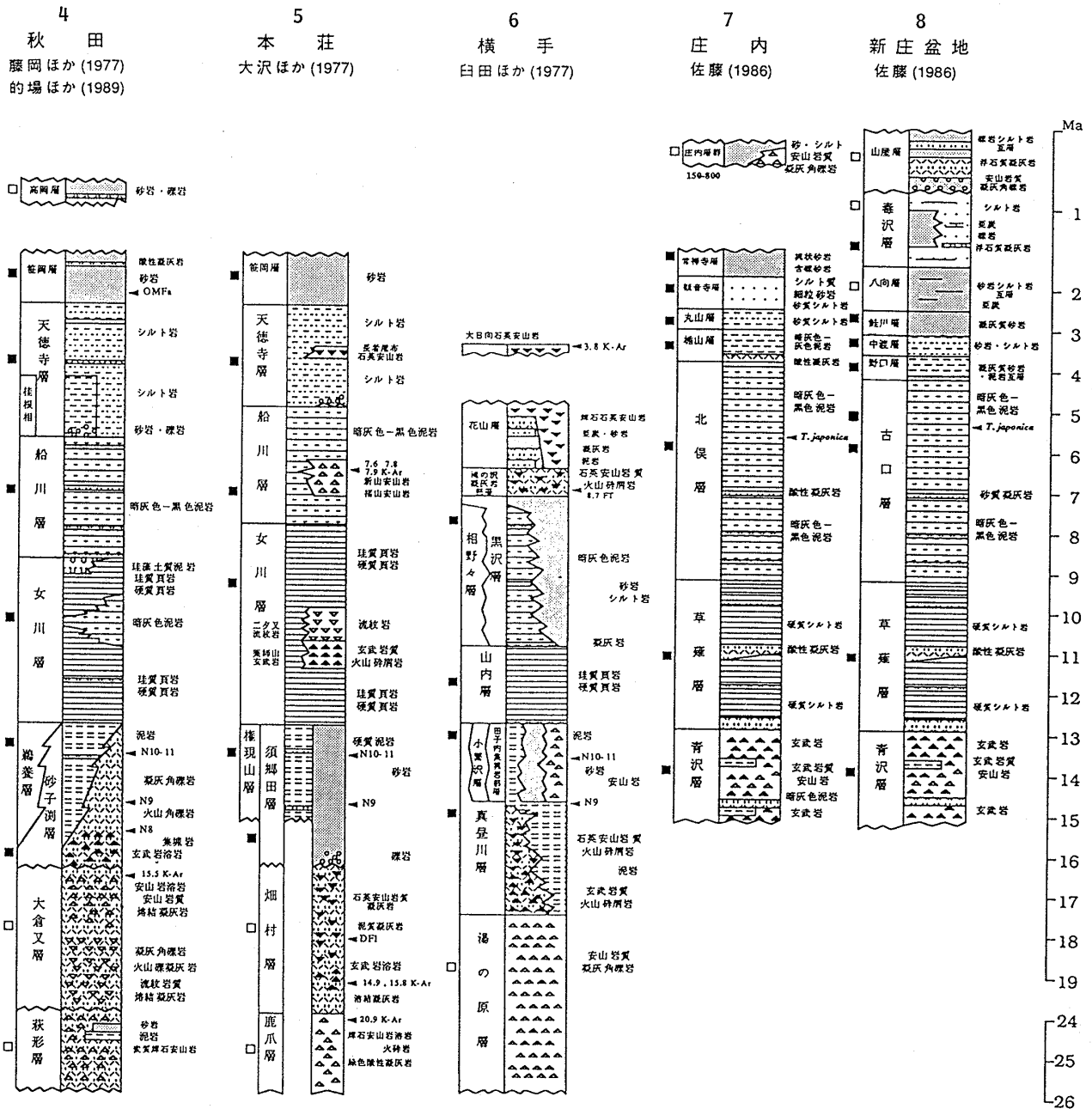
Fig. 2 Correlation of Neogene stratigraphic successions in the region of Akita and Yamagata Prefectures. Small black squares on the left side of each column indicate marine condition, and empty squares non-marine.

砂岩・礫岩からなり，下位のすべての地層を不整合におおう．本層は海生貝化石を産する（井上ほか，1973）が，東方の脊梁地域および北方では，カルデラの形成に関連した火砕物と湖成層からなると考えられている（伊藤ほか，1989）．大館地域では本層以上の第三系は分布しない．

能代地域では天徳寺層はシルト岩を主とし，砂岩・酸性凝灰岩・砂質凝灰岩層を挟む．船川層に整合に重なり，化石を多産する．東隣二ツ井・鷹巣地域の相当層（小比内沢層；平山・角，1963）の貝類群集は *Nucula-Turritella nipponica* 群集（Chinzei, 1973）であり，沖合い泥底的性格を示している．また，有孔虫は同層下部～中部の層準から *Neogloboquadrina* aff. *asanoi, N. incompta, Globigerina umbilicata* などを産し，N.19～N.21に対応する群集であると考えられている（高安ほか，1986）．

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan



笹岡層は砂岩を主とし，ところにより砂質シルト岩からなる．酸性凝灰岩薄層・礫岩を挟む．天徳寺層に整合，一部不整合に重なる．ほぼ普遍的に大桑・万願寺動物化石群に属する貝化石を多産する．後述するように，本層の模式地では更新世のナンノ化石の示準種を含まず，上部鮮新統であると考えられている（佐藤ほか，1988a, b）．中沢層（大沢ほか，1984）は笹岡層に整合，一部不整合に重なる海成更新統である．

3．秋田・本荘地域

秋田地域の第三系は基盤の太平山深成変成岩類を不整合におおう古第三系～新第三系からなる．層序は下位より大又層，萩形層，大倉又層，砂子渕層・鵜養層，女川層，船川層，天徳寺層，笹岡層からなる（藤岡ほか，1976；大沢ほか，1981）．本荘地域では女川層以上の地

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

層区分は秋田地域と同じであるが，下半部は異なり，下位より山内層，大簗層，鹿ノ爪層，畑村層，須郷田層・権現山層からなる（藤岡ほか，1976；大沢ほか，1977）．

大又層は著しく変質した安山岩溶岩・火砕岩からなり，堆積岩を伴わない．東隣地域での相当層（横根峠層ザッコ又安山岩部層）のK-Ar年代値は29.2Ma（臼田・岡本，1986）であり，漸新世を示す．本荘地域の山内層は相当層である．

萩形層は変質安山岩溶岩・火砕岩からなり，泥岩・砂岩・礫岩・玄武岩溶岩・酸性凝灰岩を挟む．北部の本層分布地は阿仁合型植物化石群の模式地を含む．大又層に不整合に重なる．本荘地域の大簗層・鹿ノ爪層は相当層であり，両者は整合関係にある．大簗層は阿仁合型植物群に属する植物化石を産する（大沢ほか，1977）．萩形層上部のK-Ar年代値は21.9Ma（木村，1984），鹿ノ爪層のK-Ar年代値は20.9Ma（木村，1985）であり，これらの地層の上部は前期中新世にかかることを示している．

大倉又層は下部は主として流紋岩質溶結凝灰岩からなり，火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・砂岩・礫岩層を挟む．上部は安山岩溶岩・同質溶結凝灰岩からなり，凝灰角礫岩・砂岩・礫岩層を挟む．萩形層に不整合に重なる．本荘地域の畑村層は相当層である．酸性凝灰岩・火山礫凝灰岩・砂岩を主とし，安山岩質火砕岩・泥岩を伴う．泥岩は台島型植物群に属する植物化石を産する（大沢ほか，1977）．大倉又層上部の安山岩のK-Ar年代は15.5Ma（木村，1986），畑村層下部の溶結凝灰岩のK-Ar年代は15.8Ma，14.9Ma（臼田・岡本，1986）である．これらの年代値は中期中新世を示すが，この上位に重なる地層中にN.8帯の浮遊性有孔虫が確認されている．

砂子渕層は玄武岩溶岩・同質火砕岩を主とし，泥岩・砂岩・礫岩層を挟む．大倉又層に不整合に重なり，南東方向へ泥岩を主とする鵜養層に移化する．砂子渕層には大型有孔虫 *Operculina* sp., *Miogypsina* sp.（大沢ほか，1977），貝化石 *Chlamys akitana, Ch. cosibensis hanzawae, Anadara makiyamai* などが含まれる（大沢ほか，1981）．また，鵜養層の浮遊性有孔虫化石は下位から，米谷（1978）の *Globigerinoides sicanus/Praeorbulina glomerosa curva* 帯，*Globorotalia peripheroronda/G. quinifalcata* 帯，および *Globorotalia peripheroacuta/G, miozea*（s. l.）帯に相当し，N.8～N.11帯に対比される（米谷，1978）．

本荘地域の須郷田層・権現山層は砂子渕層相当層である．須郷田層は砂岩・礫岩などの粗粒堆積物からなり，畑村層に不整合に重なる．貝化石，台島型植物化石を多産する（大沢ほか，1977）．権現山層は下限は露出しないが，硬質頁岩からなり，酸性凝灰岩層を挟む．権現山層はN.9～N.10-11帯を指示する浮遊性有孔虫化石を含む（藤岡ほか，1976）．須郷田層は従来N.9～N.10-11帯が認められていたが，最近，石灰質ナンノ化石のNN4-NN5帯が確認され（佐藤ほか，1991），さらにN.8帯の浮遊性有孔虫が発見された．また，東隣大曲地域の主として硬質泥岩からなる大森層（臼田ほか，1978）の上部はNN6帯の石灰質ナンノ化石を含み（佐藤ほか，1991），その下位からはN.8帯の浮遊性有孔虫を産する（城地，1990MS）．

女川層は男鹿半島の同層と同様，板状層理がよく発達した珪質の硬質頁岩を主とし，秋田地域では筑紫森流紋岩（大沢ほか，1981），本荘地域では薬師山玄武岩・二タ又流紋岩（大沢ほか，1977）などの火山岩体を挟む．砂子渕層とその相当層に整合に重なる．広域的に同一の岩相が広がっているが，生層序的上限にはかなりの地域差があり（相田ほか，1986），秋田市付近では珪藻化石帯（Koizumi, 1985）の *Coscinodiscus yabei* 帯（藤岡ほか，1977），本荘地域では *Thalassionema schraderi* 帯に認定されている（伊藤，1983MS）．また，東隣大曲地域では *Denticulopsis dimorpha* 帯の層準で，次に述べる船川層の黒色泥岩が堆積している．

船川層は黒色塊状泥岩を主とし，男鹿半島の同層と同様な岩相を呈する．女川層に整合に重なる．生層序学的には本層の堆積開始時期は，上記のように，地域により異なる．上限は秋田地域では *Denticulopsis kamtschatica* 帯の珪藻化石を含む（小泉・金谷，1977）が，広域的には未確定である．この泥岩の堆積中，安山岩・流紋岩の活動があった（本荘地域の福山安山岩，新山安山岩など）．活動時期は木村（1984，1985），臼田・岡本（1986）の年代測定値によると8Maを中心とする年代に集中している（臼田，1989）．

天徳寺層はおもに塊状シルト岩からなり，砂岩・礫岩・酸性凝灰岩層を挟む．秋田地域南西部の本層下部は砂岩・シルト岩互層，砂岩・礫岩が多い（桂根相）．船川層を整合，一部不整合関係でおおう．秋田地域では本層の基底部に多量の貝化石を含む（大沢ほか，1981）．珪藻化石は，下部は（広義の）*Denticulopsis kamtschatica* 帯，上部は *Denticulopsis seminae* var. *fossilis-D. kamtschatica* 帯にあたり，男鹿半島の船川層の最下部～中部に対比される（小泉・金谷，1977）．天徳寺層堆積中に秋田地域では羽黒山石英安山岩（藤岡ほか，1977），本荘地域では長者屋布石英安山岩（大沢ほか，1977）の活動があり，両者は同層位と考えられている（大沢ほか，1977）．羽黒山石英安山岩のK-Ar年代は3.7Maである

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

（木村，1984，1985）．

笹岡層は主として砂岩，ところにより砂質シルト岩からなる．酸性凝灰岩薄層・礫岩層を挟む．天徳寺層に整合，一部不整合関係で重なる．ほぼ普遍的に大桑・万願寺動物群に属する貝化石を産する．模式地での本層は石灰質ナンノ化石の更新世示準種を含まず，上部鮮新統とみなされている（佐藤ほか，1988）．

4．横手地域

横手地域の第三系は，下位より順に湯の原層，真昼川層，小繋沢層，山内層，相野々層・黒沢層，花山層，大日向山石英安山岩からなる（臼田ほか，1977）．

湯の原層は円礫を含む変質安山岩質凝灰角礫岩からなる．北隣「六郷」地域および南隣「稲庭」地域の本層相当層上部には流理構造の発達した安山岩溶岩・同質凝灰岩（それぞれ信倉沢安山岩部層，朝月山安山岩部層）を伴う（臼田ほか，1976，1981）．化石は未発見で年代資料を欠く．ただし，上位に重なる地層の年代から，本層は漸新～下部中新統であると考えられている（臼田，1989）．

真昼川層はデイサイト・同質凝灰岩，火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩，玄武岩質火砕岩，泥岩などからなり，上部に安山岩溶岩・火砕岩からなる田子内集塊岩部層を伴う．湯の原層に整合に重なる．小繋沢層は砂岩・シルト岩を主とする．東隣「川尻」地域では下位の大石層を整合，一部不整合関係でおおい（大沢ほか，1971），石灰質ナンノ化石によりNN6帯に対比されている（佐藤ほか，1991）が，横手地域ではその下半部が真昼川層の泥岩上部と指交する（臼田ほか，1977）．真昼川層の浮遊性有孔虫化石は米谷（1978）の *Globorotalia peripheroronda/G. quinifalcata* 帯，*G. peripheroacuta/G. miozea*（s. l.）帯に属するものが検出され（臼田ほか，1977），N.9～N.10-11帯が確認されている．また，小繋沢層上部から *Globorotalia iwaiensis, G. lenguaensis*，最上部から *G. continuosa, G. rikuchuensis, G.* cf. *siakensis* が確認されている（臼田ほか，1986）．

山内層は硬質泥岩からなり，真昼川層に整合に重なる．また，東方へと薄化し，砂岩・シルト岩からなる小繋沢層と指交関係にある．山内層からの化石は未検出である．

相野々層は山内層より軟質の黒色泥岩，黒沢層は砂岩・シルト岩からなる．両層とも山内層に整合に重なり，互いに指交関係にあるが，黒沢層の方が層位的に上位を占めて相野々層の東方に分布する．黒沢層最上部のデイサイト質火山砕屑岩（滝の沢凝灰岩部層）のF. T. 年代は8.7Maである（木村，1985）．

花山層は礫岩・砂岩・シルト岩・デイサイト溶岩・同質凝灰岩などからなり，亜炭層を挟む．滝の沢凝灰岩部層から漸移する．隣接地域の本層相当層は三途川植物化石を産する．デイサイトのF. T. 年代は6.9Maである（玉生，1978）．

大日向山石英安山岩はデイサイトの溶岩流からなり，溶岩円頂丘を構成する．K-Ar 年代は3.8Maである（木村，1985）．

5．庄内・新庄地域

庄内地域の第三系は下位より青沢層，草薙層，北俣層，楯山層，丸山層，観音寺層，常禅寺層からなる．新庄地域では下位2層は庄内地域と同じであるが，草薙層より上位は古口層，野口層，中渡層，鮭川層，八向層，毒沢層に区分される（佐藤，1986）．

青沢層は主として玄武岩～玄武岩質安山岩の溶岩・火砕岩からなる．庄内平野地下に分布する本層上部の泥岩はN.10帯に相当する浮遊性有孔虫化石を含む（池辺ほか，1979）．また，貝化石を産出する．下限は不明で層厚は1,200m以上におよぶ．

草薙層は主として硬質シルト岩からなり，酸性凝灰岩・玄武岩質火砕岩を伴う．青沢層に整合に重なる．貧化石であるが，新庄地域の本層中部はCN9帯に対比されることが報告されている（武部ほか，1988）．

北俣層は主として暗灰～黒色泥岩からなり，酸性凝灰岩層を挟む．古口層は新庄地域における相当層である．北俣層中部と古口層上部は放散虫化石 *Thecosphaera japonica* を産し（Nakaseko, 1960），鮮新統である（佐藤，1986）．また北俣層上部は浮遊性有孔虫化石 *Globorotalia orientalis, Neogloboquadrina* aff. *asanoi* を産し，さらに *Orbulina universa* を多産する（佐藤，1986）．

北俣層・古口層の上位には，庄内・新庄地域ともに整合一連の海退層が重なる．このうち庄内地域では常禅寺層まで一貫して海成層からなるが，新庄地域では八向層は非海成層からなり，以後，毒沢層下部に一部海成層を伴うが，主として非海成層からなる．

佐藤（1986）によれば，新庄盆地の野口層中部は浮遊性有孔虫化石 *Neogloboquadrina* aff. *asanoi* を産し，*Orbulina universa* を多産する．それゆえこの層準は庄内地域の北俣層最上部に対比される．浮遊性有孔虫化石は観音寺層まで産出し，米谷（1978）の *Globorotalia ikebei/Orbulina universa* 帯と *Globigerina pachyderma*（dext.）*/Globorotalia orientalis* 帯の境界は楯山層の下部にある．また楯山層下部から観音寺層中下部までは *Globigerina pachyderma*(dext.)/*Globorotalia orientalis* 帯に相当する．それゆえ楯山層は中部鮮新統であり，丸山層・観音寺層中下部は上部鮮新統である．観音寺層中上部と常禅寺層下部は大桑・万願寺動物群に属する貝化石

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

を含む（Ogasawara and Naito, 1983）．このうち観音寺層中部の化石帯は *Turritella saishuensis motidukii* Biozone（小高・小笠原，1977）に相当し，後期鮮新世～初期更新世におよぶと推定されている．

新庄地域では *Orbulina universa* の産出状況から中渡層中部は庄内地域の丸山層上部より下位の層準に対比されている（佐藤，1986）．また花粉層序と古地磁気層序をもとに，八向層上部から毒沢層は松山逆磁極期に相当すると判断されている（佐藤，1986）．

古地理・古環境の変遷

以上のような層位学的知識にもとづいて古地理の変遷を推定した（Fig. 3）．以下にその概要を古環境の変化とともに，中期中新世前期，中期中新世中期，後期中新世前期，後期中新世後期～鮮新世初期，後期鮮新世の5期について述べる．

1．中期中新世前期（16～15Ma）

秋田・山形地域で生層位を確定できる最古の層準は石灰質ナンノ化石帯のNN4帯（佐藤ほか，1991），浮遊性有孔虫のN.8帯である．この層準は秋田地域の鵜養層下部，本荘地域の須郷田層・大森層，大館地域の大葛層下部で確認されている．男鹿半島で大型有孔虫 *Miogypsina, Operculina* を産する西黒沢層は，南岸においてその中上部にN.9帯に対比される *Globorotalia peripheroronda/Globorotalia quinifalcata* 帯が検出されているので（Saito and Maiya, 1973），同層下部はN.8帯に対比される可能性がある．

西黒沢階の有孔虫は *Miogypsina, Operculina* の大型有孔虫や，*Ammonia tochigiensis, Nonion kidoharaensis* などの底生有孔虫の，亜熱帯性浅海性群集からなる．それゆえ当時の海は浅海であったと考えられがちである．しかし，鵜養層下部では *Alabamina japonica, Uvigerina proboscidea, Virgulinella miocenica, Globobulimina* sp., *Nonionella miocenica, Florilus* cf. *labradoricum* など，大陸斜面上部とみられる群集を産し，さらに同層と一部指交する砂子渕層は *Hanzawaia tagaensis, Elphidium* spp., *Cibicides* spp., *Cassidulina* cf. *margareta, Brizalina marginata* などを多く含む大陸棚外部の群集を産する（的場，1981）．また，秋田県北鹿地方のこの時期の堆積物は大陸斜面中部の群集を産する（Kitazato, 1979）．それゆえこの時期に日本海にはすでにかなり深い海が存在し，海底は著しく起伏に富んでいた（的場，1981）．

ところで，須郷田層（N.8～N.10）の底生有孔虫は下部では *Ammonia, Elphidium, Rosalina, Buccella, Quinqueloculina* など大陸棚内部の群集であるが，上部は *Uvigerina, Angulogerina, Stilostmella* を主とする半深海性の群集に急激に移化する（的場，1981）．このことは出羽丘陵が急速に沈降に転じたことを意味している．佐藤ほか（1991）によれば，沈降に転じた時期は石灰質ナンノ化石帯NN5/NN6境界と一致し，約13.2Maである．また，この境界で庄内地域の青沢層や秋田油田地域の玄武岩を含む「秋田－庄内油田系列玄武岩」（佐藤ほか，1991）の活動が終息しており，この時期に本地域では大きな環境変動があったとされている．

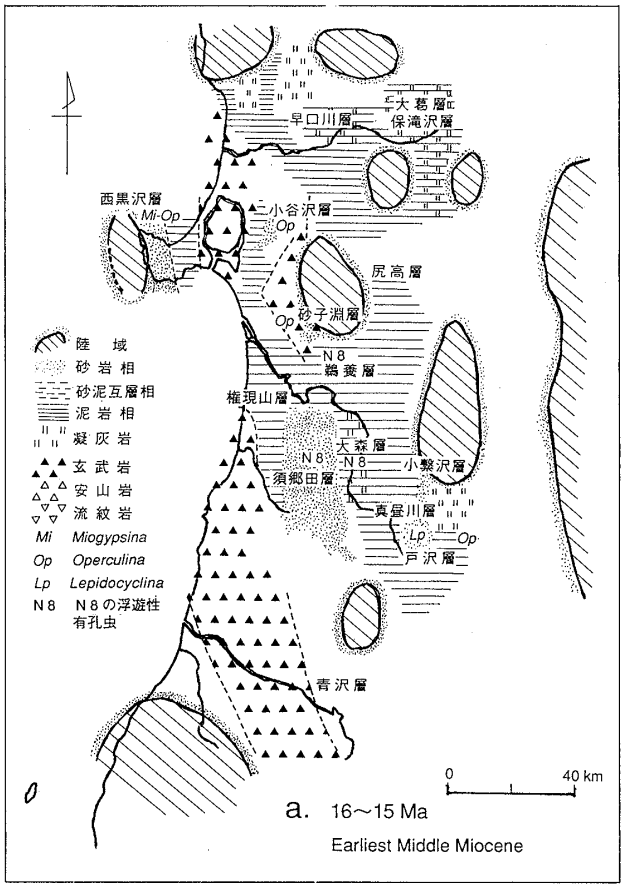


Fig. 3 a Neogene paleogeographic maps in the region of Akita and Yamagata Prefectures (a).

2．中期中新世中期（13～12Ma）

この時代は男鹿半島の女川層下部に代表される地層の堆積期で，秋田地域北部には大葛層上部・大滝層など，火山岩類を伴う地層が分布するが，横手地域の山内層，山形地域の草薙層など，秋田・山形地域の全域に板状層理が発達した硬質頁岩が斉一的に堆積した．臼田（1989）の等層厚線図によれば，秋田地域におけるこの時期の堆積物の堆積中心は現在の海岸線付近にある．

この時代には，それまでの暖流系浮遊生有孔虫群は全く姿を消し，*Globorotalia pseudopachyderma, Globigerina*

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

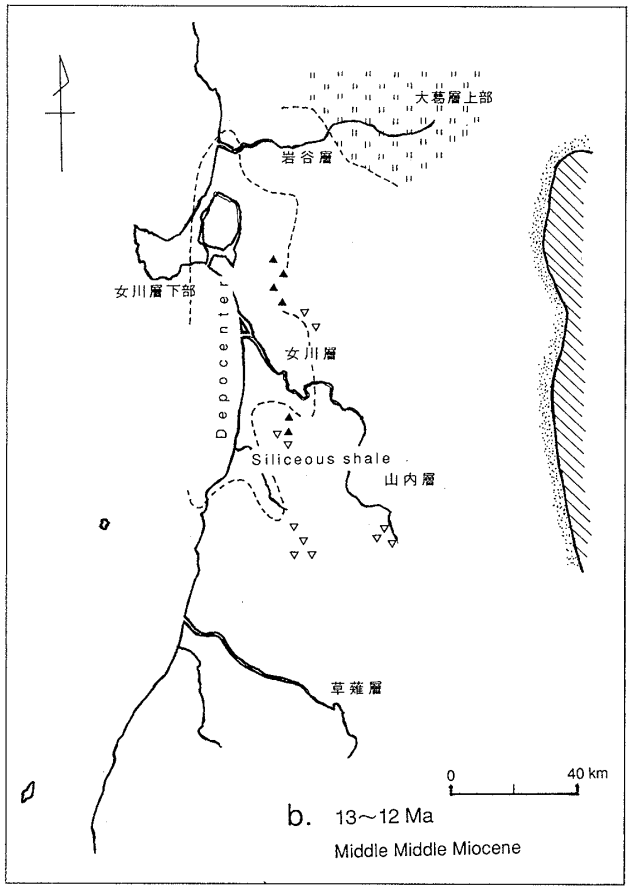


Fig. 3 b Neogene paleogeographic maps in the region of Akita and Yamagata Prefectures (b).

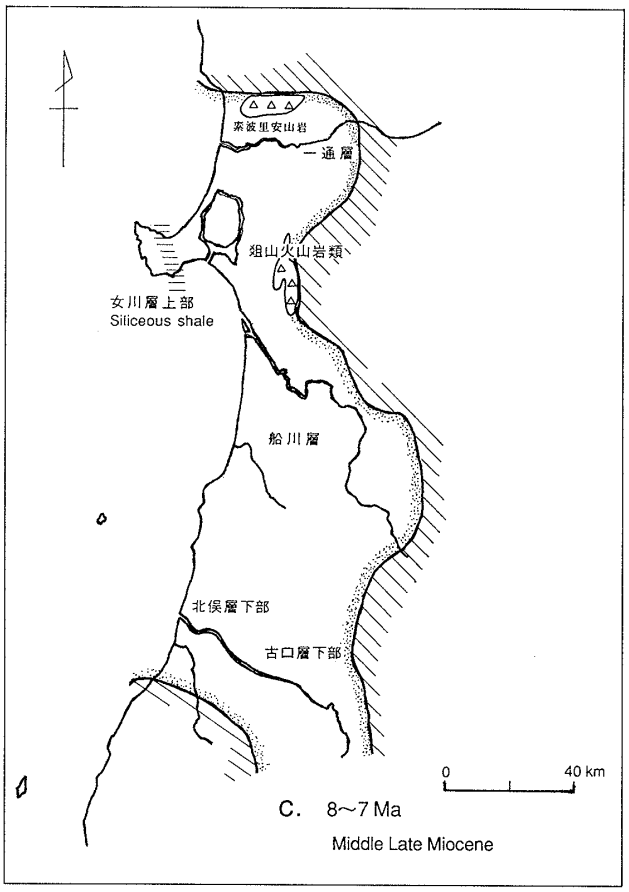


Fig. 3 c Neogene paleogeographic maps in the region of Akita and Yamagata Prefectures (c).

woodi, G. falconensis など，寒流系の群集に入れ代わってしまう（米谷，1978；的場，1978，1981）．このことから，日本海は南部で太平洋と切り離され，北方に開いた大きな湾入を呈していたと考えられる．この状態は基本的には以後一貫して維持されている．浅野・高柳（1966）はこれを古日本湾と命名した．男鹿半島の女川層は底生有孔虫 *Martinottiella communis, Goesella* sp., *Spirosigmoilinella compressa* などを産し，中部漸深海帯下部－下部漸深海帯の水深を示す（Matoba *et al.*, 1990）．

3．後期中新世前期（8～7Ma）

この時代は男鹿半島の女川層上部，秋田市地域の船川層下部相当層の堆積期に当たる．山形地域の出羽丘陵西部（庄内地域）では北俣層下部，東部（新庄盆地）では古口層下が堆積した．男鹿半島では前の時代から引き続いて硬質頁岩が堆積したが，他では黒色塊状泥岩が卓越する．ただし，脊梁山脈付近（横手地域）では浅海堆積相（黒沢層）を示し，粗粒化するとともに斜交葉理が発達している（臼田ほか，1977）．また横手地域の相野々層・黒沢層は黒沢化石動物群とよばれる貝化石を多産する．これは塩原・耶麻動物群に対応する群集であるとされている（高安ほか，1986）．

当時の海岸線の位置については，なお特定するための根拠が不足している．しかし，大館地域の遠部層は下位のすべての地層を不整合関係で覆うほか，北方および東方脊梁地域の同層はカルデラの形成に関連した火砕物と湖成層からなると考えられている（伊藤ほか，1989）．それゆえ，遠部層堆積前の後期中新世にはかなり広い範囲が離水しており，その状態は基本的に遠部層堆積期にも維持されたと推定される．また上に述べたように，秋田地域南部の脊梁西縁部は浅海化の傾向を示している．それゆえ海岸線は前の時代よりかなり西側に移動していたと考えられる．

4．後期中新世後期～鮮新世初期（6～5Ma）

この時代は男鹿半島の船川層下部，秋田市地域の天徳寺層下部層の堆積期である．出羽丘陵では，秋田・山形両地域で前の時代から引き続いて船川層（本荘地域），北俣層（庄内地域），古口層（新庄盆地）が堆積した．これらは主として塊状泥岩からなるが，秋田地域北部と

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

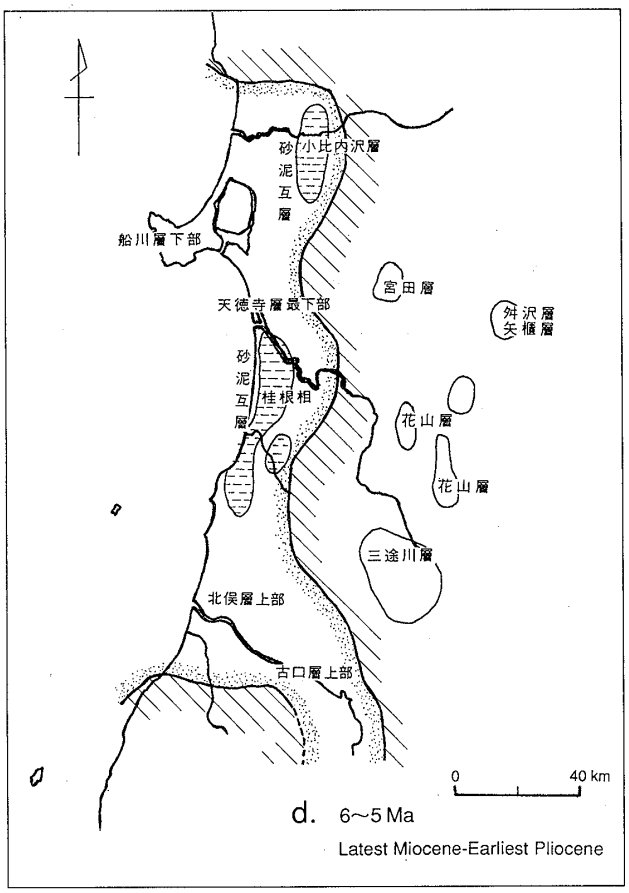


Fig. 3 d Neogene paleogeographic maps in the region of Akita and Yamagata Prefectures (d).

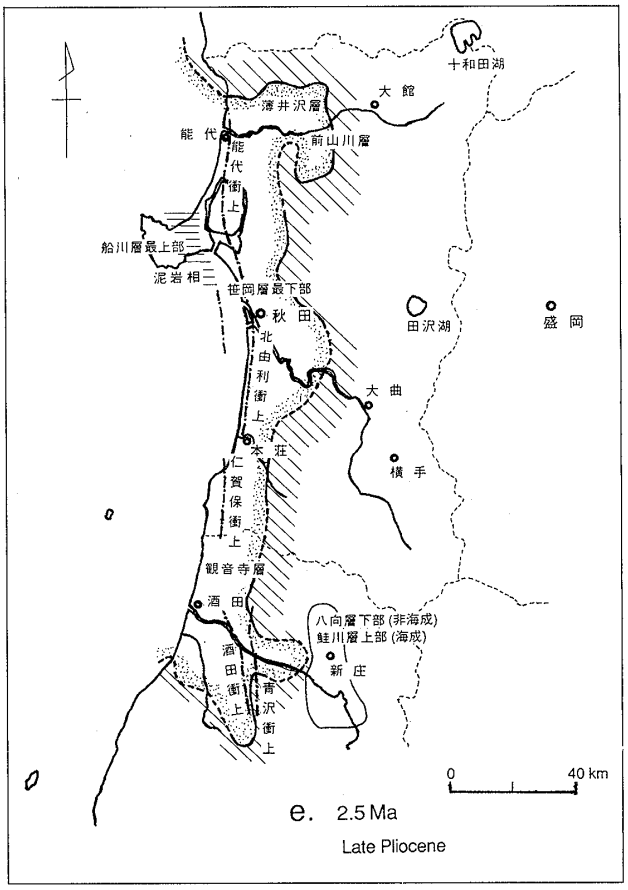


Fig. 3 e Neogene paleogeographic maps in the region of Akita and Yamagata Prefectures (e).

秋田市街地南方の現海岸付近には砂泥互層が堆積した（それぞれ小比内沢層，天徳寺層の桂根相）．大館地域の遠部層は一部海成層を含むが，より北方および東方脊梁地域の同層は，上に述べたように，非海成層である．また，横手地域の花山層は，周辺に分布する宮田層・三途川層などとともにカルデラの形成に関連した湖成層であると考えられている（伊藤ほか，1989）．以上のようにこの時代には脊梁地域はほぼ完全に陸化し，海岸線はさらに西側に移動した．

5．後期鮮新世（2.5Ma）

この時代は男鹿半島の船川層上部，秋田市地域の笹岡層下部層の堆積時にあたる．秋田地域北部では薄井沢層・前山川層が，山形地域では観音寺層（庄内地域）・八向層（新庄地域）が堆積した．八向層は非海成層であり，出羽丘陵の主部は陸化していた．また出羽丘陵の隆起を反映して笹岡層と相当層は砂岩を主とする浅海堆積相を示し，大桑・万願寺動物群を特徴づける貝化石を産する．当時の海岸線はさらに西側に移動し，ほぼ現海岸線と平行に配置していたと推定される．

この頃男鹿半島では，本州側とは対照的に船川層の泥岩相と，引続き砂泥互層からなる更新統北浦層が堆積した．船川層は底生有孔虫化石 *Miliammina echigoensis, Martinottiella nodulosa* その他を，そして北浦層は *Uvigerina akitaensis, Epistominella pulchella, Hopkinsina wakimotoensis* などを含み，それぞれ中部漸深海帯，上部漸深海帯の水深を示す（Matoba *et al.*, 1990）．男鹿半島と本州との間のこの顕著な対照性は，本地域の現海岸線付近を南北に走る北由利衝上断層系（大沢ほか，1989）を境として，本州側が全般的に隆起したためであると考えられる．

この時代に前後する頃（中新世末期～更新世初期）の浮遊性有孔虫化石は *Orbulina universa, Globorotalia ikebei, G. inflata*（s. l.）, *G. orientalis* などを含む暖流系種を間欠的に産出する（米谷，1978）．このことにもとづき的場（1978）は日本海の南部のおそらく対馬海峡付近で陸地が間欠的に切れ，そこを通って暖流系の表層水が流入したと考えた．このことは本州側の天徳寺階の貝類化石が *Glycymeris echigoensis, Umbonium akitanum,*

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

Omphalius sp., *Oliva mustelina* などの温暖系種と *Astarte, Swiftopecten, Clinocardium, Serripes, Mercenaria* 属の種で示唆される冷温要素が混在していることと調和的である（高安・小笠原，1986）．

むすび

近年の層位学的知識にもとづいて秋田・山形地域の中新世～鮮新世における古地理の変遷について述べた．本地域では中新世前期の末期に海水の広範な進入があり，起伏に富む海底からなる海域が出現した．この海は中期中新世前期の中ごろに出羽丘陵が急速に沈降して，全域が沈水した．引き続く中期中新世中期には日本海は北方のみに開いた海域となり，主として寒流が支配的な海となる．その後，後期中新世に脊梁山脈が，ついで鮮新世に出羽丘陵が隆起に転じ，海岸線は順次西側に移動した．

以上のような古地理変遷の中で，本地域では男鹿半島地域の浅海化の遅れが特徴的である．すなわち，男鹿半島地域で大陸棚の底生有孔虫群集が出現するのは鮪川層以降であり（Matoba *et al.*, 1990），更新世中期以後のことである．また本州との間にある八郎潟では完新世にも顕著な沈降を続けている（白石，1990）．このような特殊な堆積場の成因については現在のところ定説はなく，今後，多方面からの検討が期待される．

謝辞 本研究をまとめるにあたり，宇都宮大学相田吉昭助教授には柱状図の作成において多大の御尽力をいただいた．ここに厚く御礼申し上げる．

文献

相田吉昭・的場保望・高安泰助，1986：秋田油田地域における女川層層準の岩相変移（演旨）．日本地質学会東北支部会報，no. 16, 17-18.

浅野　清・高柳洋吉，1986：化石有孔虫からみた日本海域の古地理．日本地質学会・日本岩石鉱物鉱床学会・日本鉱山地質学会・日本鉱物学会連合学術大会総合討論会資料「日本海地域の地学的諸問題」，29-35.

Chinzei, K., 1973：Omma-Manganzi molluscan fauna in the Futatui area, northern Akita, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 90, 81-94.

雁沢好博，1983：フィッション・トラック法によるグリーン・タフ変動の年代区分　その2－富山県太美山地域－．地質雑，**89**，271-286..

————，1987：東北本州弧内帯の白亜紀－第三紀火山岩のフィッション・トラック年代．地質雑，**93**，387-401.

平山次郎・角　清愛，1963：5万分の1地質図幅「鷹巣」および同説明書．地質調査所，90p.

半沢正四郎，1954：日本地方地質誌　東北地方．朝倉書店，368p.

藤岡一男，1959：5万分の1地質図幅「戸賀・船川」および同説明書．地質調査所，61p.

Huzioka, K., 1964：The Aniai flora of Akita Prefecture, and Aniai-type floras in Honshu, Japan. *J. Min. Coll. Akia Univ., Ser. A*, **3**, 1-105.

藤岡一男・井上　武・加納　博・高安泰助・本多朔郎・狩野豊太郎，1954：男鹿半島の地質．日本地質学会秋田部会地質見学案内書，30p.

————・大沢　穠・池辺　穣，1976：羽後和田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，65p.

————・————・高安泰助・池辺　穣，1977：秋田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，73p.

池辺　穣・大沢　穠・井上寛生，1979：酒田地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，42p.

井上　武・乗富一雄・上田良一・臼田雅朗，1973：5万分の1秋田県総合地質図幅「大館」および同説明書．秋田県，94p.

伊藤正樹，1983MS：秋田県羽後和田不動滝背斜西翼の女川層について．秋田大鉱山鉱山地質卒論.

Ito, T., 1981：Superposition of the Cenozoic two fold systems in the northwest Akita Region, Northeast Japan. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec.* 2, **20**, 295-343.

伊藤谷生・歌田　実・奥山俊一，1989：東北日本脊梁地域に分布する中新世後期～鮮新世のカルデラ群について．地質学論集，no. **32**, 409-429.

城地琴博，1990MS：秋田県南部，出羽丘陵東部の地質－とくに畑村層・須郷田層の層位関係と各種動物化石群による層位・古環境の検討－．秋田大鉱山鉱山地質修士論文.

木村勝弘，1984：絶対年代測定による標準層序の研究．昭和58年度石油開発技術センター年報，25-26.

————，1985：油田地域における基盤の地史的な構造変化の研究．昭和59年度石油開発技術センター年報，16-18.

————，1986：層位関係と放射年代からみた男鹿，秋田と本荘－湯沢地域の中・下部第三系の年代層位区分．北村　信教授記念地質学論文集，167-173.

Kitazato, H., 1979：Marine paleobathymetry and paleoto-

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

pography of the Hokuroku district during the time of the Kuroko deposition, based on foraminiferal assemblages. *Mining Geol.*, **29**, 207-216.

Koizumi, I., 1985：Diatom biochronology for late Cenozoic northwest Pacific. *J. Geol. Soc. Japan*, **91**, 195-211.

小泉　格・金谷太郎，1977：男鹿半島と秋田市北方丘陵における新第三系の対比．藤岡一男教授退官記念論文集，401-412.

————・的場保望，1989：西黒沢階の上限について．地質学論集，no. 32, 187-195.

小高民夫・小笠原憲四郎，1977：日本海沿岸の *Turritella* Zone. 藤岡一男教授退官記念論文集，345-351.

米谷盛壽郎，1978：東北日本油田地域における上部新生界の浮遊性有孔虫化石層序．池辺展生教授記念論文集，日本の新生代地質，35-60.

Maiya, S., Saito, T., and Sato, T., 1976：Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of Northwest Pacific sedimentary sequences. *In* Takayanagi, Y., and Saito, T. (eds.), *Progress in Micropaleontology, Spec. Publ. Micropaleont.*, 395-422.

Maruyama, T., 1984：Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequence on the Pacific side of northeast Japan, with referrence to DSDP Hole 438A (Part 2). *Sci. Rep. Tohoku Univ., ser.* 2, **55**, 77-140.

的場保望，1978：底棲および浮遊性有孔虫からみた日本海の古環境の変遷．月刊海洋科学，**10**, 269-277.

————, 1981：有孔虫からみた中新世中期頃の日本海．化石，no. 30, 79-85.

————，小泉　格，1986：西黒沢階の上限について．日本地質学会東北支部会報，no. 16, 15-16.

Matoba, Y., Tomizawa, A., and Fukasawa, K., 1990：Neogene and Quaternary sedimentary sequences in the Oga Peninsula. *Guidebook for field trip No. 2, Oga Peninsula, Benthos '90, 4th Int. Symposium on benthic foraminifera*, 62p.

Minato, M., Gorai, M., and Hunahashi, M., (eds.), 1965：*The geologic developement of the Japanese Islands*. Tsukiju-shokan, 442p.

Nakaseko, K., 1960：Applied micropaleontological research by means of Radiolarian fossils in the oil bearing Tertiary, Japan (Part2). *Sci. Rep. Coll. Gen. Educ. Osaka Univ.*, **9**, 145-185.

西村　進・石田志郎，1972：Fission-Track 法による男鹿半島新第三系の凝灰岩の年代決定．岩鉱，**67**, 166-168.

尾田太良，1986：新第三紀の微化石年代尺度の現状と問題点－中部および東北日本を中心として－．北村信教授記念地質学論文集，297-312.

Ogasawara, K., and Naito, K., 1983：The Omma-Manganzian molluscan fauna from Akumi-gun,Yamagata Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Mus. Nat. Hist., Res. Bull.*, no. 51, 41-56.

小笠原憲四郎・尾田太良・堀越　叡，1986：島孤横断ルート　no. 13, 地質図・地質断面図および同説明書．北村　信編「新生代東北本州弧地質資料集」第2巻，宝文堂，16p.

大沢　穠・池辺　穣・平山次郎・粟田泰夫・高安泰助，1984：能代地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，91p.

————・加納　博・丸山孝彦・土谷信之・伊藤雅之・平山次郎・品田正一，1981：太平山地域の地質．地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地質調査所，69p.

————・高安泰助・池辺　穣，藤岡一男，1977：本荘地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，54p.

————・土谷信之・片平忠実・菊地芳朗・大口健志，1989：秋田県南部－山形県北部油田地帯の深部地質構造．地質学論集，no. 32, 133-142.

————・————・角　清愛, 1983：中浜地域の地質．地域地質研究報告（5万分の1地質図幅），地質調査所，62p.

Saito, T., and Maiya, S., 1973：Planktonic foraminehera of the Nishikurosawa Formation, Northeast Honshu, Japan. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N. S.*, no. 91, 113-125.

佐々木充男・平山晴彦，1983：釈迦内鉱山南部の石炭質ナンノ化石層序．鉱山地質，**33**, 253-257.

佐藤雅之，1985MS：秋田油田女川層およびその相当層の珪藻化石層序．秋田大鉱山鉱山地質修士論文.

佐藤比呂志，1986：東北地方中部地域（酒田－古川間）の新生代地質構造発達史（第Ⅰ部）．東北大地質古生物研邦報，no. 88, 1-32.

佐藤時幸・馬場　敬・大口健志・高山俊昭，1991：日本海側における海成下部中新統の発見と東北日本の台島期－西黒沢期における環境変動．石技誌，**56**, 263-279.

————・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗，1988a：日海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序，

NII-Electronic Library Service

The Geological Society of Japan

その3，秋田地域および男鹿半島．石技誌，**51**, 199-212.

————・————・————・————・亀尾浩司，1988b：日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序，その4，総括－太平洋側および鮮新統／更新統境界の模式地との対比．石技誌，**53**, 475-491.

白石建雄，1990：秋田県八郎潟の完新世地史．地質学論集，no. 36, 47-69.

鈴木達郎，1980：男鹿半島第三紀火山岩類に関するfission track年代．地質雑，**86**, 441-453.

高安泰助・小笠原憲四郎，1986：秋田県内の貝類化石層序．高安泰助監修秋田油田地域新第三系・第四系貝類化石図鑑，69-78.

————・————・島本昌憲・的場保望，1986：秋田油田地域の層序と貝類化石産地．高安泰助監修秋田油田地域新第三系・第四系貝類化石図鑑，9-68.

武部晃充・佐藤比呂志・岡田尚武・小笠原憲四郎・尾田太良，1988：新庄盆地北縁の新第三系の層序．日本地質学会第95年学術大会講演要旨，142.

玉生志郎，1978：フィッショントラック法による東北日本第三系の年代測定－秋田県男鹿半島，岩見三内地域，岩手県陸中川尻焼石岳地域－．地質雑，**84**, 489-503.

臼田雅郎，1989：秋田県南部の地質構造発達史．地質学論集，no. 32, 57-80.

————・岩山勝男・井上　武・乗富一雄，1975：5万分の1秋田県総合地質図幅「岩舘・中浜」および同説明書．秋田県，55p.

————・北村　信・岡本金一・大槻憲四郎，1986：島弧横断ルートNo. 18，地質図・地質断面図および同説書．北村　信編「新生代東北本州弧地質資料集」第2巻，宝文堂，14p.

————・村山　進・岡本金一・白石建雄・高安泰助・乗富一雄・狐崎長琅・山脇康平，1981：5万分の1秋田県総合地質図幅「稲庭」および同説明書．秋田県，109p.

————・————・白石建雄・伊里道彦・井上　武・乗富一雄，1977：5万分の1秋田県総合地質図幅「横手」および同説明書．秋田県，97p.

————・————・————・高安泰助・乗富一雄，1978：5万分の1秋田県総合地質図幅「大曲」および同説明書．秋田県，100p.

————・岡本金一，1986：秋田県南部における新第三紀火山岩類のK-Ar年代と新第三系の対比．北村信教授記念地質学論文集，595-608.

————・白石建雄・岩山勝男・秋本義人・井上　武・乗富一雄，1976：5万分の1秋田県総合地質図幅「六郷」および同説明書．秋田県，70p.

（要　旨）

白石建雄・的場保望，1992：秋田・山形地域における新第三系の層序と古地理・古環境．地質学論集，37, 39-51.
（Shiraishi, T. and Matoba, Y., 1992：Neogene paleogeography and paleoenvironment in Akita and Yamagata Prefectures, Japan Sea side of northeast Honshu, Japan. ***Mem. Geol. Soc. Japan*, 37, 39—51.**）

秋田・山形地域の新生界の層位学的研究成果にもとづいて，新生代の古地理・古環境の変化を考察した．秋田・山形地域には，前期中新世末に海水が広範に進入した．この時期の海底は非常に起伏に富んでいたが，中期中新世前期の中頃に出羽丘陵が急速に沈降して，全域が沈水した．引き続く中期中新世中期には日本海は主として北方のみに開いた海となり，以後この状態が基本的に維持された．海岸線は，その後，後期中新世に脊梁山脈が，そして鮮新世に出羽丘陵が隆起に転じたため，順次西側に移動し，あわせて浅海堆積相が支配的になる．しかし，男鹿半島地域で大陸棚の底生有孔虫群集が出現するのは中部更新統鮪川層以上のことであり，この地域における浅海化の遅れが明かになった．

NII-Electronic Library Service