

青森県津軽半島中西部の新第三系の層序と放散虫・珪藻化石

本山 功*・丸山俊明**

MOTOYAMA Isao and MARUYAMA Toshiaki (1995) Neogene stratigraphy, radiolarians and diatoms of the central western part of the Tsugaru Peninsula, northern Honshu, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 46 (7), p. 333-374, 12figs., 12tables., 2plates.

Abstract: The Neogene strata in the central western part of the Tsugaru Peninsula, northern Japan, are characterized by the following major lithofacies in ascending order: pyroclastic rocks, siliceous argillaceous rocks, and coarse clastic sediments. These strata are moderately folded, forming the Yotsudaki Dome and Kodomari Syncline with a NW-SE trend in the northern part of the studied area, and the Hakamagoshidake Dome with a N-S trend in the southern part. The Imaizumi Syncline with a NE-SW trend is formed between the Yotsudaki and Hakamagoshidake Domes.

The lowest pyroclastic rock sequence, comprising the Lower to lower Middle Miocene, is divided into four formations: Gongenzaki, Isomatsu, Fuyube and Nagane Formations. Subaerial altered andesite and tuff breccia of the Gongenzaki Formation are unconformably overlain by conglomerate, pyroclastic flow, and sandstone with marine molluscan fossils of the Isomatsu Formation deposited during the initial transgression. The Fuyube Formation, resting on the Isomatsu Formation, consists mainly of andesitic tuff and tuff breccia with occasional lava flows, and grades upward into green colored sandstone of the Nagane Formation. In the Hakamagoshidake Dome region, the Nagane Formation consists mainly of basalt intercalated with occasional green sandstones and hard mudstones. Both the Fuyube and Nagane Formations contain marine molluscs.

The succeeding siliceous argillaceous rocks of Middle to Late Miocene age are divided into two formations, the Kodomari and Fudonotaki Formations, in ascending order. The Kodomari Formation is characterized by hard mudstone with a little diatomaceous mudstone. A thick rhyolitic tuff bed with lavas, the Ota Tuff Member, forms a useful marker in the middle part of the Kodomari Formation. The Fudonotaki Formation is predominantly composed of diatomaceous mudstone and carries a distinctive debris flow bed in its uppermost horizon. The facies boundary of the hard mudstone and the diatomaceous mudstone of these two formations is diachronous, presumably due to diagenetic processes.

The Fudonotaki Formation is followed by a formation of predominantly coarse clastic sediments, termed the Misogasawa Formation, and represents the uppermost

* 科学技術特別研究員 (海洋地質部)

** 山形大学理学部

Keywords : Neogene, Radiolaria, Diatom, Aomori Prefecture, Japan, sediment accumulation rate, hiatus

Miocene and Pliocene. The formation consists of sandstone and sandy mudstone with an intercalated acidic tuff bed, the Upper Nihonmatsu Tuff Member, in its middle part.

Chronostratigraphic analyses of siliceous microfossils, radiolarians and diatoms, demonstrate that the sedimentation rate of the diatomaceous mudstones of the Fudonotaki Formation differs distinctly from place to place. The mudstone between the first occurrence datum of *Denticulopsis katayamae* and the last consistent occurrence datum of *Lychnocanoma magnacornuta*, spanning 250 kiloyears, is 74 m in thickness at the Kodomari section in the northwestern edge of the study area, whereas it is represented by a 3.5 m thick glauconitic mudstone at the Jusanko section, 14 km southeast from the former section. The interval with low sedimentation rate is correlative with hiatuses that occur at a horizon near 8.5 Ma in many onshore sections over middle to northern Japan. Gravity deposits, including slump and debris flow deposits, of the Kodomari and Fudonotaki Formations near the Kodomari section, indicate slopes which were placed between the two sections at that time and that the Kodomari section was situated at a topographic low. This submarine topography would have had a regional effect on the nature of sedimentation between the two sections if a bottom current had been intensified at about 8.5 Ma.

要 旨

青森県津軽半島中西部に分布する新第三系の層序を明らかにした。また、放散虫および珪藻化石を検討し、本地域新第三系の年代を明らかにした。本地域の新第三系は、下位より権現崎層・磯松層・冬部層・長根層・小泊層・不動滝層および味噌ヶ沢層の7層に区分される。下部中新統～中部中新統最下部に当たる権現崎層・磯松層・冬部層および長根層は、主に変質した緑色の火砕岩と火山岩および砂岩からなる。小泊層と不動滝層は中部中新統～上部中新統を構成する。小泊層は硬質泥岩を主体とし、その中部には太田凝灰岩部層が挟在する。不動滝層は主に珪藻質泥岩からなる。上部中新統上部～鮮新統に相当する味噌ヶ沢層は主として砂岩と砂質泥岩からなる。放散虫および珪藻化石の分析により、十三湖付近に露出する不動滝層中に堆積速度が著しく低下する層準が検出された。この堆積停滞層準は25万年間におよび、北陸から北海道まで広い範囲に認められる8.5 Ma頃のハイエタスに対比される。同時に、この現象は津軽半島中西部地域の南部に限られることから、当時の局地的な海底地形を反映したものと考えられる。

1. はじめに

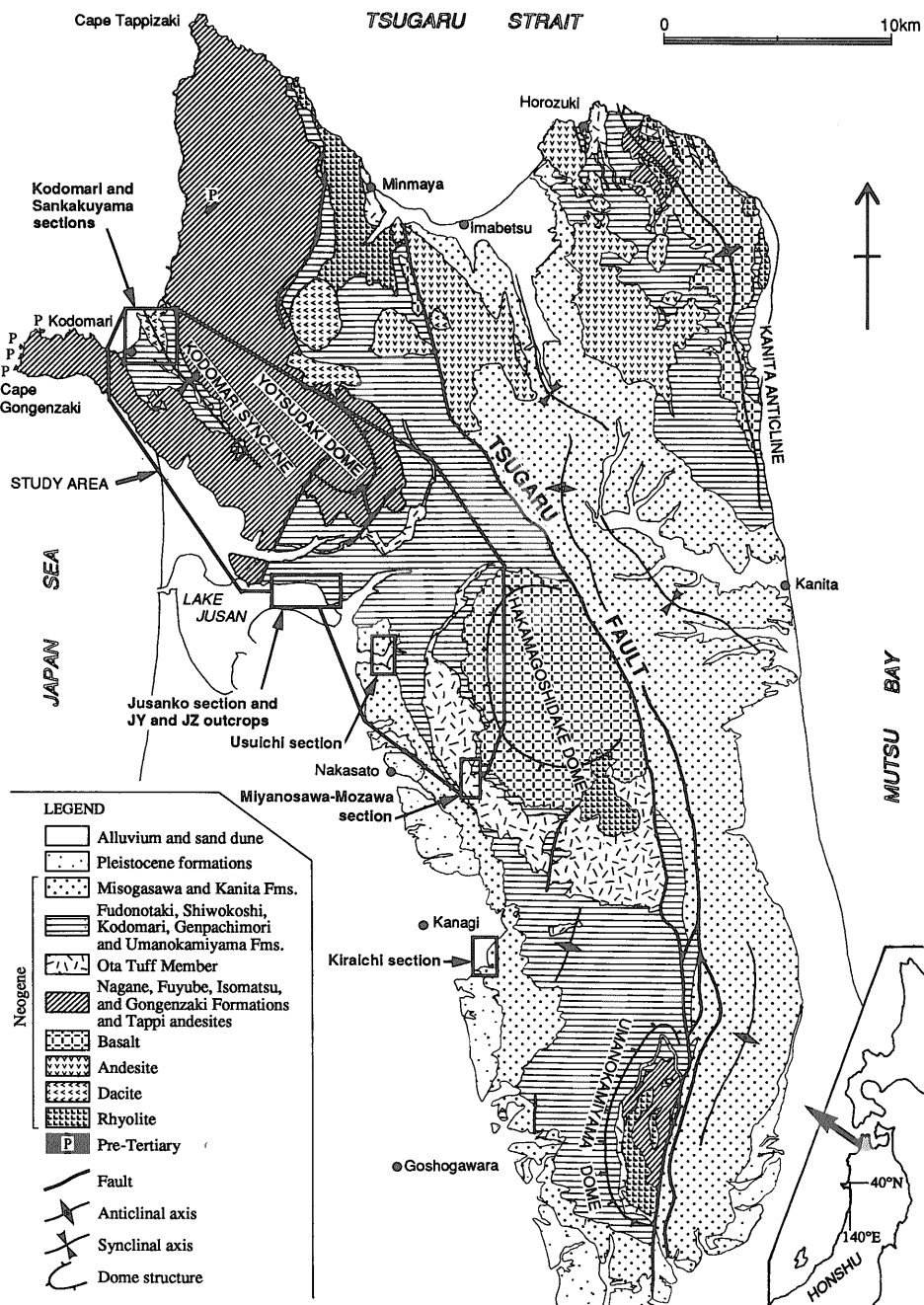
青森県津軽半島には日本海側油田地域に共通する新第三系が分布し、1920年代末以来、油田調査・青函トンネル建設・図幅調査・構造発達史・軟体動物化石など多方面からの研究がなされてきた。しかし、最近まで微化石

層序を主題とした研究はされてこなかった。このため、津軽半島における新第三系の地質年代や対比は、もっぱら岩相や少数の放射年代、散点的な微化石のデータに依存してきた。

津軽半島中西部は、半島内で最も完全な新第三系の層序が観察できる地域であり、そこには新第三系の最下部層から最上部層の下半部におよぶ地層が露出する(第1, 2図)。そのうちの中～上部中新統は主に硬質泥岩・珪藻質泥岩などの珪質堆積物からなるため、その年代決定や対比には、とくに放散虫・珪藻などの珪質微化石が役立つと考えられる。それら微化石層序の検討結果はすでに一部が公表され、新しい化石帯の設定も行われている(本山, 1992)が、その詳細は十分明らかにされていない。本論では、津軽半島北西部の小泊付近から半島中部の中里付近にかけて分布する新第三系の岩相層序と地質構造の記載に主眼を置き、さらに、新たな試料も加えて放散虫および珪藻化石の産出リストを提示して、地質年代について改めて総括した。また、生層序分析の結果により明らかになった上部中新統中の堆積の停滞イベントについても詳しく議論する。

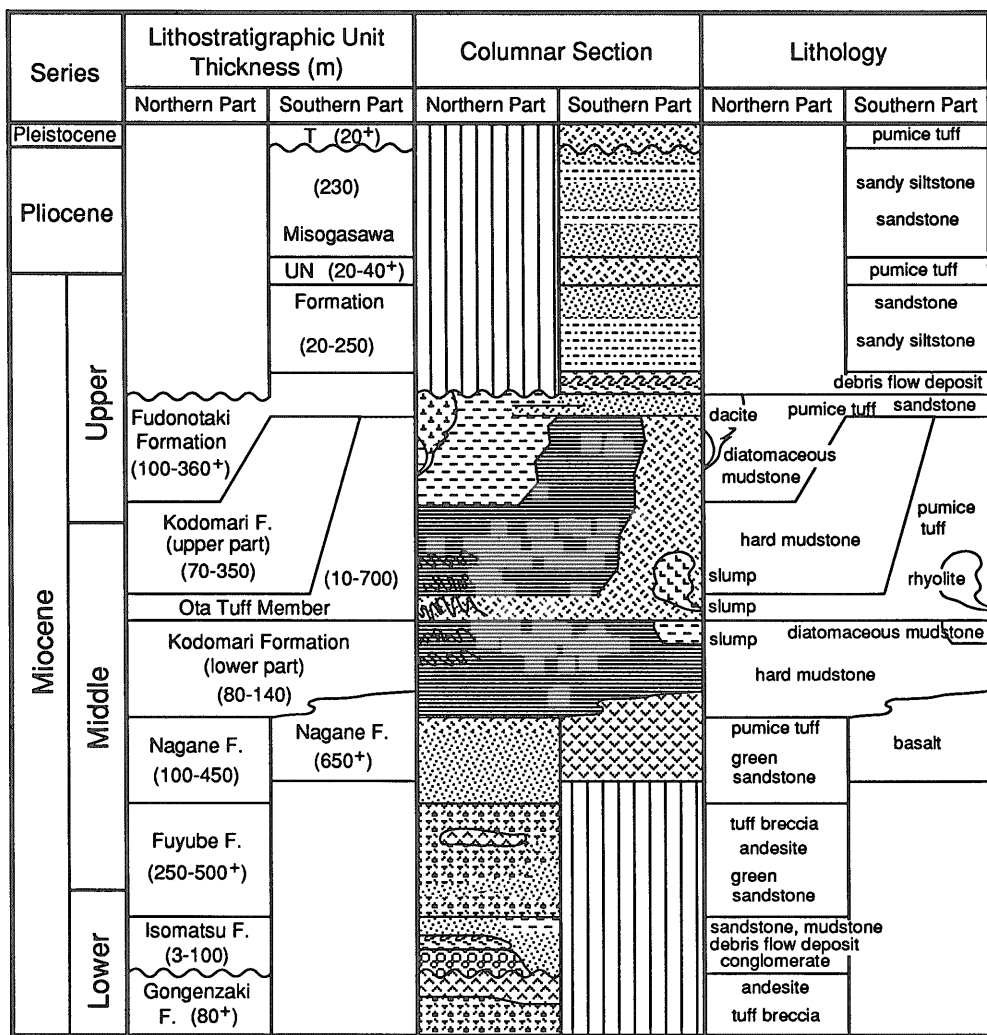
2. 研究史

津軽半島の層位学的研究は、油田調査を目的とした飯塚(1930)に始まる(第3図)。飯塚は津軽半島南部地域(調査地域外)の層序を系統立て、新第三系を下部より緑色凝灰岩からなる大戸瀬統、頁岩からなる馬ノ神山層、黒色頁岩からなる源八森層^{げんぱちもり}、頁岩・珪藻質泥岩互層から



第1図 津軽半島の地質概略図。太田ほか (1957), 斎藤・上村 (1957), 対馬・上村 (1959)・上村ほか (1959), 藤井 (1966, 1981), 通商産業省資源エネルギー庁 (1989) および本研究より編集。調査範囲と試料採取セクションの位置を示す。

Fig. 1 Simplified geological map of the Tsugaru Peninsula (compiled from Ota *et al.*, 1957; Saito and Uemura, 1957; Tsushima and Uemura, 1959; Uemura *et al.*, 1959; Fujii, 1966, 1981; MITI, 1989; and this study), showing the location of the study area and the sections examined for radiolarian and diatom biostratigraphy in this study.



T= Tsurugasaka Formation
UN= Upper Nihonmatsu Tuff Member

第2図 新第三系の層序。

Fig. 2 Stratigraphy of the Neogene sequence in the study area.

なる大川目沢層, 珪藻質泥岩からなる不動滝層, 砂岩よりなる磯山田層および田澤森山層, 凝灰岩からなる鶴ヶ坂層に区分した。津軽半島北部の新第三系の層序は, 猪鹿倉 (1931), Nomura and Hatai (1936) および Kotaka (1955) により, 東北大学の卒業論文を紹介するかたちでその概要が示された。一方, 青森県全域の地下資源調査に関連して津軽半島の層序や地質構造の全体像が明らかにされた(青森県, 1949, 1954)。1950年代後半になると地質調査所による津軽半島北部一帯の5万分の1図幅調査が集中して行われ, この地域の地質が統一的に理解

された(太田ほか, 1957; 斎藤・上村, 1957; 対馬・上村, 1959; 上村ほか, 1959)。それによると新第三系は下部から, 変質した安山岩および凝灰岩からなる権現崎層, 礫岩・砂岩および泥岩からなる磯松層, 緑色凝灰岩からなる冬部層, 緑色砂岩からなる長根層, 硬質頁岩からなる小泊層, 珪藻質泥岩からなる塩越層, 砂岩からなる蟹田層に区分される。これらの研究とほぼ同時期に, 津軽半島南部においては石油地質学的立場から地質調査が行われた(加藤・田口, 1959)。

岩佐 (1962) は, 津軽地方全域におよぶ地層の対比を

対馬・上村 (1959) Tsushima and Uemura (1959)
 通商産業省 資源エネルギー庁 (1989) MITI (1989)
 本研究 This study
 藤井 (1981) Fujii (1981)
 藤井 (1966) Fujii (1966)
 Iwai (1964)
 岩佐 (1962) Iwasa (1962)
 加藤・田口 (1959) Kato and Taguchi (1959)
 青森県 (1954) Aomori Prefecture (1954)
 青森県 (1949) Aomori Prefecture (1949)
 飯塚 (1930) Iizuka (1930)

蟹田層 Kanita F.	Kanita Formation	蟹田層 Kanita F.	味噌ヶ沢層 Misogasawa F.	味噌ヶ沢層 Misogasawa F.	味噌ヶ沢層 Misogasawa F.	Misogasawa Formation	中師層 Chushi F.	味噌ヶ沢層 Misogasawa F.	田の沢森層 Tanosawamori F.	浜田統 Hamada Series	田澤森山層 Tanosawamoriyama F.
塩越層 Shiwokoshi F.	Shiwokoshi Formation	塩越層 Shiwokoshi F.	不動滝層 Fudonotaki F.	不動滝層 Fudotaki F.	塩越層 Shiwokoshi F.	Fudotaki F. Nihonmatsu F.	二本松層 Nihonmatsu F.	二本松層 Nihonmatsu F.	磯田山層 Isodayama F.		磯田山層 Isodayama F.
小泊層 Kodomari F.	Upper Kodomari Formation	小泊層 Kodomari F.	小泊層上部 Kodomari F.(upper)	源八森層 Gempachimori F.	小泊層上部層 Kodomari F.(upper)	Tsubokezawa F. Nakano-matazawa F.	源八森層 Genpachimori F.	源八森層 Genpachimori F.	源八森層 Genpachimori F.	蒲の沢統 Gamanosawa Series	源八森層 Genpachimori F.
	Lower Kodomari Formation	太田凝灰岩部層 Ota Tuff M. Kodomari F.	太田凝灰岩部層 Ota Tuff M. 小泊層下部 Kodomari F.(lower)	太田凝灰岩部層 Ota Tuff M. 馬の神山層 Umanokamiyama F.	小泊層中部層 Kodomari F.(middle) 小泊層下部層 Kodomari F.(lower)		太田凝灰岩部層 Ota Tuff M. 馬の神山層 Umanokamiyama F.	馬の神山層 Umanokamiyama F.	馬の神山層 Umanokamiyama F.		馬の神山層 Umanokamiyama F.
長根層 Nagane F.	Nagane Formation	長根層 Nagane F.	長根層 Nagane F.	長根層 Nagane F.	冬部層 Fuyube F.	Umanokamiyama Formation	冬部層 Fuyube F.	田の沢層群 Tanosawa Group	田の沢統 Tanosawa Series	大戸瀬統 Otose Series	
冬部層 Fuyube F.	Fuyube Formation	冬部層 Fuyube F.	冬部層 Fuyube F.	冬部層 Fuyube F.							
磯松層 Isomatsu F.	Isomatsu Formation	磯松層 Isomatsu F.	磯松層 Isomatsu F.	UN: 上部二本松凝灰岩部層 Upper Nihonmatsu Tuff Member KB: 金木川異常堆積層 Kanagigawa Bed LN: 下部二本松凝灰岩部層 Lower Nihonmatsu Tuff Member							
権現崎層 Gongenzaki F.	Gongenzaki Formation	権現崎層 Gongenzaki F.	権現崎層 Gongenzaki F.					大戸瀬累層 Otose F.	大戸瀬統 Otose Series		

第3図 研究者別新第三系層序区分対照表.

Fig. 3 Correlation of Neogene lithostratigraphic subdivisions proposed by some different workers in the central western part of the Tsugaru Peninsula.

青森県津軽半島中西部の新第三系の層序と放散虫・珪藻化石 (本山・丸山)

もとに構造発達史を論じ、源八森層中に挟在する太田凝灰岩部層とその相当層が津軽半島のみならず津軽地域南部一帯にも広く認められることを指摘し、その層位学的重要性を強調した。また、Iwai (1964) は津軽半島西部一帯の岩相層序を論じた。藤井 (1966, 1981) は半島南部の金木・油川地域において図幅調査を行い、とくに太田凝灰岩部層と金木川異常堆積層について詳しく記載した。その後、岩井ほか (1986) は小泊半島から蟹田に至る地域の地質研究の総括をしている。最近では通商産業省資源エネルギー庁 (1989) により金属鉱床探査の一環として津軽半島全体の地質調査がなされた。以上の研究を通覧すると、地域あるいは研究者によって地層名が異なることはあるものの、地層の区分単位自体に大きな差はみられない (第3図)。

津軽半島における構造地質学的研究には、Uemura (1979) と三村 (1979) がある。Uemura (1979) は図幅調査の成果をもとに、津軽半島と下北半島を合わせて火成活動史と構造発達史を論じた。一方、三村 (1979) は津軽半島南部地域の地質調査とモデルシュミレーションから津軽断層の形成機構について論じている。

軟体動物化石を対象とした古生物学的研究には、磯松層を主対象とした Nomura and Hatai (1936) および Kotaka (1955)、および北津軽・西津軽両地方の新第三系下部を対象とした Mizuno (1964) がある。いずれも本調査地域内と他地域の動物群との類似性から、前二者は磯松層を漸新統としたのに対し、後者は磯松層を秋田県の台島層下部に対比させた。

珪藻・放散虫・有孔虫などの微化石の産出は、これまでに小泊層・塩越層あるいは不動滝層などから散点的に報告されているのみで(飯塚, 1930; 太田ほか, 1957; 対馬・上村, 1959; 藤井, 1966; 北村ほか, 1972; 三村, 1979; 岩井ほか, 1986)、その詳細は明らかでなかった。

3. 地質概説

本研究による地質図作成範囲は小泊村を北限として、南は中里町におよぶ北西-南東に長い地域である (第1図)。また、この範囲内に露出しない新第三系最上部の参考セクションとして金木町喜良市付近を補足調査した。第2図にこれら調査地域の模式柱状図を、第4図には地質図および断面図を示す。第5図と第6図にはそれぞれ柱状図作成ルートと対比柱状図を示した。

調査地域の新第三系は、下位より権現崎層・磯松層・冬部層・長根層・小泊層・不動滝層および味噌ヶ沢層の7層に区分される (第2図)。権現崎層から小泊層中部にかけては下部～中部中新統、小泊層上部から味噌ヶ沢層

下部にかけては上部中新統、味噌ヶ沢層中～上部は鮮新統である。

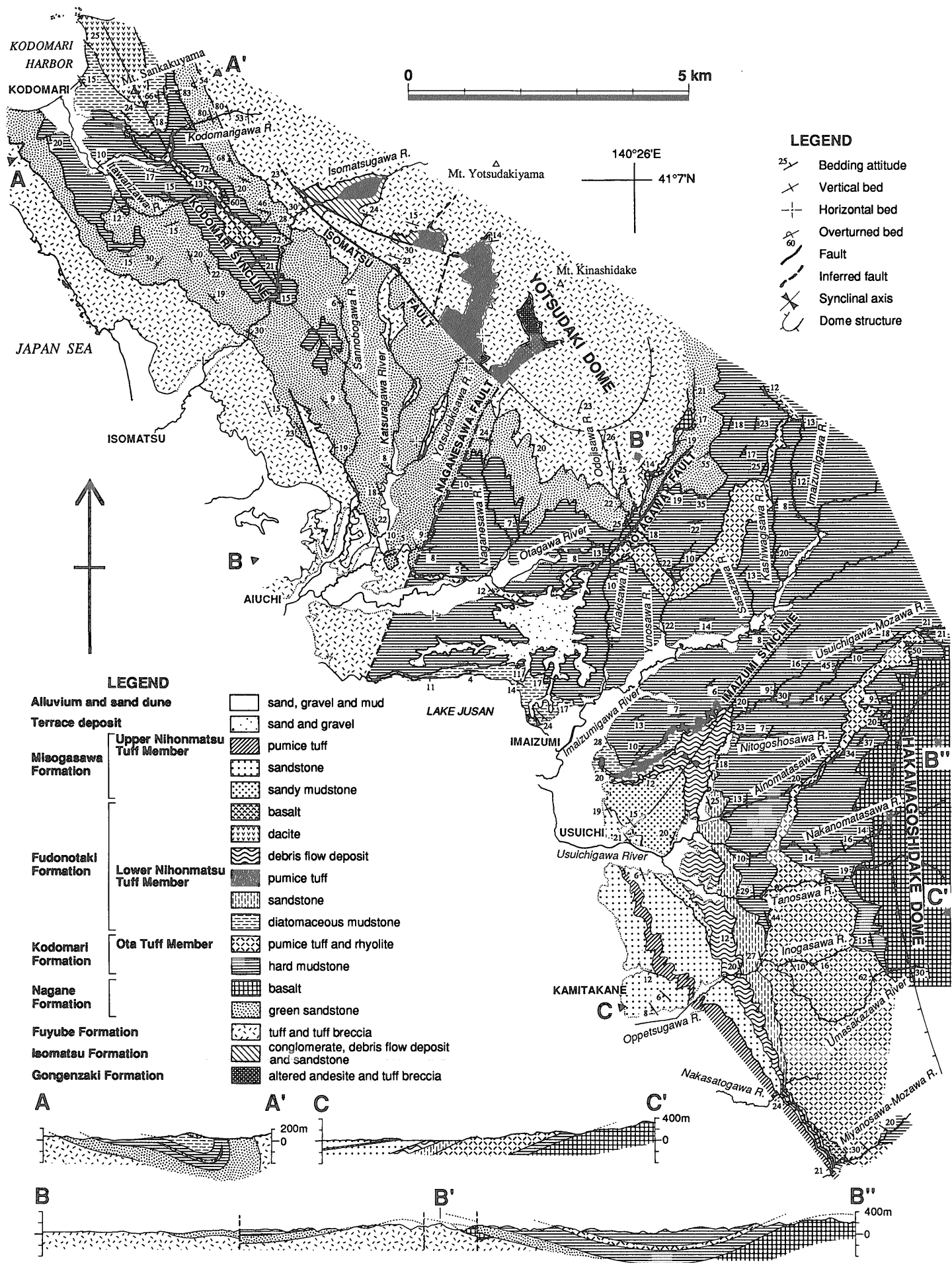
権現崎層は変質した安山岩と火砕岩を主とする。磯松層は礫岩・砂岩・泥岩および土石流堆積物からなり、海棲の貝化石を産する。冬部層は主に緑色の火砕岩からなり、緑色砂岩や安山岩溶岩を伴う。長根層は北部では緑色砂岩を主とするが、南部では玄武岩からなる。玄武岩はときに枕状を呈し、硬質泥岩を挟む。冬部層と長根層はいずれも海棲貝化石を産する。

小泊層は主に硬質泥岩からなり、中部に酸性凝灰岩を主とし流紋岩溶岩を伴う太田凝灰岩部層を挟有する。太田凝灰岩部層は調査地域南部の尾別川流域以南に噴出源があり、南部で厚く北部では薄い。不動滝層は珪藻質泥岩を主とし、砂岩・酸性凝灰岩・土石流堆積物 (金木川異常堆積層)・デイサイトおよび玄武岩を伴う。珪藻質泥岩からは放散虫および珪藻化石が多産する。不動滝層上部には藤井 (1966, 1981) による下部二本松凝灰岩部層に相当すると思われる凝灰岩層がみられる。味噌ヶ沢層は主として砂質泥岩や砂岩などの浅海成堆積物よりなり、中部に軽石凝灰岩からなる上部二本松凝灰岩部層を挟む。

金木町喜良市付近には、軽石凝灰岩よりなる更新統の鶴ヶ坂層が味噌ヶ沢層を不整合に覆って分布する。十三湖北岸一帯には、標高40～80mの平坦面を形成して、砂および礫よりなる段丘堆積物が小泊層および不動滝層を不整合に覆って分布している。

岩佐 (1962) によれば、津軽地方の新第三系の構造配列は西津軽の大戸瀬南に中心をもつ共心円の円弧に沿い、津軽半島北部で北西、南部で南北、弘前付近で北北東の方向性をもつ (第1図)。半島中央東寄りには津軽断層が南北に走り、半島北端三厩湾から青森市西方の大釈迦まで全長50kmにおよぶ。津軽断層より西側の半島西部地域の地質構造を概観すると、北から順に四ッ滝ドーム・小泊向斜・袴腰岳ドーム・馬ノ神山ドームなどの褶曲が特徴的であり、岩佐 (1962) が指摘したように北西-南東および南北の方向に沿って地層が配列し、隆起部や背斜部には新第三系下部の地層が露出する。基盤岩類としては、小泊半島と小泊村北部の傾り石沢 (片刈石沢) にチャートや粘板岩などの先第三系の露出が認められる。

なお、本論文中にはスランプ (slump)・土石流堆積物 (debris flow deposit)・異常堆積層などのまぎらわしい用語を頻繁に使用するが、スランプおよび土石流堆積物については Nardin *et al.* (1979) および碎屑性堆積物研究会 (1983) による用語の使用法に従う。異常堆積層は



第4図 地質図および断面図。
Fig. 4 Geological map and cross sections of the study area.

地層の名称として以外使わない。また、本論では新第三系の野外調査の際に用いる慣用的な用語として硬質泥岩と珪質泥岩を使い分けが、両者は堆積岩岩石学上のポーセラナイト（陶器岩）やチャートに必ずしも対応しない。珪質泥岩の名称は、硬質泥岩と珪藻質泥岩の境界部に挟在することの多い光沢をもつチャート様の泥岩に対して用いる。頁岩という名称は用いない。

4. 地質各説

4.1 権現崎層 (Gongenzaki Formation)

命名：太田ほか（1957）による。

模式地：調査地域外の小泊半島権現崎付近。太田ほか（1957）により指定。

分布：磯松川・桂川・四ッ滝沢および長根沢の各上流部、すなわち四ッ滝ドームの中核部の川谷に沿って窓状に露出する。

層厚：調査地域内では下限は不明であるが、80 m 以上はある。

岩相：調査地域内でみられる最下部は緑色の火山礫凝灰岩であり、その上位に変質安山岩が累重する。変質安山岩は緑色のものが多く、著しく変質し、空泡は白色の二次鉱物で充填されている。最上部の変質安山岩は角礫化しており、紫色ないし赤紫色を呈することが多い。四ッ滝沢ではこれら一連の層序が観察される。磯松川と桂川の上流部には、主に上部～最上部に相当する火山角礫岩ないし凝灰角礫岩が露出し、緑色ないし紫色～赤紫色の変質安山岩の角礫が多く含まれる。長根沢上流には、四ッ滝沢に露出する変質安山岩と同質の岩相が認められ、大部分は緑色で、最上部は緑色ないし紫色を呈する。模式地の本層からは植物化石の産出が知られている（対馬・上村，1959；北村ほか，1972）。

層位関係：調査地域内では下限は不明である。模式地付近では基盤の先第三系と断層で接するか、あるいは不整合に直接覆うのが確認されている（対馬・上村，1959）。また、調査地域外の小泊村北部の傾り石沢の支流では、権現崎層に対比される厚さ 8 m の変質安山岩がジュラ系とされる黒色粘板岩（加藤，1972）を覆っている露頭が観察された。なお、太田ほか（1957）は同じ沢において磯松層が先第三系に不整合に直接累重すると解釈している。

4.2 磯松層 (Isomatsu Formation)

命名：桜井（1931 MS）命名、猪鹿倉（1931）により紹介。桜井は小股川（本論の桂川）から貝化石を含む転石を発見したことを根拠に母岩となる地層の存在を仮定

し、所在不明のままその地層を磯松層と呼んだ。Kotaka（1955）は磯松川上流において、貝化石を含む磯松層の露出を初めて確認した。

模式地：北津軽郡市浦村磯松川上流。太田ほか（1957）により指定。

分布：磯松川・桂川・四ッ滝沢および長根沢の各上流部に、権現崎層を取り巻くように分布する。このほか大導寺沢の上流にわずかに露出する。

層厚：本層の層厚は側方へ著しく変化する。磯松川と桂川では最も厚いところで約 100 m、最上流部では 20～30 m、四ッ滝沢と長根沢では約 3 m。

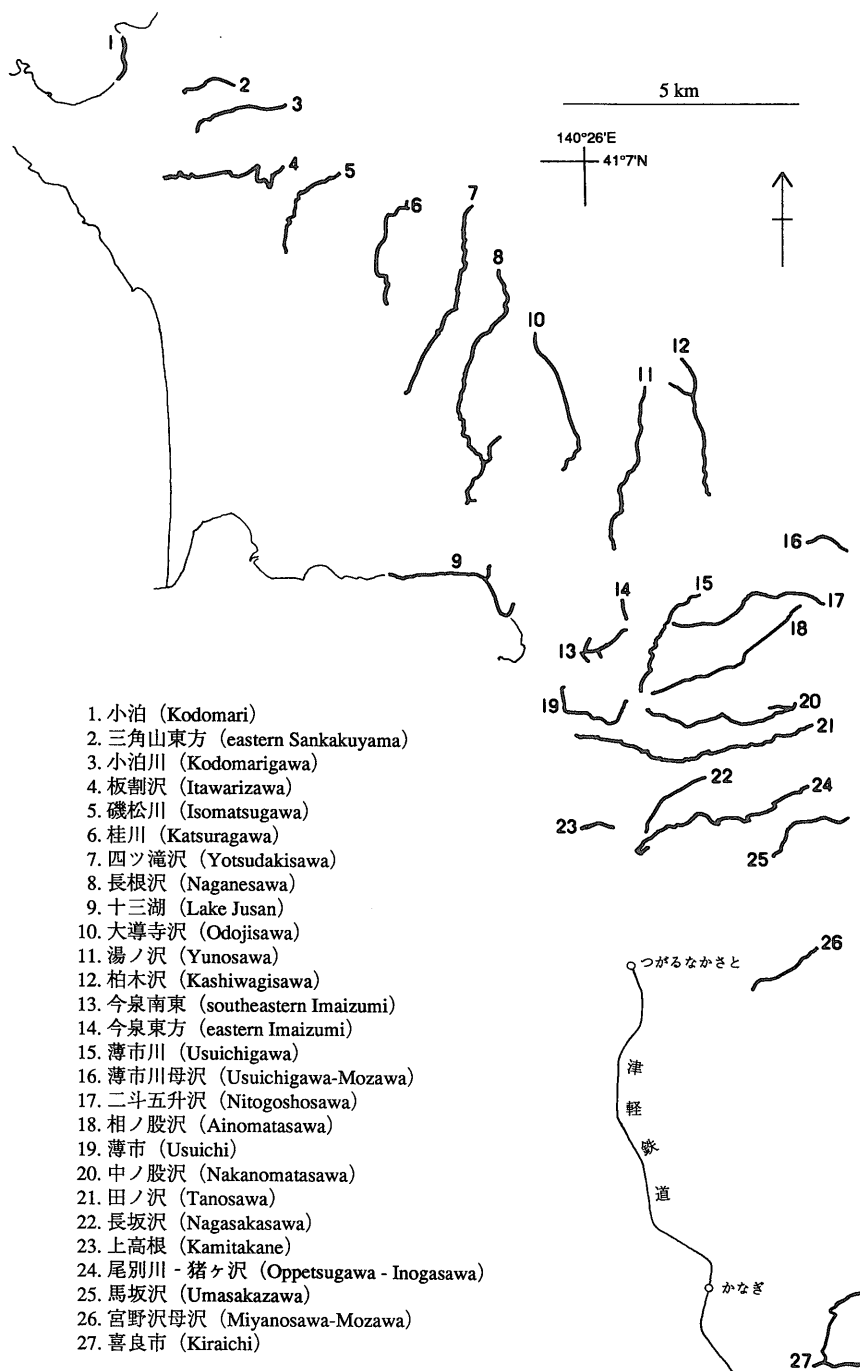
岩相：本層の岩相は大きく見て上方に向かって細粒化し、下部より礫岩、土石流堆積物、砂岩・礫質砂岩の順で累重し、最上部はしばしば泥岩を挟有する。

本層基底の礫岩は直径 10 cm 程度の円礫を多量に含む。礫種は主に緑灰色の変質安山岩であり、ごく稀にチャートや流紋岩を伴う。変質安山岩礫は、四ッ滝沢と長根沢において認められる権現崎層の変質安山岩にみかけが類似する。充填基質は極粗粒の凝灰質砂であり緑灰色を呈する。基質と礫の量比はほぼ同量である。基底礫岩層の厚さは磯松川で 20 m 以上、桂川で 6 m 以上ある。

本層中部は、厚さ 15～20 m の火砕流起源の土石流堆積物よりなる。土石流堆積物の主な構成物は白色の軽石や黒色の炭質物を含む灰色の凝灰岩であり、この灰色凝灰岩中に灰白色の砂岩および灰色泥岩のブロックが取り込まれている。また、ときに貝化石を含む。砂岩と泥岩のブロックは大きさ・形とも一定ではなく、しばしば不規則に波打ったり、引き伸ばされてちぎれた様相を呈することがある。凝灰岩の構成粒子の配列やブロックの産状は未固結時の流動を示すものと考えられるが、流動の方向は判断できなかった。

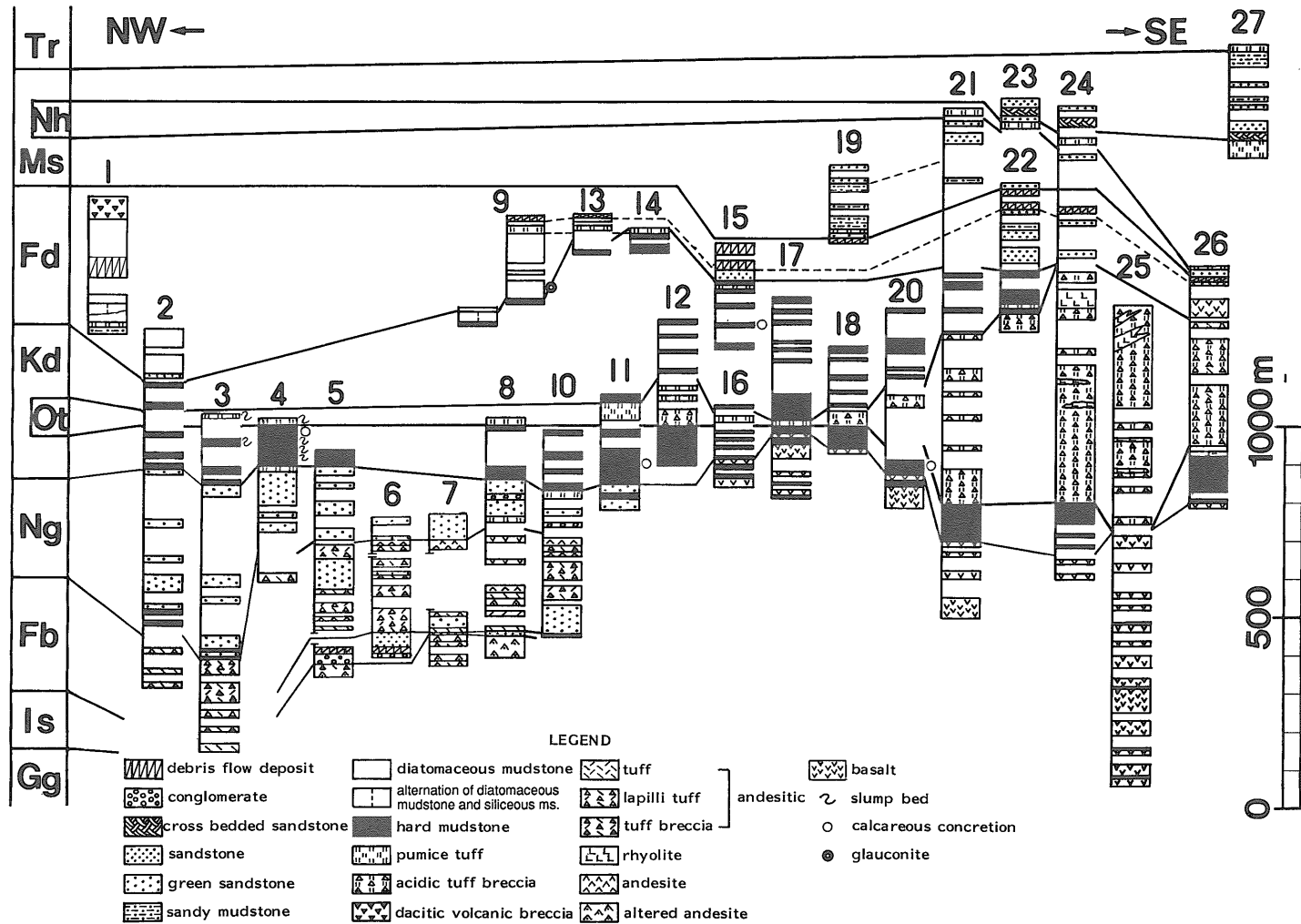
磯松川では土石流堆積物中のブロックとして存在する砂岩中にカキ床が包含されている。カキ床は 30～70 cm の厚さで硬く固結し、1～3 m の長さに寸断されており、4～5 個の断片として直径約 17 m の砂岩ブロック中に散在する。この砂岩ブロックを取り巻く灰色凝灰岩中にも貝化石が散点的に産するが、その石灰質殻は溶脱して印象化石となっている。

本層上部は砂岩と礫質砂岩を主とし、しばしば貝化石を産する。桂川上流で 40 m の厚さがある。本層中部の土石流堆積物層との境界は確認できなかった。砂岩および礫質砂岩は新鮮な露頭面では緑灰色ないし青灰色を呈し、風化すると黄褐色になる。層理は一般に発達しないが、薄い礫層や貝化石の密集層が認められることがある。礫質砂岩に含まれる礫の多くは変質した火山岩や火砕岩



第5図 柱状図作成ルート。ルート番号は第6図の各柱状図番号に対応する。

Fig. 5 Index map showing the location of the measured sections. Numbers correspond to those in Fig. 6.



青森県津軽半島中西部の新第三系の層序と放散虫・珪藻化石 (本山・丸山)

第 6 図 対比柱状図。柱状図作成ルートは第 5 図に示す。図面左端の省略文字は地層名を表す。Tr=鶴ヶ坂層, Nh=上部二本松凝灰岩部層, Ms=味噌ヶ沢層, Fd=不動滝層, Kd=小泊層, Ot=太田凝灰岩部層, Ng=長根層, Fb=冬部層, Is=磯松層, Gg=権現崎層。

Fig. 6 Lithologic correlation of the Neogene strata in the study area. Locations correspond to those in Fig. 5. Abbreviations in the column on the far left side of this figure are as follows: Tr=Tsurugasaka Formation, Nh=Upper Nihonmatsu Tuff Member, Ms=Misogasawa Formation, Fd=Fudonotaki Formation, Kd=Kodomari Formation, Ot=Ota Tuff Member, Ng=Nagane Formation, Fb=Fuyube Formation, Is=Isomatsu Formation, Gg=Gongenzaki Formation.

であり、チャート礫が含まれることもある。貝化石は新鮮な砂岩および礫質砂岩では石灰質殻が保存されていることもあるが、たいていは印象化石になっている。また、二枚貝化石殻の多くは離弁した状態で産し、合弁は稀である。

本層最上部には灰色～黒色を呈する、砂質あるいは炭質の厚さ1～2 mの泥岩が砂岩中に挟在する。四ッ滝沢と長根沢における礫松層は最上部に相当する砂岩・泥岩の岩相だけからなり、厚さが全部で3 mほどしかない。

層位関係: 下位の権現崎層に対してアバットしており、本層の種々の層準が接する。すなわち、礫松川上流部では本層最下部の礫岩が権現崎層に累重するが、礫松川最上流部では上部の砂岩および礫質砂岩が権現崎層を覆う。さらに四ッ滝沢と長根沢では本層最上部の泥岩を挟有する砂岩が権現崎層を直接覆う。このような累重関係は、礫松層が権現崎層堆積後に生じた地形的起伏を埋積するように堆積したことを示唆する。すなわち、まず地形的な凹地が礫岩、土石流堆積物、砂岩・礫質砂岩の順でほぼ埋積しつくされたのちに、最上部の砂岩・泥岩が四ッ滝沢～長根沢付近にあった当時の地形的高所をも覆って広く堆積するようになったと考えられる。礫松層の貝化石が津軽地域では新第三系で最も古い海棲動物化石の記録であることから、礫松層の堆積はこの地域における新第三紀最初の海進によるものと考えられる。

礫松層と権現崎層とは層理がおおむね平行であり、構造的には大きな差がない。しかし、礫松層の礫の供給源として権現崎層が一部削割され、起伏に富んだ基底面が形成されたと言う意味で、両者は不整合関係にある。

4.3 冬部層 (Fuyube Formation)

命名: 太田ほか (1957)。

模式地: 調査地域外の北津軽郡小泊村冬部沢。太田ほか (1957) により指定。

分布: 調査地域北部の小泊川から太田川にいたる各河川の上流域と、十三湖北岸から小泊村下前にかけての海岸に沿って分布する。

層厚: 小泊川で500 m以上、礫松川・桂川および長根沢では少なくとも250 mはある。大導寺沢では260 mと算定される。しかし、小泊向斜の西翼では下限が確認できず、また北東翼では礫松断層によって全層が露出していないため、全体の厚さは不明である。

岩相: 冬部層は緑色に変質した火山砕屑岩によって特徴づけられる。大部分が安山岩質の凝灰岩ないし凝灰角礫岩からなり、砂岩・泥岩・安山岩および玄武岩を伴う。これらの岩相は互いに側方に移り変わる。

凝灰岩・火山礫凝灰岩および凝灰角礫岩は緑色～緑灰色を呈し、木無岳周辺では一般に無層理塊状だが、桂川以西では一般に層理が発達する。層理は風化した露頭ほど顕著に現われ、新鮮な露頭ではあまり目立たない。層理が発達する場合でも層理面は一般にはっきりしない。小泊川上流では弱い葉理が認められる。火山礫や火山角礫の礫種は大部分が変質した安山岩であり、まれに流紋岩が含まれる。

砂岩は紫味を帯びた緑色を呈し一般に無層理塊状であるが、ときに連続性の悪い弱い葉理が発達することもある。

安山岩はほとんどが層理面に平行に挟在する噴出岩であり、一枚の溶岩の新鮮な中央部は堅硬だが縁部では角礫化していることがある。本層上部～最上部では、灰長石の白色の巨斑晶に富む安山岩が特徴的であり、桂川・四ッ滝沢および大導寺沢など、桂川以東においてとくに顕著に認められる。灰長石の斑晶は球状あるいは長柱状で、大きいものは2 cmほどの長さがある。

唐川中流や小泊川上流では本層中に玄武岩が認められるが、本層堆積時のものか、堆積後に貫入したものかは不明である。

本層からは対馬・上村 (1959) および Mizuno (1964) により貝化石の産出が、対馬・上村 (1959) により植物化石の産出が報じられているが、本調査では発見できなかった。

層位関係: 下位の礫松層を整合に覆う。直接の累重関係は桂川上流および四ッ滝沢沿いの林道において確認できる。

4.4 長根層 (Nagane Formation)

命名: 太田ほか (1957) による。太田ほか (1957) および対馬・上村 (1959) は本層を緑色砂岩主体の地層として定義し、津軽半島中央部の袴腰岳周辺に分布する玄武岩類は独立のユニット (粗粒玄武岩類) として記載した。藤井 (1966) は同玄武岩類を冬部層に含めたが、後に (藤井, 1981) 長根層に含めた。藤井 (1966, 1981) の主張どおり、この玄武岩類が緑色砂岩を伴うことから、本研究では藤井 (1981) の区分を踏襲し、調査地域南部の玄武岩類を長根層に含める。

模式地: 北津軽郡市浦村相内川支流長根沢。太田ほか (1957) により指定。

分布: 調査地域北部では、小泊から市浦村桂川にかけてと、長根沢中流から太田川に沿って分布する。桂川付近にとくに広く分布する。調査地域南部では、袴腰岳を取り巻いて薄市川・尾別川および中里川の各上流域に分

布する。

層厚：調査地域北部では最北部の三角山東方と小泊川で最も厚く、450 m に達する。南東に向かうにつれ薄くなり、磯松川では 200 m、山王坊川から太田川にかけては 100 m 前後である。調査地域南部の尾別川では 650 m 以上と算定された。

岩相：調査地域北部の本層は主に緑色砂岩からなり、礫質砂岩・礫岩あるいは泥岩を伴う。本層中部には玄武岩が認められることがあり、また最上部には白色ないし淡緑色の凝灰岩層が挟在する。北部とは対照的に調査地域南部の本層は主に玄武岩からなる。以下、北部と南部とに分けて説明する。

(1) 北部：本層の主体をなす砂岩は粗粒で緑色～青緑色を呈し、風化すると黄褐色になる。小泊川付近では層理や葉理あるいは小規模な斜交葉理が発達するが、板割沢より南東部では大部分無層理塊状である。また、数 cm～数 10 cm の厚さの礫質砂岩層や礫岩層を挟有することがある。これらを構成する礫は安山岩や凝灰岩よりなり、よく円磨されているが淘汰は悪い。

本層最下部では岩相の側方変化が顕著に認められる。すなわち、三角山東方や小泊川では層理の発達する灰色の泥岩あるいは砂質泥岩が占めるが、桂川や四ッ滝沢では塊状の緑色砂岩よりなる。また、桂川や四ッ滝沢では、下位の冬部層上部の一部角礫化した灰長石安山岩を直接覆っている様子が観察された。

本層中部に認められる玄武岩は柱状節理の発達する黒色の緻密な粗粒玄武岩であり、長根層に対して非調和に貫入している。これは太田川中流の採石場跡でよく観察でき、岩体周囲の砂岩層が接触部で弱い熱変質を受けている。太田川と長根沢では、このほかにもほぼ同様の層準に粗粒玄武岩の露出が認められるが、周囲の地層との関係は確認できなかった。

本層最上部では砂岩の割合が減り、白色ないし淡緑色の凝灰岩や、硬質あるいは軟質の黒色泥岩がしばしば挟在する。凝灰岩層は小泊川から太田川にかけて広く追跡できるが、層厚や岩相は場所により変化する。北から順に見ていくと、板割沢では小泊層との境界直下に厚さ約 2 m の白色の細粒凝灰岩層が挟在する。磯松川では凝灰岩も黒色泥岩も挟在せず、緑色砂岩のみからなる。長根沢では淡緑色の凝灰岩層数枚が砂岩および泥岩と互層する。凝灰岩層は長根沢の東隣の支流と太田川において最も厚く、それぞれ約 20 m と約 10 m の厚さがある。太田川では弱く成層する淡緑色の軽石凝灰岩からなり、直径数 cm の多量の軽石と少量の流紋岩の角礫を含む。湯ノ沢における本層最上部は塊状の緑色砂岩であり、数層準

に軟質の黒色泥岩が挟在するが、一部は緑色砂岩と入り交じったスランプ層をなす。ここでは凝灰岩層は確認できなかった。

(2) 南部：大部分が黒色の塊状堅硬緻密な玄武岩であり、しばしば柱状節理が発達する。一枚の溶岩の周縁部ではしばしば自破碎状であったり、発泡していることもある。岩石中の気泡には白色の二次鉱物が充填していることがある。尾別川上流の馬坂沢では枕状溶岩が認められた。そこでは断面の長径が約 1 m の枕状溶岩が積み重なってできた厚さ約 2 m の層と、厚さ約 2 m のスコリア層が交互に累重している。玄武岩中にはときに小泊層のものと同質の硬質泥岩が挟在するが、側方への連続性に乏しく、数 m ほどの広がりしかないことが多い。小泊層に近い層準では逆に玄武岩の方が側方への連続性に乏しく、硬質泥岩の割合が増加する。また、まれに北部地域と同質の緑色砂岩の薄層が挟まれる。

北部地域の本層からは貝化石が産出しているが（対馬・上村、1959；Mizuno, 1964）、本研究では確認できなかった。

層位関係：北部地域では下位の冬部層と整合関係にある。南部地域の玄武岩層の下限は確認できなかった。

4.5 小泊層 (Kodomari Formation)

命名：太田ほか(1957)。本層中部に挟在する流紋岩質の凝灰岩層は太田凝灰岩部層と呼ばれる（岩佐, 1962）。
模式地：北津軽郡小泊村小泊部落付近。太田ほか(1957)により指定。

分布：調査地域北部では小泊向斜の軸部に沿って、小泊から磯松川中流にかけて分布する。また、中部では太田川流域および今泉川流域に、調査地域南部では袴腰岳ドーム周辺部に広く分布する。本層上部は尾別川以南の調査地域内には分布しない。

層厚：小泊付近では断層や著しいスランプ褶曲のため正確な厚さは分らないが、250～300 m と見積られる。地層の変形が少ない調査地域南部では、薄市～相ノ股沢で 450 m、田ノ沢・尾別川付近で 750 m、宮野沢母沢で 470 m。

岩相：本層は主として硬質泥岩からなり、中部に酸性凝灰岩を主とする太田凝灰岩部層を挟有する。

以下、本層を下部、太田凝灰岩部層、上部に分けて説明する。下部と上部は太田凝灰岩部層により上下に隔られているだけで、岩相に明瞭な相違があるわけではない。

4.5.1 小泊層下部 (lower part)

分布：調査地域北部では小泊付近から磯松川中流にかけて、小泊向斜の軸部に分布する。また、調査地域中部

では太田川本流沿い、切明沢および湯ノ沢の上流部にも分布する。調査地域南部の袴腰岳ドーム周辺部では薄市川各支流・尾別川各支流および宮野沢母沢の上流域にドームを取り巻くように分布する。

層厚：小泊付近で110～150 m、四ッ滝ドーム南東周辺部で140～160 m、袴腰岳ドーム西縁部で20～150 m。

岩相：小泊層下部は明灰色～暗灰色の硬質泥岩を主とし、ときに珪藻質泥岩を伴う。一般に10数cmの厚さの硬質泥岩と1～2 cmあるいはそれ以下の厚さのやや軟質な泥岩が互層し、そのために層理がよく発達する。ときに石灰質団塊を含む。

地域北部では小泊層下部の上部には大規模なスランプ堆積物が発達し、模式地付近の小泊川流域や板割沢沿いの林道でよく観察できる。これに対し長根沢以東の地域中部および南部ではスランプ構造は認められない。ただし、南部の田ノ沢以南において太田凝灰岩部層に接する場合には、硬質泥岩は著しく変形していることが多く、層理面がしばしば直立する。

珪藻質泥岩は宮野沢母沢で認められる。塊状で新鮮部は緑灰色、風化すると黄土色を呈し、不動滝層を構成する珪藻質泥岩と比べて明らかに硬い。この珪藻質泥岩の上部は太田凝灰岩部層と同質の軽石をまばらに含む。珪藻質泥岩は下位へ向かい暗灰色珪質泥岩と互層するようになり、次第に下位の珪質泥岩ないし暗灰色硬質泥岩に移化する。この珪藻質泥岩からは藤井(1966)により珪藻化石の産出が報告されており、本山(1992)と本研究でも放散虫および珪藻化石の産出が認められた。

層位関係：長根層を整合に覆う。

4.5.2 太田凝灰岩部層 (Ota Tuff Member)

命名：桜井(1931 MS)命名。青森県(1954)により紹介。

桜井(1931 MS)は緑色砂岩・硬質泥岩・浮石質凝灰岩・黒色泥岩および珪藻質泥岩からなる一連の地層を一括して太田層群とし(本論の長根層～不動滝層に相当する)、このうちの浮石質凝灰岩からなる地層を太田凝灰岩層と呼んだ。さらに岩佐(1962)は、これと同質の浮石質凝灰岩が津軽半島全域にわたりほぼ同層準に認められることから、地域ごとに名称を変えることなく、桜井の命名を踏襲して太田凝灰岩層(Ota Tuff Member)と呼ぶことを提唱した。本研究でも基本的にこの考えに従うが、小泊や太田川流域・今泉付近における本部層の同定について岩佐と見解を異にする。すなわち、岩佐が太田川流域や小泊向斜部において太田凝灰岩層とした地層は本研究の長根層上部に一致し、おそらく緑色砂岩の一部と

長根層最上部の白色～淡緑色凝灰岩を合わせたものと思われる。本研究では小泊川・太田川および今泉川流域において小泊層の中部に岩佐の言う凝灰岩とは別の凝灰岩を確認し、これが袴腰岳ドーム地域の太田凝灰岩部層に連続するものとする。

一方、藤井(1966)は調査地域南端部を含む金木図幅地域内において、小泊層中部の凝灰岩層を小泊層中部層と呼んだが、これは本研究の太田凝灰岩部層に一致する。

模式地：北津軽郡中里町尾別川中流。藤井(1966)により指定。

分布：小泊向斜軸部・四ッ滝ドーム南東縁部および袴腰岳ドーム周辺部に分布する。四ッ滝ドーム南東縁部では、太田付近から切明沢・湯ノ沢・ササ沢および柏木沢を横切ってドームを取り巻くように分布する。田ノ沢以南の袴腰岳ドームの南西部から南部にかけてはとくに広く分布する。

層厚：模式地の尾別川で700 m、北方の田ノ沢から相ノ股沢にかけて急激に厚さを減じ、それ以北では10～40 mになる。今泉向斜を越えてササ沢や柏木沢付近でやや層厚を増し120 mとなる。小泊向斜軸部では約40 mである。

岩相：本部層は塊状の軽石凝灰岩を主とし、しばしば流紋岩の本質岩片や、硬質泥岩・珪質泥岩・珪藻質泥岩および玄武岩の異質岩片やブロックを含有する。また流紋岩の溶岩や岩脈を伴う。

軽石凝灰岩は多量の軽石粒から構成され、新鮮部では青灰色を、粘土化すると白色～黄色を呈する。軽石の粒径は模式地付近で大きく(10 cm以上)、そこから北方に離れるにつれ小さくなり、薄市川の各支流で10 cm以下、小泊付近で粗粒ないし細粒になる。小泊付近ではスランプ構造が発達する。

岩片やブロックは様々な形をし、大きさ・量および種類が場所により異なる。模式地に近い猪ヶ沢では本層最下部に大型のブロックが多量に含まれている。大きなものは数mにおよび、種類は大部分が小泊層下部層に由来する硬質泥岩および珪質泥岩である。宮野沢母沢では珪藻質泥岩のブロックが認められる。これら珪質泥岩あるいは珪藻質泥岩のブロックはしばしば波状ないしレンズ状の形態を示すことから、運搬時において未固結状態であったものと推定される。田ノ沢から薄市川母沢においても、硬質泥岩および珪質泥岩のブロックや流紋岩の本質岩片が含まれるが、大きさが1 mを越すことは稀である。湯ノ沢・ササ沢および柏木沢では異質岩片の量がやや多く、その大きさも大きい。小泊付近では岩片やブロックを含有せず、本部層は白色凝灰岩と厚さ数10 cmの連

続性のよい硬質泥岩または珪質泥岩との互層からなる。また小泊層下部と同様、堆積性のスランプ構造が発達する。

流紋岩溶岩は模式地付近において溶岩あるいは岩脈として産する。尾別川中流で採石されている岩体は小規模な溶岩ドーム状の形態を示し、流理構造が発達する青暗灰色の流紋岩からなり、斑晶をほとんど含まない。流紋岩岩脈は南南東ないし東西性の方向をもつ。

本層中に取り込まれている珪藻質泥岩から珪藻化石の産出が報じられている（北村ほか、1972）。本山（1992）および本研究でも宮野沢母沢における珪藻質泥岩ブロックより放散虫および珪藻化石の産出を認めた。

層位関係：小泊層下部を整合に覆う。

4.5.3 小泊層上部（upper part）

分布：調査地域中部の今泉川流域から薄市川流域に広く分布する。また、北部の小泊付近にも小規模に分布する。

層厚：小泊付近で70 m。薄市川流域で350 m。中ノ股沢から南方へ向って薄化して、田ノ沢で170 m、長坂沢で110 m、尾別川以南で消滅する。

岩相：主として硬質泥岩からなり、白色細粒の酸性凝灰岩の薄層をしばしば挟有する。硬質泥岩には暗灰色を呈するものと濃緑灰色のものがある。前者は層理が発達し、本層上部の下部に多い。後者の濃緑灰色硬質泥岩は本層上部の上部に多く、その中には層理が明瞭なものと不明瞭なものがある。前者は硬質の泥岩層と相対的に薄い軟質の泥岩層が交互に累重する硬軟互層をなしている。

層理の不明瞭な濃緑灰色硬質泥岩は、今泉川中流および薄市川母沢の北側の支流付近に特徴的に認められ、側方へ変化して不動滝層の珪藻質泥岩に移化する。層理の発達する濃緑灰色硬質泥岩は薄市川・相ノ股沢・中ノ股沢および田ノ沢における本層最上部に認められる。

白色凝灰岩の厚さは数 cm から数 10 cm であることが多く、最大で3 m である。その挟在頻度は太田凝灰岩部層に近い下部ほど大きい。

小泊付近では、下半部にスランプ構造が発達する。

小泊村三角山東方における本層最上部から放散虫および珪藻化石が産出した。

層位関係：一般に下位の太田凝灰岩部層と整合関係にある。分布域南限の相ノ股沢～尾別川では太田凝灰岩部層にアバットする。尾別川以南では小泊層上部に当たる岩相ユニットはなく、太田凝灰岩部層の上位に不動滝層が平行不整合で直接に累重する。

4.6 不動滝層（Fudonotaki Formation）

命名：飯塚（1930）。従来、調査地域に分布する珪藻質泥岩主体の地層に対しては塩越層という名称が与えられてきた（対馬・上村、1959；藤井、1966）。しかしながら、陸奥湾沿岸の模式地付近の塩越層はもっと粗粒な岩相からなり、むしろ珪藻質泥岩には乏しい。小泊付近および十三湖付近の珪藻質泥岩主体の地層は、調査地域外の金木町や五所川原市東部に広く分布する不動滝層に岩相や年代が酷似することから、本論では不動滝層に同定する。

模式地：調査地域外の五所川原市飯詰不動ノ滝。加藤・田口（1959）により指定。

分布：小泊村三角山周辺、および十三湖北東岸から南方へ袴腰岳ドームの西縁に沿って分布する。

層厚：小泊付近では上限は不明だが360 m 以上。十三湖北東岸～今泉付近で260 m。薄市川で100 m、長坂沢で210 m である。

岩相：珪藻質泥岩を主とし、最上部に一枚の土石流堆積物層を伴う。小泊村三角山ではデイサイトを、調査地域南限の宮野沢母沢では玄武岩を伴う。

珪藻質泥岩は多量の珪藻遺骸を含み、塊状軟質で、生物擾乱を強くうけて生痕が発達している。新鮮部では濃緑灰色を呈し、風化すると黄土色になる。風化面にはよく黄粉を析出している。また、珪藻質泥岩中にはしばしば白色凝灰岩薄層が挟まれる。白色凝灰岩は細粒の新鮮な火山ガラスにより構成され、級化層理やコンポリュート葉理をもつことが多い。

調査地域内の不動滝層は小泊付近と十三湖以南の2ヶ所に分かれて分布し、岩相にも差異があるので2地域に分けて説明する。

(1) 小泊付近：小泊付近の本層下部は小泊向斜を挟んで西側と東側で岩相が異なる。小泊向斜の西側に当たる小泊港東岸における本層最下部は、火山ガラスに富む砂質泥岩・軽石凝灰岩および珪藻質泥岩からなり、その上位には少なくとも50 m の厚さをもつ土石流堆積物が重なる。小泊向斜の東側に当たる三角山東方では最下部に白色凝灰岩が認められるが、土石流堆積物層は認められない。小泊付近の本層中部は、白色凝灰岩を頻繁に挟有する珪藻質泥岩からなる。上部は無層理塊状のデイサイト質火山角礫岩よりなる。角礫は人頭大のものが多く、また長石と角閃石の斑晶が目立つ。

土石流堆積物層は珪藻質泥を基質とし、その中に軽石・軽石凝灰岩・火山ガラス質の砂および珪質泥岩が無秩序に混入していることから、未固結の珪藻質泥を巻き込んだ火砕流起源の堆積物であると考えられる。小泊港東岸の海食崖では、この土石流堆積物層に珪藻質泥岩と

珪質泥岩の互層からなる径70mにおよぶ巨大岩塊が断層で接する(第10図)。この岩塊は直下の正常な珪藻質泥岩の構造に対して斜交して接している。岩塊内部は整然と成層し、約50mの厚さをもつ。挟在する凝灰岩薄層中の級化層理から判定したところ、上下は逆転していない。この岩塊は上述の土石流堆積物層に含まれる異地性岩塊の一種であり、不動滝層最下部よりもたらされたものと考えられる。

(2) 十三湖以南: 十三湖北東岸における本層の大部分は、ときおりガラス質の白色細粒凝灰岩を挟む珪藻質泥岩よりなる。最下部は珪藻質泥岩と珪質泥岩の互層からなり、上位へ向かって次第に珪藻質泥岩が厚くなり、珪質泥岩は薄くなって塊状の珪藻質泥岩へと移行する。下部には海緑石を含有する層準があり、凝灰岩薄層と合わせて地域中部ではよい鍵層になる。海緑石を密に含む珪藻質泥岩は通常の珪藻質泥岩より若干粒度が粗い。後に述べるように、この海緑石を含む層準では堆積速度が著しく低下している。一方、今泉を越えて南下すると、本層は珪藻質泥岩に乏しくなり、層理の不明瞭な比較的軟質の細～中粒の砂岩に移り変わる。

本層上部には細粒～極粗粒の軽石片や火山ガラスから構成される厚さ15mの白色～黄褐色を呈する凝灰岩層が挟在する。この凝灰岩層は金木図幅および油川図幅地内における下部二本松凝灰岩部層(藤井, 1966, 1981)に対比されるものと考えられる。

本層最上部は土石流堆積物からなり、その下底面は珪藻質泥岩を削り込んでいる。この土石流堆積物は加藤・田口(1959)により二本松層中の異常堆積層、あるいは藤井(1966, 1981)により金木川異常堆積層(Kanagigawa Bed with slumping structure)と呼ばれる地層に一致し、十三湖東岸から南方へ金木町東部の高橋沢付近まで連続的に追跡できる。また、藤井(1981)によれば津軽断層を越えて津軽半島東部にも分布するとされる。今泉から田ノ沢にかけて80mの厚さがあるが、南下するにしたがって薄くなり、長坂沢で50m、宮野沢母沢で10mになる。

その岩相は、凝灰質あるいは砂質の基質中に大きいもので数mに達する大小様々な角礫やブロックが含まれるものである。基質と岩片との量比や礫種の割合は一定していない。基質は内部に層理などの構造をもたず、十三湖東岸から薄市川付近にかけては軽石を含んだ凝灰質砂であり、それ以南ではほとんど砂になる。含有される角礫やブロックはデイサイト・白色凝灰岩・珪質泥岩・珪藻質泥岩などである。デイサイトの角礫やブロックは大きいもので直径が2mあり、その岩質は肉眼的には小

泊村七ツ石付近のデイサイトに類似する。十三湖東岸の国道わきの露頭でみられる白色凝灰岩ブロックは4mほどの大きさがあり、その内部は成層している。

加藤・田口(1959)はこの土石流堆積物層(異常堆積層)を volcanic disturbance あるいは submarine sliding によるものと考え、また藤井(1981)はこの地層の成因を表層地滑り型であると判断した。基質が凝灰質であることや大小様々の火山岩や凝灰岩の角礫やブロックが含まれることを考え合わせると、この土石流堆積物は火砕流や山体崩壊に起因した表層地滑りであると思われる。しかし、その発生源が陸上にあったのか、あるいは海中であったのかは特定できない。

珪藻質泥岩から保存良好の放散虫および珪藻化石が産出する。小泊港東岸・三角山東方・十三湖北東岸および薄市付近において、これら微化石による生層序学的な検討を行った。

層位関係: 小泊層上部とは大部分が整合、一部同時異相の関係にある。尾別川以南においては小泊層中部の太田凝灰岩部層に平行不整合に累重する。

今泉川中流では、小泊層上部の層理の不明瞭な濃緑灰色泥岩中に、十三湖岸の珪藻質泥岩にみられるのと同様な海緑石と凝灰岩薄層の組み合わせが認められた。さらに今泉東方では本層下限がほぼ下部二本松凝灰岩の直下の層準に位置する(第6図)。これらのことは、十三湖北岸から今泉東方にかけての地域で本層下部が小泊層上部と同時異相の関係にあり、本層下限の年代が南東ほど若くなっていることを意味している。すなわち、岩相の境界が時間面に対して斜交しているものと考えられる。

尾別川以南では小泊層上部が欠如しており、不動滝層が太田凝灰岩部層を直接覆っている。両者の間には構造的な差はなく、また削剝が行われた形跡もないが、小泊層上部を堆積させただけの時間間隙を考慮して、両者の関係を平行不整合とする。

4.7 味噌ヶ沢層 (Misogasawa Formation)

命名: 加藤・田口(1959)による。彼らは上述の土石流堆積物層(異常堆積層)と上部二本松凝灰岩部層に相当する凝灰岩を合わせて二本松層とし、不動滝層や味噌ヶ沢層とは区別している。藤井(1966)はいずれの地層も塩越層に含めている。一方、藤井(1981)は土石流堆積物層(金木川異常堆積層)を不動滝層に、上部二本松凝灰岩部層は味噌ヶ沢層に含めた。本研究では、土石流堆積物層を下位の不動滝層に含め、その上位の砂質泥岩と砂岩よりなる地層および上部二本松凝灰岩部層を合わせて味噌ヶ沢層とする。

模式地：調査地域外の五所川原市飯詰味噌ヶ沢付近。加藤・田口（1959）により指定。

分布：今泉付近から南方へ袴腰岳ドーム西縁に沿って分布する。

層厚：調査地域内には本層下部、中部の凝灰岩層および上部の最下部しか分布しない。本層下部の層厚は薄市～尾別川付近で100～250 m、宮野沢母沢で20 m、中部の凝灰岩層の層厚は調査地域内で約20 m、地質図作成地域外の金木町喜良市付近では少なくとも40 m以上ある。金木町喜良市付近における本層上部の厚さは230 mである。

岩相：本層は主として砂質泥岩と中粒砂岩からなり、軽石凝灰岩層を挟む。砂質泥岩は薄市付近の本層下部の下半部に発達し、無層理塊状で、新鮮部は緑灰色を呈し、風化面には黄粉が析出していることが多い。最下部には砂質泥岩の中に白色凝灰岩が挟在する。本層下部の上部は主に中粒ないし粗粒の砂岩よりなり、塊状を呈することが多く、ときに弱い葉理が認められる。砂質泥岩からは放散虫と珪藻化石が産出した。

本層中部には、金木・油川図幅地内の上部二本松凝灰岩部層（藤井，1966，1981）に相当する軽石凝灰岩層が挟在する。この凝灰岩層より上位の本層上部の砂岩は中～粗粒で、最下部には斜交層理が発達する。地質図作成地域外の金木町喜良市付近には味噌ヶ沢層の上部が分布し、上部二本松凝灰岩部層から鶴ヶ坂層にかけての岩相層序が観察できる。大部分は中～粗粒の砂岩よりなるが、中部と上部に砂質泥岩が認められる。このセクションからは貝化石の産出が報じられている（Iwai，1964；岩井ほか，1986）。本調査では砂質泥岩から放散虫化石が産出した。

層位関係：下位の不動滝層と整合関係にある。

4.8 鶴ヶ坂層（Tsurugasaka Formation）

命名：飯塚（1930）による。

模式地：調査地域外の青森市鶴ヶ坂付近。加藤ほか（1958）により指定。

分布：青森市西部、五所川原市東部および金木町に分布する。いずれも地質図作成範囲外である。本研究では金木町喜良市付近の1露頭のみで観察された。

層厚：青森市南西部で65 m±（加藤・田口，1959）、金木図幅地内で10～20 m（藤井，1966）とされる。喜良市付近では少なくとも20 mの厚さが認められた。

岩相：無層理塊状の白色の軽石凝灰岩よりなる。

層位関係：模式地付近では、基底面の凹凸や基底礫岩の存在から、下位の天田内川層を不整合に覆う可能性が

指摘されていた（加藤ほか，1958）。本層は八甲田第1期火砕流堆積物に対比され、その年代はK-Ar年代などから0.65 Maとされている（村岡・長谷，1990）。したがって、鮮新統の味噌ヶ沢層との間には時間間隙の存在が予想され、味噌ヶ沢層とは不整合関係にあると考えられる。

4.9 段丘堆積物（terrace deposit）

十三湖北岸一帯に海拔40～80 mの平坦面を形成して分布する。層厚20 mである。主として砂と礫からなり、砂には平行葉理や斜交葉理が発達することがある。小泊層および不動滝層を不整合に覆う。

5. 地質構造各説

5.1 四ッ滝ドーム（Yotsudaki Dome）

青森県（1954）により四ッ滝山ドームあるいは四ッ滝山背斜、対馬・上村（1959）により磯松背斜、岩佐（1962）により四ッ滝ドームと呼ばれる構造である。調査地域外の冬部沢から太田川中流域まで約10 kmにわたり北西-南東方向の延びを示し、南東端の太田川付近で半円形のドームを形成する。

磯松川上流から長根沢上流にかけての背斜軸部とされるここでは新第三系最下部の権現崎層と磯松層が地表に現われているため、地域全体を見渡した場合、あたかもそこを中核部として背斜が存在するようにみえる。しかしながら、これら“中核部”の地層は東西性の走向で北へ20°±傾斜しているだけであり、しかもその南西縁は磯松断層により断ち切られている。磯松断層を挟んで南西側の地層は南西へ30°±傾斜しているため、結果的に“背斜軸”は磯松断層に一致することになる。すなわち、磯松断層の北東側の地層に限ってみると、従来あるとされてきた背斜構造は認められない。

四ッ滝沢では、中核部の権現崎層・磯松層・冬部層はほぼ水平の姿勢をとり、その南西縁は磯松断層に絶ち切られ、北縁は北傾斜して北へ向かって順次上位の地層が現われていく。

長根沢断層より東側では長根沢上流に中心をもつ明瞭な半ドーム構造が認められる。その中核部には冬部層が広く分布し、大導寺沢上流に磯松層がわずかに露出する。これらを取り巻いて、内側から順に長根層・小泊層下部・太田凝灰岩部層がドーム構造に調和的な分布を示す。

5.2 小泊向斜（Kodomari Syncline）

青森県（1954）により七ツ石向斜、対馬・上村（1959）により小泊向斜と呼ばれる構造であり、小泊港北部の七ツ石付近から桂川にかけて北西-南東方向に延びる。北西

に向かってブランチし、軸部には南から長根層・小泊層および不動滝層が順に分布している。東翼急傾斜、西翼緩傾斜の非対称な形態で、軸は東寄りに位置している。小泊付近の東翼部はとくに傾斜が急で、小泊川ではほぼ直立し、さらに三角山東方では一部逆転して $50\sim 80^\circ$ の東傾斜を示している。一方、両翼とも南東部ほど傾斜が緩くなり、山王坊川より東ではほとんど水平になる。本向斜の東翼部は磯松断層により切られる。

5.3 今泉向斜 (Imaizumi Syncline)

本向斜は四ッ滝ドームと袴腰岳ドームの間に位置し、南西へ向かってブランチする北東-南西方向の軸をもつ。軸部には北東側から順に小泊層・不動滝層および味噌ヶ沢層が分布する。軸部では両翼とも 10° 土の傾斜を示す。本向斜南端の薄市付近の味噌ヶ沢層下部の上部は向斜軸と直交する走向を示すため、本向斜を生じた変形の影響を受けていないと判断される。したがって、本向斜の形成時期は味噌ヶ沢層下部のうちの下部の堆積期間中である。その年代は第2表によれば *Lychnocanoma* sp. A の生存期間 (6.2~5.2 Ma) に相当することから (本山, 1993), 本向斜の形成時期は中新世末期であると考えられる。

5.4 袴腰岳ドーム (Hakamagoshidake Dome)

青森県 (1954) と岩佐 (1962) によれば、袴腰岳を中心として南北に伸びる長円形をしたドーム構造であり、南北約 15 km 東西約 8 km におよび、その東縁は津軽断層により画される。中核部には長根層が分布し、その外側を取り巻いて小泊層・不動滝層および味噌ヶ沢層が順に分布する。調査地域内では一般に 20° 土の傾斜を示す。中ノ股沢では小泊層下部に小規模な複褶曲が認められる。

5.5 磯松断層 (Isomatsu Fault)

小泊向斜の北東側に平行して、北西-南東方向に少なくとも 5 km にわたって追跡される。北東側の四ッ滝ドーム中核の隆起部と南西側の小泊向斜の境界に形成された断層である。断層を境に、北東側の地層は磯松川と桂川付近で北東に 20° 土傾斜し、南西側の地層は磯松川で約 30° で南西に傾斜している。四ッ滝沢では断層の両側の地層ともほぼ水平であるが、変位量はかなり大きく、断層を挟んで権現崎層と長根層が接する。

磯松川においては断層の位置を特定することができるが、露頭が表土に覆われているため、断層面を直接観察することはできなかった。そこでは、 $N 40^\circ W$ の方向でほぼ垂直とみられ、断層の幅は 3 m を越えない。そして断層

を境に磯松層中部の土石流堆積物層と冬部層の火山礫凝灰岩が接している。

本断層が磯松川より北西方へどのように延びているのかは不明である。板割沢上流と小泊川上流には磯松層の露出が知られており (対馬・上村, 1959), その露出地の西縁に沿って北へ向かって延びていく可能性がある。

本断層の北側には並走する派生的な断層がある。この断層は板割沢と磯松川の間から東へ向かい、桂沢上流を横切って四ッ滝沢付近まで達するが、その先は未確認である。断層の両側の地層はいずれも 20° 土で北東に傾斜する。断層を挟んで、権現崎層から冬部層にかけての地層が繰り返して地表に現われる。磯松川ではこの断層が露頭において観察できる。そこでは、断層面は垂直で $N 45^\circ W$ の方向に延び、幅 1.5 m の破碎帯を挟んで磯松層下部の礫岩 (上流側) と磯松層中部の土石流堆積物 (下流側) が接している。

5.6 長根沢断層 (Naganesawa Fault)

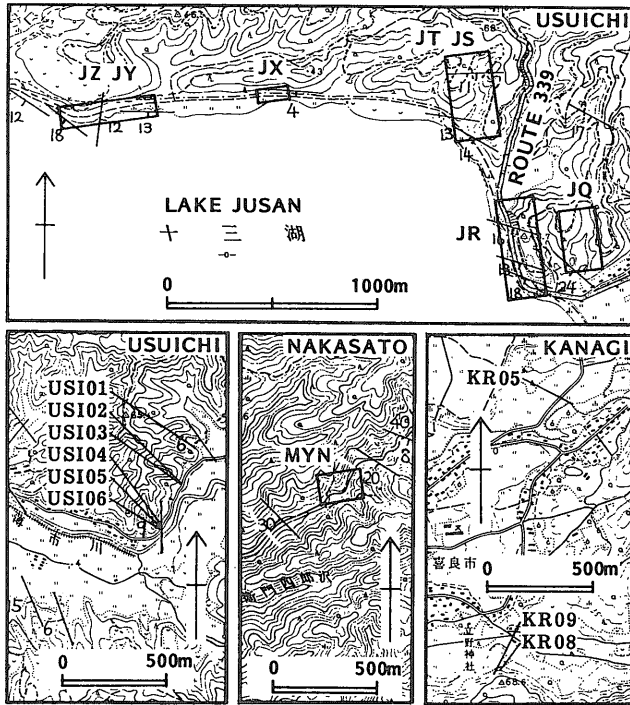
長根沢上流から十三湖北岸にかけて、北北東-南南西の方向に約 7 km の長さをもつ推定断層である。小泊向斜の延びの方向に斜交し、向斜構造を絶ち切っている。断層の南端部で変位量が最も大きく、そこでは冬部層と不動滝層が接し、その層位学的隔離はおよそ 600 m である。本断層近傍の地層には小褶曲や小断層が発達する。

5.7 太田川断層 (Otagawa Fault)

太田川沿いに約 5 km にわたって北東-南西方向に走り、東落ちの変位を示す。通商産業省資源エネルギー庁 (1989) により確認され、太田川断層と命名されたが、本研究では断層露頭は確認できなかった。本断層は四ッ滝ドーム構造の延びの方向と斜交する。長根層と小泊層を切っており、層位学的隔離は約 100 m である。

6. 微化石層序

保存良好な放散虫および珪藻化石が産出するのは一般に珪藻質泥岩であるため、不動滝層を中心に小泊層下部~味噌ヶ沢層上部までを分析対象とした。調査地域における不動滝層は、小泊付近と十三湖付近の大きく 2ヶ所に分かれて分布する。そのうちの十三湖付近の不動滝層、および小泊層下部と味噌ヶ沢層の放散虫および珪藻化石層序については、すでに本山 (1992) で論じたことがあるが、本論では産出リストなどの基礎的なデータを提示するとともに、重要な基準面などについて整理し直すことにする。本研究ではさらに、小泊付近に分布する小泊層最上部~不動滝層からも保存良好な放散虫・珪藻化石



第7図 十三湖セクションにおける各露頭 (JQ~JZ) の位置, 宮野沢母沢セクション (MYN) の位置および薄市セクション (USI) と喜良市セクション (KR) における試料採取地点。地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「薄市」, 「中里」, 「金木」。本山 (1992, Fig. 3) より引用。JQ, JR, JS, JT, JX, JY, JZおよびMYNにおける試料採取地点の詳細は第8図に示す。

Fig. 7 Maps showing the localities of the outcrops in the Jusanko section (JQ-JX) and the JY and JZ outcrops, the Miyanosa-Mozawa (MYN) section, and the sample sites in the Usuiichi (USI) and Kiraichi (KR) sections (Topographic maps "Usuiichi", "Nakasato" and "Kanagi", 1:25,000 in scale, Geographical Survey Institute) (after Motoyama, 1992, Fig. 3). Detailed locations of sample sites in the JQ, JR, JS, JT, JX, JY and JZ outcrops and the MYN section are shown in Fig. 8.

の産出を認めた。これらの微化石記録から抽出された基準面は、小泊層~味噌ヶ沢層の年代決定に役立つ。また、小泊と十三湖両地域間の不動滝層の精密対比にも極めて有効であり、各地域ごとに不動滝層の堆積速度を見積ることができる。

本研究では、放散虫化石帯に船山(1988)と本山(1992)の区分を用いたが、一部では中世古・菅野(1973)を用いた。珪藻化石帯にはMaruyama(1984)とKoizumi(1985)の区分を、また珪藻化石の分類にはAkiba and Yanagisawa(1986)およびYanagisawa and Akiba(1990)を用いる。標準年代尺度にはBerggren *et al.*(1985)を用いた。なお、生層序イベントの年代値の見積りには別の解釈もあり、将来に議論の余地を残す(尾田, 1986)。進化的移行 (evolutionary transition) の概念は

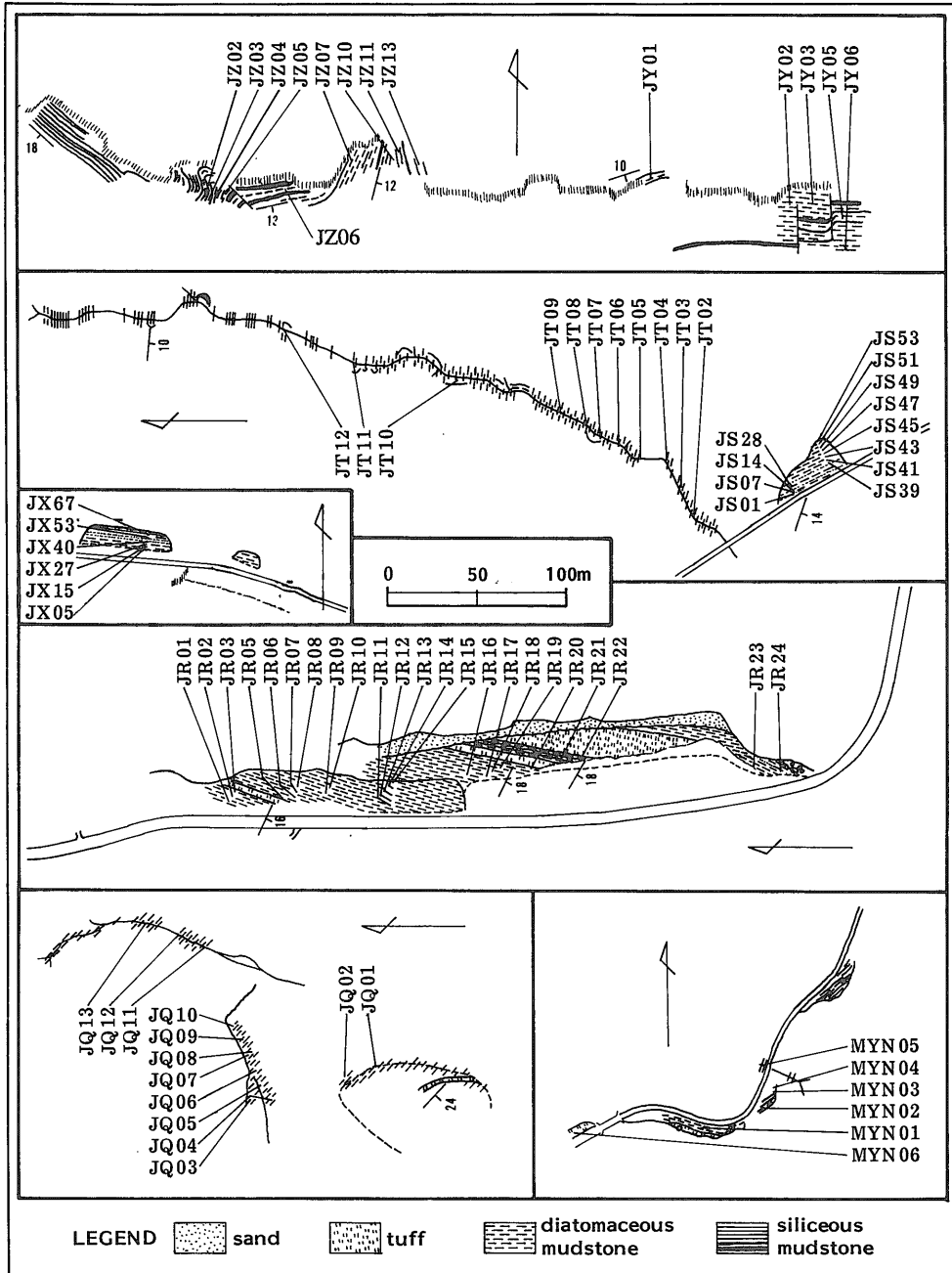
Riedel and Sanfilippo (1971) による。

6.1 試料採取セクション

小泊層と不動滝層の珪藻質泥岩や味噌ヶ沢層の泥質岩は、いくつかの地域に分かれて分布するため、層準および地域ごとに試料採取セクションを設定して系統的なサンプリングを行った(第1図)。以下、下位の地層から順にセクションについて説明する。

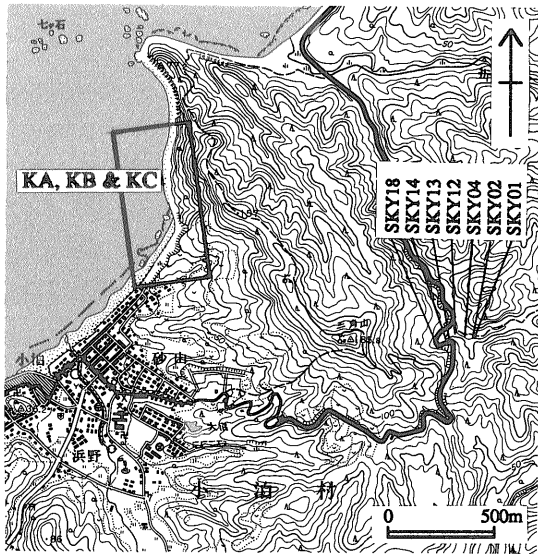
小泊層下部の珪藻質泥岩は、調査地域南端の宮野沢母沢セクション (MYN) における林道の切り割りによく露出する(第7, 8図)。試料MYN 06は、太田凝灰岩部層の軽石凝灰岩中に取り込まれた珪藻質泥岩ブロックから採取した試料である。

不動滝層の珪藻質泥岩は小泊付近と十三湖付近の2ヶ



第8図 露頭JQ, JR, JS, JT, JX, JYおよびJZ, および宮野沢母沢セクションにおける試料採取地点詳細。本山(1992, Fig. 4)を一部修正。

Fig. 8 Detailed maps showing the sample sites in the JQ, JR, JS, JT, JX, JY and JZ outcrops and the Miyanosawa-Mozawa (MYN) section (partly modified from Motoyama, 1992, Fig. 4). See Fig. 7 for the localities of the outcrops.



第9図 小泊セクション (KA, KB, KC) の位置および三角山セクション (SKY) における試料採取地点。地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図「小泊」。

Fig. 9 Map showing the location of the Kodomari section (KA, KB and KC outcrops) and localities of the samples of the Sankakuyama (SKY) section (Topographic map "Kodomari", 1:25,000 in scale, Geographical Survey Institute). See Fig. 1 for the general location of the sections and Fig. 10 for details of the Kodomari section.

所に分かれて分布する。そのうちの小泊付近では、海岸沿いの小泊セクションと三角山の東側に位置する三角山セクションから試料を採取した(第9図)。小泊セクションは大きく3つの露頭(KA, KB, KC)からなり、合わせて150mの層厚を有する不動滝層が連続的に露出する(第10図)。KC露頭は異地性のブロックよりなる。三角山セクション(SKY)では小泊層最上部~不動滝層中部まで、層厚140mの良好な露出が得られた。

十三湖付近では、不動滝層の珪藻質泥岩が十三湖北東岸に沿って露出する(十三湖セクション)。十三湖セクションでは3つの露頭(JR, JS, JX)と2つの小河川(JQ, JT)における柱状図を凝灰岩層を介してつなぎ合わせた結果、最上部の土石流堆積物層を除く不動滝層のほぼ連続的な層序が得られ、全層厚は230mに達した(第7, 8図)。また、十三湖北岸に孤立して露出する、不動滝層最下部の露頭(JY, JZ)からも試料を採取した(第7, 8図)。

十三湖セクションから南東へ約3km離れた薄市セクション(USI)では味噌ヶ沢層下部の砂質泥岩が厚さ30mにわたって採取できた(第7図)。

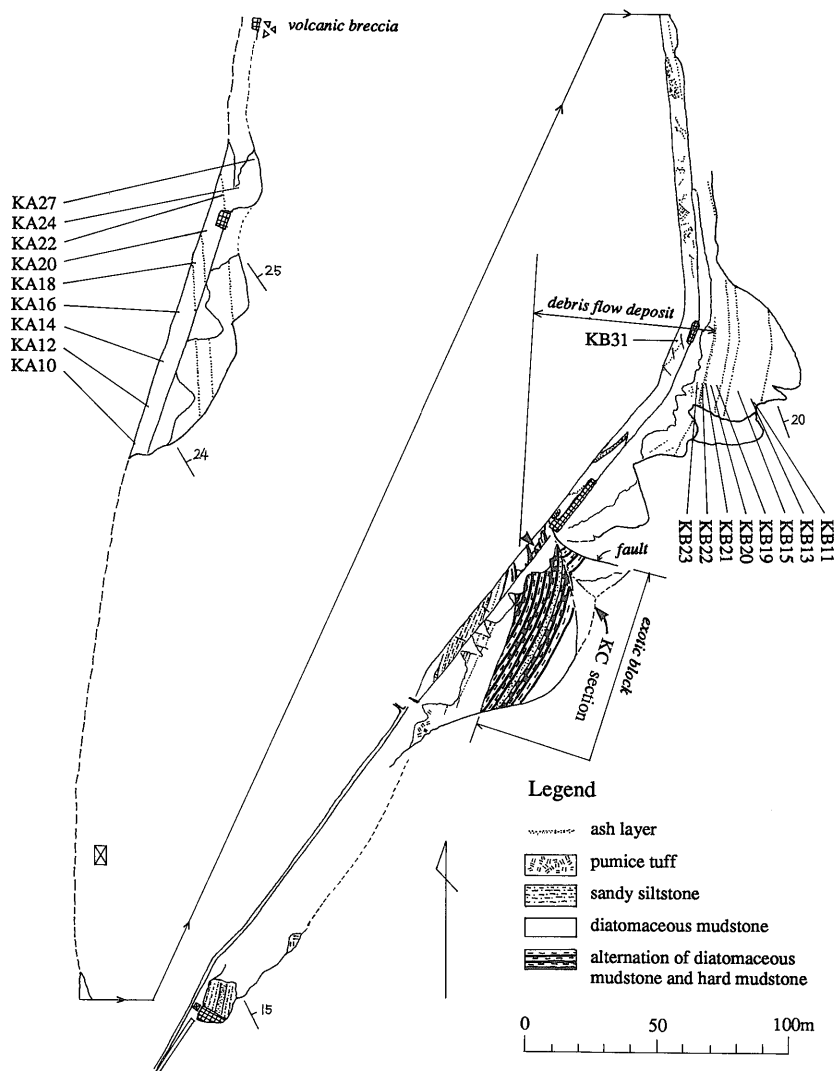
金木町喜良市付近の喜良市セクション(KR)では、上部二本松凝灰岩部層から鶴ヶ坂層にかけての味噌ヶ沢層上部の砂岩および砂質泥岩が露出する。このうちの砂質泥岩から試料を採取した(第7図)。

なお、太田ほか(1957)および対馬・上村(1959)によれば冬部層からも放散虫・珪藻などの微化石が産出している。そこで筆者らは、これら磯松層および冬部層についても試料を採取して分析を行ったが、未だ微化石の産出を認めていない。

6.2 分析方法

まず、硫酸ナトリウム-ナフサ法により試料を細かくし、63 μ mメッシュの篩で水洗した。次に篩の上に残った残渣をピーカーに回収し、これに過酸化水素水(H₂O₂, 10%)と塩酸(HCl, 数%)を順次加えて泥化させた。分散反応の度合いが鈍い試料にはピロ燐酸ナトリウム(Na₄O₇P₂)の粉末(数mg)を過酸化水素水に添加して加熱した。試料が十分に軟化、分散したところで、再び63 μ mメッシュの篩で水洗した。篩の上に残った残渣を乾燥させ、放散虫分析用とした。スライドガラス上に残渣を散布し、エンテラン・ニューを封入剤に用いてマウントした。検鏡は光学顕微鏡を用いて100~400倍で行った。放散虫の含有量が十分に多い試料では、1試料当たり500個体以上になることを目安に個体数の計測を行った(第2~7表)。MYN 05の1試料については、クリーニングが不十分だったため産出の有無のみを*記号で示した(第6表)。

放散虫の処理過程において、篩を通過した泥水10~20mlを200mlのピーカーに取って珪藻分析用とした。ピーカーに水を加えて満量にした後、5時間放置して沈殿を作り上澄み液を捨てる。次に再び水を加えて今度は2時間放置し、上澄み液を捨てる。水の交換を繰り返して溶液を中性にし、続いて上澄みが透明になるまで懸濁した粘土粒子を除去する。最後に上澄み液を捨てた沈殿を管ピンに回収する。これを水で希釈し(数10~数1000倍)、適量をカバーガラスに盛り付けて乾燥させる。このカバーガラスをブルーラックスを用いてスライドガラスにマウントした。珪藻の同定は光学顕微鏡を用いて100~600倍で行った。珪藻の分析は化石帯認定の鍵になる示準タクサの概査に留め、相対的な産出量をA:多産, C:普通, R:少産, +:存在の4段階で表記した。産出頻度が低い試料では、産出の有無のみを記号*で示し、



第10図 小泊セクションにおける試料採取地点。

Fig. 10 Detailed map showing the localities of samples of the KA and KB outcrops and location of the KC outcrop in the Kodomari section exposed along the eastern margin of Kodomari Harbor. See Fig. 9 for the localities of the outcrops.

保存が悪いため同定に疑問があるものを?で表した(第8~12表)。

6.3 微化石基準面

生層序学的な分析を行った結果、放射虫および珪藻とも調査地域内の7本のセクションから層位的に連続するデータを得ることができた。それらの結果を各セクションごとにまとめて、第2~12表に表す。次に各セクシ

ンから、年代決定上、重要な生層序イベントを抽出して第1表に整理した。その結果、調査地域では下位から順に次の10の基準面が確認された。すなわち、*Eucyrtidium inflatum* Klingの出現(放射虫)、*Denticulopsis simonsenii* Yanagisawa and Akibaの出現(珪藻)、*Cyrtocapsella japonica* (Nakaseko)の連続的産出の上限(放射虫)、*Denticulopsis dimorpha* (Schrader) Simonsonの出現(珪藻)、*Denticulopsis katayamae* Maruyama

の出現（珪藻），*D. dimorpha* の消滅（珪藻），*Lychnocanoma magnacornuta* Sakai の連続的産出の上限（放散虫），*D. katayamae*の消滅（珪藻），*Stichocorys delmontensis* (Campbell and Clark) から*Stichocorys peregrina* (Riedel) への進化的移行（放散虫），*Lychnocanoma* sp. Aの出現（放散虫）である。これらのうち，*E. inflatum*の出現および*D. simonsenii*の出現の2つの基準面は小泊層下部から，*C. japonica* の連続的産出の上限から*S. delmontensis* から*S. peregrina*への進化的移行までの7つの基準面は不動滝層から，そして*Lychnocanoma* sp. Aの出現は味噌ヶ沢層から認められた。

不動滝層については複数のセクションにおいて微化石の検討を行ったが，基準面のうちのいくつかは2つ以上のセクションに共通して認められ，これにより各セクションの細かな対比が可能になる（第11図）。以下，それらセクションの対比について述べる。

小泊セクションでは不動滝層から検出された上述の7つの基準面のうち下位の5つが認められ，*D. katayamae*の消滅が最上部の層準（KA 27）より上位に位置付けられる。三角山セクションでは*D. dimorpha*の出現，*D. katayamae*の出現，*D. dimorpha*の消滅の3つの基準面が認められ，*L. magnacornuta*の連続的産出の上限が最上部の層準（SKY 18）より上位に位置付けられる。十三湖セクションでは最下位の*C. japonica* の連続的産出の上限を除く6つの基準面が認められたが，そのうちの*D. katayamae*の出現と*D. dimorpha*の消滅の2つの基準面

はJX 27とJX 40の厚さ2.4 mの区間に一致して認められる。

*D. dimorpha*の出現，*D. katayamae*の出現，*D. dimorpha*の消滅，*L. magnacornuta*の連続的産出の上限の4つの基準面は小泊セクションと十三湖セクションの両方に共通して認められた。また，それらに*D. katayamae*の消滅を加えた5つの基準面の出現順序は両セクションの間で矛盾しない。これら5つの基準面は十三湖セクションでは最下部の層厚約30 mの間に位置することから，小泊セクションの上部（KB 21～KA 27）と三角山セクションの大部分（SKY 04～SKY 18）は十三湖セクションの下部（JT 10～JS 14）に対比される。

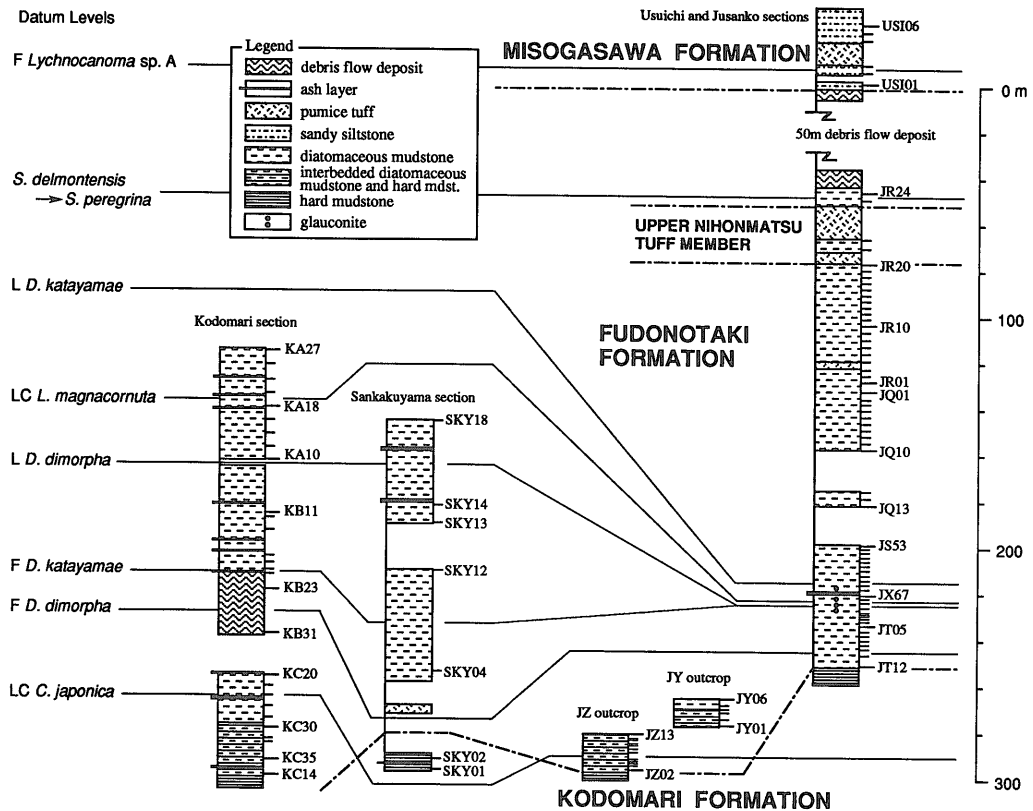
さらに細かく見ると，三角山セクションの下部（SKY 04）は十三湖セクションの最下部（JT 10～JX 27）に対比される。小泊セクションの中部（KB 21～KB 11）は三角山セクションの中～上部（SKY 12～SKY 14）に対比されるが，十三湖セクションにはこれに相当する地層は認められていない。小泊セクションの上部（KA 10～KA 18）と三角山セクションの最上部（SKY 18）は十三湖セクション下部のJX 40付近の極めて薄い区間に対比される。小泊セクション最上部（KA 20～KA 27）は十三湖セクションのJX 53～JS 14の層序区間に対比される。

以上に述べた基準面のうちのいくつかは化石帯の境界を規定する。基準面と化石帯の関係は本山（1992，Fig. 2）においてすでに図示した。本論では第1～12表の基礎データと本山（1992）を合わせて地質年代や堆積速度に

第1表 放散虫・珪藻化石基準面のリスト。F：出現，L：消滅，LC：連続的産出の上限，→：進化的移行。年代値は本山（1993）およびKoizumi（1985）による。

Table 1 List of radiolarian and diatom datum levels recognized in the study area. F: first occurrence, L: last occurrence, LC, last consistent occurrence, →: evolutionary transition. Ages after Motoyama (1993) and Koizumi (1985).

Datum	Age (Ma)	Sampling section					
		Kodomari	Sankayuyama	Jusanko	Usuichi	Miyanosawa	JY & JZ
F <i>Lychnocanoma</i> sp. A	6.2				USI02/03		
S. <i>delmontensis</i> → S. <i>peregrina</i>	7.4			JR23/24			
L <i>Denticulopsis katayamae</i>	8.0			JS14/28			
LC <i>Lychnocanoma magnacornuta</i>	8.5	KA18/20		JX40/53			
L <i>Denticulopsis dimorpha</i>	8.5	KB11/KA10	SKY14/18	JX27/40			
F <i>Denticulopsis katayamae</i>	8.75	KB22/21	SKY04/12	JX27/40			
F <i>Denticulopsis dimorpha</i>	8.9	KB31/23	SKY02/04	JT11/10			
LC <i>Cyrtocapsella japonica</i>		KC26/22					JZ05/07
F <i>Denticulopsis simonsenii</i>	14.5					MYN04/02	
F <i>Eucyrtidium inflatum</i>						MYN05/04	



第11図 不動滝層の試料採取層準と微化石基準面。

Fig. 11 Biostratigraphic correlation of sections of the Fudonotaki Formation in the study area based on radiolarian and diatom datum levels.

ついて考察する。なお、本山(1992)における *Denticulopsis hustedtii*, *Lychnocanoma* sp., *L. nipponica magnacornuta* の消滅は、それぞれ本論の *D. simonsenii*, *Lychnocanoma* sp. A, *L. magnacornuta* の連続的産出の上限に対応する。

7. 考察

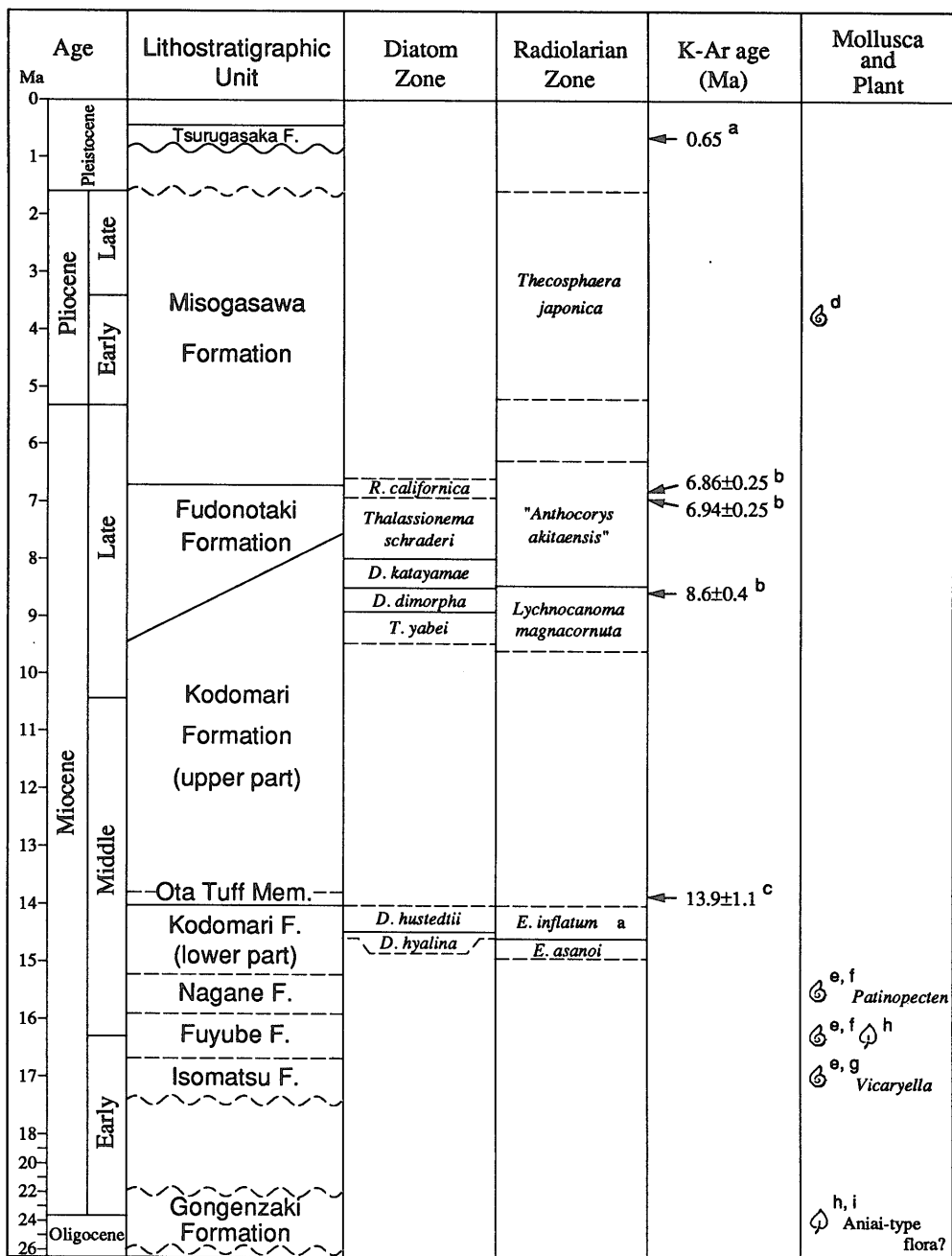
7.1 地質年代

上述の放射虫と珪藻化石データを含め、既存の種々のデータを総合して、新第三系および第四系の地質年代を推定した(第12図)。

権現崎層については、阿仁合型植物群に同定される植物化石が産出したという間接的な報告がなされたことがあるが(対馬・上村, 1959), その後、具体的な産出種として *Ficus* sp. と *Quercus* sp. が報じられた(北村ほか, 1972)。阿仁合型植物群の主要年代(台島型植物群の

出現以前の年代)は漸新世最後期～前期中新世に当たる26-22 Maとされている(鹿野・柳沢, 1989)。磯松層は、*Venericardia subnipponica* Nagao, *Volsella*, *Cardium*, *Trapezium*, *Turritella*, *Trochocerithium*, *Crepidula* などの貝化石の産出から、かつて漸新統とされたことがある(Nomura and Hatai, 1936; Kotaka, 1955)。しかし、その後Mizuno(1964)は漸新世の要素は認められないとして、磯松層を台島階下部に対比した。また最近、小笠原(1994)は貝類組成の特徴から、磯松層を八尾一門の沢動物群が産する16 Ma前後より前の時代(17 Ma)に含めている。

冬部層および長根層は、岩相の類似性からそれぞれ秋田県の台島層および西黒沢層に対比され、*Patinopecten yamasakii iwasakiensis* (Nomura) などを特徴とする貝化石群もその対比に矛盾しないとされた(Mizuno, 1964)。またKotaka(1955)は、*Chlamys nisataiensis*



a = Muraoka and Hase (1990), b = MITI (1989), c = Suzaki and Minoura (1992), d = Iwai (1964),
 e = Mizuno (1964), f = Nomura and Hatai (1936), g = Kotaka (1955), h = Tsushima and Uemura (1959),
 i = Kitamura *et al.* (1972)

第 12 図 津軽半島中西部の新第三系・第四系の地質年代。

Fig. 12 Geological ages of the Neogene and Quaternary formations of the central western part of the Tsugaru Peninsula. Dashed lines indicate poorly controlled boundaries.

Otuka, *Ostrea gravitesta* Yokoyama, *Terebratalia tenuis* (Hayasaka) などの産出により, 本論の冬部層と長根層を合わせたものにほぼ相当する桂川層(北村ほか, 1972; 岩井ほか, 1986) を秋田県の西黒沢層および須郷田層に対比している。冬部層からは *Zelkova ungeri* (Ettings.), *Tilia distans* (Nathorst), *Castanea kanekoi* (Tanai) などの植物化石の産出も知られている(対馬・上村, 1959)。

本研究により小泊層下部には放散虫の *Eucyrtidium asanoi* 帯と *E. inflatum* 帯 a 亜帯, および珪藻の *Denticulopsis hyalina* 帯と *Denticulopsis hustedtii* 帯の存在が認められた。太田凝灰岩部層からは 13.9 ± 1.1 Ma という黒雲母 K-Ar 年代値が得られている(須崎・箕浦, 1992)。したがって, 小泊層下部および太田凝灰岩部層は中部中新統に相当する。

小泊層上部の大部分については年代を示唆するデータは今のところない。わずかに, 三角山セクションにおける小泊層最上部から, 放散虫の *L. magnacornuta* 帯および珪藻の *Thalassiosira yabei* 帯の存在が認められた。これにより, 小泊層の最上部の年代は後期中新世と考えられる。

不動滝層は珪藻の *T. yabei* 帯～*Rouxia californica* 帯に, 放散虫の *L. magnacornuta* 帯～“*Anthocorys akitaensis*”帯に相当し, 上部中新統に対比される。なお, 珪藻の *T. schraderei* 帯と *R. californica* 帯の境界は確定することができなかった。調査地域外の津軽半島東部地域において, 不動滝層相当層とされる塩越層中の今別安山岩類からは 8.6 ± 0.4 Ma, 6.94 ± 0.25 Ma, 6.86 ± 0.25 Ma という全岩 K-Ar 年代値が得られている(通商産業省資源エネルギー庁, 1989)。

今泉東方では小泊層の硬質泥岩が, 不動滝層上部に挟在する下部二本松凝灰岩部層の直下の層準にまでおよんでいる。下部二本松凝灰岩部層は珪藻の *T. schraderei* 帯～*R. californica* 帯中に位置することから, 小泊層と不動滝層の地層境界は時間面に対して斜交しているものと考えられる。

味噌ヶ沢層最下部に認められた *Lychnocanoma* sp. A の出現の年代は 6.2 Ma であるため(本山, 1993), 味噌ヶ沢層下部の年代は後期中新世である。味噌ヶ沢層上部からは *Thecosphaera japonica* Nakaseko が産出した。日本海におけるこの種の出現の年代は 5.2 Ma であると考えられることから(本山, 1993), 味噌ヶ沢層上部は鮮新世に当たると判断される。

鶴ヶ坂層は調査地域外の黒石地域において, 0.65 Ma の年代値を持つ八甲田第 1 期火砕流堆積物に対比されて

いる(村岡・長谷, 1990)。したがって, 鶴ヶ坂層は更新統である。

7.2 不動滝層における堆積の停滞イベント

6.3 節で述べたように, 不動滝層からは多くの基準面が検出され, それにより各セクションを詳細に対比することができた(第 11 図)。さらに, それら基準面に対して与えられている絶対年代値を用いることにより, 各セクションごとに堆積速度を見積ることも可能である。以下, セクションの精密対比と堆積速度の見積りから明らかになった, 堆積の停滞イベントについて詳述する。

7.2.1 不動滝層の堆積速度

基準面を使ってセクションを対比した結果, *D. katayamae* の出現と *L. magnacornuta* の連続的産出の上限に挟まれた地層の厚さが, 小泊地域と十三湖地域との間で極端に異なることが明らかになった(第 11 図)。*D. katayamae* の出現の年代を 8.75 Ma (Koizumi, 1985), *L. magnacornuta* の連続的産出の上限の年代を 8.5 Ma (本山, 1993) としてこれら 2 つの生層序イベントの間の堆積速度を見積ると, 小泊セクション(厚さ 74 m)では 30 cm/1000 yrs, 三角山セクション(厚さ 65 m⁺)でも同程度の 26 cm/1000 yrs 以上, そして十三湖セクションでは層厚を JX 27 と JX 53 の間の 3.5 m として 1.4 cm/1000 yrs となる。したがって, 小泊地域と十三湖地域の間では堆積速度に約 20 倍の違いがあることになる。

十三湖セクションの *D. dimorpha* の出現と *D. katayamae* の出現の間の地層(厚さ 20 m)の堆積速度を, *D. dimorpha* の出現の年代を 8.9 Ma (Koizumi, 1985) として計算すると, 13 cm/1000 yrs となる。また, *L. magnacornuta* の連続的産出の上限と *S. delmontensis* から *S. peregrina* への進化的移行との間(厚さ 175 m)の堆積速度を, *S. delmontensis* から *S. peregrina* への進化的移行の年代を 7.4 Ma (本山, 1993: *S. peregrina* の第 1 の進化的出現)として求めると, 16 cm/1000 yrs という値が得られる。したがって, 十三湖セクションの 8.75～8.5 Ma 相当の地層(すなわち, 珪藻化石帯の *D. dimorpha* 帯上部～*D. katayamae* 帯下部で, 放散虫化石帯の *L. magnacornuta* 帯の最上部)の堆積速度は, 同一セクション内の上下の地層と比較しても 10 分の 1 程度にまで低下しているといえる。試料 JX 27 と JX 40 の間(厚さ 2.4 m)では, *D. katayamae* の出現と *D. dimorpha* の消滅が同時に認められるため, *D. dimorpha* 帯の上部はハイエタスにより堆積せず(あるいは剝削され), それに引き続く *D. katayamae* 帯の下部では堆積が停滞

した状態にあったとみなすことができる。もちろん、試料JX 27とJX 40の間でもっと試料間隔を詰めれば、2つの基準面が分離して抽出される可能性も残されている。現に堆積速度が低い層準でも、わずか数mの層序区間に、連続する複数の化石帯が欠けることなく認められた例もある(船山, 1988)。そこで、ここでは便宜上、*D. dimorpha* 帯の上部に当たる無堆積期間とその上位の*D. katayamae* 帯下部に当たる堆積停滞期間とをはっきり区別せずに、合わせて停滞期間とみなす。

7.2.2 不動滝層における堆積の停滞の原因について

日本の新第三系のハイエタスないし堆積停滞層準からは、しばしば海緑石の濃集が報告されている(船山, 1988; 渡辺, 1990)。十三湖セクションにおいても上述の堆積停滞層準を挟んで、ほぼJX 15からJS 14の間の厚さ約11.3mに海緑石が含まれている。海緑石の生成を堆積速度の低下や無堆積の指標とみるならば、珪藻の*D. dimorpha* 帯上部～*D. katayamae* 帯最上部に当たる期間中、堆積の停滞がずっと続いていたという解釈も成り立つ。

上部中新統のこれと同時期の層準では、北海道から北陸に至る多数の陸上セクションにおいてハイエタスが知られており、とくにその開始時期が同時的であるといわれている(Akiba, 1986; 渡辺, 1990, 1994)。十三湖セクションにおける堆積の停滞期間は、他地域のハイエタスの継続期間(一般に*D. dimorpha* 帯上部～*T. shraderei* 帯ないし*R. californica* 帯)に比べて短い、その開始時期はよく一致している。

渡辺(1990, 1994)は富山県氷見・灘浦地域の調査などをもとに9 Ma頃に始まるハイエタスの形成要因として、堆積物の供給量・構造運動および底層流の強度を考慮する必要性を述べた。そして、前2者はこの時期のハイエタスの主因とはならず、むしろ底層流の強度が重要であることを説いた。以下、十三湖セクションについても停滞の原因を考察してみる。

まず、9～7 Ma前後は低海水準期とされることから(Haq *et al.*, 1988)、陸源物質の供給量が大きく減ったとは考えられない。また、すでに述べたように小泊地域では同時期に20倍もの厚さの珪藻質泥岩が堆積しており、わずか14 kmしか離れていない海域で生物生産量に大きな違いがあったとは考えにくい。よって、十三湖セクションにおいても堆積の停滞の主因を堆積物の供給量の減少に求めることはできない。

もともと十三湖付近にも小泊付近と同程度の割合で堆積物が供給されたとすれば、海底に定着しなかった分の

堆積物は溶解したか、どこかへ運搬されてしまったものと考えられる。珪藻質泥岩の主要な構成物であるオパールは海洋中での溶解度は一般に海域や深度によってあまり変化しないので、十三湖付近でのみ差別的な溶解が進んだとは考えられない。海底で堆積物を他所へ移動させる営力としては、底層流と斜面下方への重力が考えられる。後期中新世の青森地域は伸張応力場にあり、堆積盆の形状が大きく変化するような構造運動は知られていない(須崎・箕浦, 1992)。したがって、8.5 Ma前後の期間に限って重力による移動を強めるような斜面の形成や構造運動は考えられない。また同様に、構造運動による水深の極端な減少や海面上での削割も考えられない。

以上より、直接的な証拠はないものの、十三湖セクションにおける堆積速度の低下の主因は底層流の強化に求めるのが妥当であると判断される。では、一方の小泊地域で同時期に堆積の停滞やハイエタスが起らなかったのはなぜであろうか。この問題は底層流の発生原因の特定および流路の復元という問題と表裏一体の関係にあり、現時点で解答を得るのは難しい。ここでは、どのような条件のもとで不動滝層が堆積したのかについて、小泊付近の堆積場を中心に考えてみる。

小泊付近の小泊層下部の上部から小泊層上部の下部にかけては、著しいスランプ構造が発達するのに対し、長根沢以東の小泊層中にはスランプ構造はほとんど認められない。これら小泊付近のスランプ構造は、大きいもので厚さが20 mにおよぶスランプシートが繰り返して累重したものであり、小泊層の堆積期を通じてスランピングが断続的に発生していたことが示唆される。このようなスランプ堆積物の存在は、その堆積場が海底斜面かその下の海盆底にあったことを物語る。不動滝層自体にはスランプ構造は認められないが、小泊セクションの不動滝層下部には外来性のブロックを含む土石流堆積物が存在することから、不動滝層堆積期にも近傍に地形的な高まりが存在していた可能性は高い。以上より、小泊付近は小泊層および不動滝層の堆積期間中、背後に斜面を抱えた相対的な低所に位置していたと推定できる。小泊付近の小泊層中のスランプ褶曲の褶曲軸の多くは南北性の方向をもち、軸面が東に傾くものが多い。このことは東側がより高く、西向きに海底地滑りが発生したことを示唆する。では当時、小泊付近は十三湖付近と比較してより深海部にあったのであろうか。それとも、これら2地域の深度は等しかったが、その間に地形的な高まりがあったのであろうか。長根沢以東の小泊層や不動滝層中にはスランプ構造が認められないことから、前者の考えが支持される。

以上により、8.5 Ma前後の時期には、堆積の停滞が起こった十三湖付近は相対的な高所に位置し、停滞が起こらなかった小泊付近は相対的な深海部に位置していたと結論される。すなわち、地形的な位置の違いが両地域での底層流の堆積への影響の違いを引き起こした可能性が高いと考えられる。

以上の堆積場の復元により、調査地域における8.5 Ma前後のハイエタスないし堆積の停滞イベントがもつ性質の一端を示すことができた。詳細な地域地質の考察に基づいて本邦陸域の新第三系中のハイエタスの性質を研究した例には、渡辺(1990, 1994)と船山(1988)がある。渡辺(1990, 1994)の富山県水見・灘浦地域におけるモデルによると、その地域の8.5 Ma頃から始まるハイエタスの時空分布は、底層流と傾動運動の相互作用により地形的高所でハイエタスが長期化し、低所で短期的になるという。また、船山(1988)は能登半島珠洲地域の中中新統中の堆積停滞層の時空分布を珪質微化石層序を使って描き出すことに成功しているが、堆積場の復元については論じていない。渡辺(1990, 1994)の結論は、ハイエタスの形成に地域的な海底地形の影響を考慮した点で、不動滝層のケースと共通性が認められる。

一方、中新世の日本列島の広域的な古地理の復元例は比較的多い(たとえば天野・佐藤, 1989; 鈴木, 1989; Iijima and Tada, 1990)。たとえば天野・佐藤(1989)は、10~3 Maの時期をひとつの古地理図として表現し、現在の奥羽脊梁山地に当たる地域に火山性の隆起域が形成され、西方へ向かって海の深さが増していく姿を復元している。これは、ハイエタスが形成されたり堆積の停滞が起きたときの時代背景を示すものとして重要な情報である。しかしながら、今ここで問題にしているのは、8.5 Ma前後(*D. dimorpha* 帯~*T. shraderei* 帯とすればおよそ200万年間)という限られた期間に特異的に発現した地質現象であるから、直接的な古環境復元に結びつけるためには、やはり200万年程度の分解能をもった古地理図が必要である。たとえば、Iijima *et al.* (1988, Fig. 4)の15-13 Maの古地理図は期間も短く、海緑石の分布も表示されている。今回問題にしたハイエタスの成因の解明には、同様の分解能をもつ8.5 Ma前後の古地理図が作成されることが望まれる。

他方、太平洋などの外洋域でも深海掘削サイトから多数のハイエタスが報告されており、その時空分布や成因の研究も進んでいる(たとえばMoore *et al.*, 1978; Keller and Barron, 1983)。それによれば、深海底ハイエタスの形成には海底地形・海陸分布・古気候などの変化によりもたらされる海洋循環の変化が重要な役割を果

たしているものと推定されている。本論や渡辺(1990, 1994)、Akiba(1986)により示された本邦陸域における8.5 Ma前後のハイエタスないし堆積の停滞は、時期的にはKeller and Barron(1983)の“NH 5”(新第三紀の5番目のハイエタス)に相当する。したがって、本論で考察した8.5 Ma前後のハイエタスないし堆積の停滞の成因として、広域的な海洋循環の変化に伴う底層流の強化を考慮する必要も考えられる(ただし、外洋域におけるハイエタスの多くは水深5000~6000 mにおよぶ深海底に記録されたものであるため、近傍に陸地が存在し、相対的に浅い水深で堆積したと考えられる本邦陸域の新第三系中のハイエタスをそれらと全く同列に考えることには問題があると思われる)。

以上で底層流とハイエタスや堆積の停滞についての考察を終えるが、ここで、もうひとつ別の可能性について簡単に述べる。小泊付近の小泊層と不動滝層中にはスランプ層や土石流堆積物が認められたが、これらの地滑り体が最初に堆積していた場所には地層の欠損が生じるはずである。もし、十三湖付近でも小泊付近と同程度の厚さの堆積物が堆積し、その後に層面に平行な滑り面をもつ海底地滑りが発生したとすれば、*D. katayamae*の出現と*D. dimorpha*の消滅に挟まれた部分の地層の欠如を説明することができる。さらに、地滑り体の移動後に残された“傷跡”(slide/slump scar)も生物擾乱で掻き消されてしまうこともありえる。しかし、小泊付近では同層準にはスランプ層や土石流堆積物層はないため、実際に十三湖付近で海底地滑りが起こったのだとしても、地滑り体がどこへ移動してしまったのかは分からない。また、slide scarそのものも全く観察されていない。このように、小泊付近において小泊層および不動滝層の堆積中にたびたびスランプや土石流が発生していたという間接的な証拠以外に、海底地滑りによる欠層を示唆する直接的な証拠は見つかっていない。むしろ、十三湖付近における問題の層準に海緑石が存在することは、海底地滑りによる欠層よりも、無堆積や堆積速度の低下を原因とする方に有利な状況証拠であると考えられる。

ハイエタスや堆積の停滞、あるいは海緑石密集層の原因究明には、個々の地域におけるそれらの詳しい時空分布や、その場所を取り巻く地理学的、海洋学的条件をひとつでも多く明らかにしていくことが重要である。そして、具体的な事例を積み重ねることによって、より詳細な古地理の復元が可能になり、ひいてはハイエタスや底層流の発生や消長に関する理解も一層深まるに違いない。

8. おわりに

本論では青森県津軽半島中西部に分布する新第三系を対象に、主に野外における観察に基づいて岩相記載や地層区分の詳しい記述を行った。また、中部中新統～鮮新統に当たる小泊層・不動滝層および味噌ヶ沢層から産出した放散虫と珪藻化石について、詳細な生層序分析を試みた。その結果、各地層の年代を推定し、地域地質のより深い理解に貢献することができた。さらに本論では堆積速度を見積ることで、化石層序のデータを地域の地質現象の理解へとフィードバックさせ、広域的に追跡可能な堆積の停滞イベントを検出することができた。このように本研究では、ハイエクスなど各種地質現象の時空分布の把握や遠隔地間の精密対比において微化石分析の実効性が改めて確認された。その意味で、今後も各地方ごとに地層の年代決定を進めるとともに、基準面の再評価や化石帯の細分などを通して分解能の向上にも一層力を入れていく必要があると考える。

謝辞 研究全般にわたり御指導いただいた東北大学理学部高柳洋吉名誉教授、石崎国熙教授、海保邦夫助教授ならびに北海道大学理学部長谷川四郎助教授に厚く御礼申し上げます。地質調査所海洋地質部の中尾征三博士、地質部の柳沢幸夫博士ならびに燃料資源部の渡辺真人氏には原稿をお読みいただき、種々の有益な御助言御討論をいただいた。山形大学理学部のRichard Jordan博士には英文の添削をしていただいた。放散虫化石の分類学および層位学の問題については宇都宮大学農学部酒井豊三郎教授ならびに相田吉昭助教授に御指導いただいた。以上の方々に深く感謝申し上げます。珪藻分析の資料整理に当たっては文部省科学研究費補助金(07640618)の一部を使用した。

文 献

Akiba, F. (1986) Middle Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy in the Nankai Trough and Japan Trench, and modified Lower Miocene through Quaternary diatom zones for middle-to-high latitudes of the North Pacific. *In* Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, vol. 87, p. 393-481. Washington, D. C., U.S. Government Printing Office.

——— and Yanagisawa, Y. (1986) Taxonomy, morphology and phylogeny of the Neogene

diatom zonal marker species in the middle- to high-latitudes of the North Pacific. *In* Kagami, H., Karig, D. E., Coulbourn, W. T., *et al.*, *Init. Repts. DSDP*, vol. 87, p. 483-554. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.

天野一男・佐藤比呂志(1989) 東北本州弧中部地域の新生代テクトニクス。地質学論集, vol. 32, p. 81-96.

青森県(1949) 青森県地下資源調査報告。87 p.

———(1954) 青森県の地下資源。青森県総務部調査課, 148 p.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. and Van Couvering, J. A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 96, p. 1407-1418.

藤井敬三(1966) 5万分の1地質図幅「金木」および同説明書, 地質調査所, 40 p.

———(1981) 油川地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1図幅), 地質調査所, 38 p.

船山政昭(1988) 能登半島珠洲地域の第三系の新第三系の岩相および放散虫化石層序。東北大地質古生物研報, no. 91, p. 15-41.

Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. (1988) Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sealevel change. *In* Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Dendell, G. C. St. C., Psamentier, H., Ross, C. A. and van Wagonar, J. C., eds., *Sea-level changes: and integrated approach. S.E.P.M. Special Pub.*, no. 42, p. 71-108.

猪鹿倉忠俊(1931) 津軽半島に発達せる海岸段丘に就て。地理学評論, vol. 7, p. 691-707.

Iijima, A. and Tada, R. (1990) Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan sea. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 22, no. 2., p. 122-171.

———, ——— and Watanabe, Y. (1988) Developments of Neogene sedimentary basins in the northeastern Honshu arc with emphasis on Miocene siliceous deposit. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. 2*, vol. 21, no. 5., p. 417-446.

飯塚保五郎(1930) 青森油田の地質に就きて。地質雑,

- vol. 37, no. 447, p. 727-731.
- Iwai, T. (1964) Stratigraphy of the Neogene formations of the northeastern margin of the Tsugaru Plain, Aomori Prefecture, Japan. *Saito Ho-on Kai Museum Res. Bull.*, no. 33, p. 1-8.
- 岩井武彦・多田元彦・北村 信(1986) 島弧横断ルート No. 8 (小泊半島-陸奥湾-むつ市-猿ヶ森) およびルート No. 9 (横浜町-六ヶ所村)。北村信編, 新生代東北本州弧地質資料集, 第1巻, その8。
- 岩佐三郎(1962) 青森県津軽地方の含油第三系とその構造発達史について。石油技誌, vol. 27, p. 197-231.
- 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, vol. 40, p. 647-653.
- 加藤磐雄・田口一雄(1959) 青森市南西部地区の地質。青森県の地質(石油)について(蟹田地区・青森市南西部), 青森県水産商工部商工課, p. 6-20.
- ・————・斎川俊明(1958) 青森市西部地区の地質。青森県油田調査報告書, 青森県水産商工部商工課, p. 12-17.
- 加藤 誠(1972) 青森県津軽半島の“古生層”。地質雑, vol. 78, p. 515.
- Keller, G. and Barron, J. A. (1983) Paleocceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 94, p. 590-613.
- 北村 信・岩井武彦・多田元彦・中川久夫(1972) 20万分の1青森県地質図および青森県の地質。青森県, 120 p.
- Koizumi, I. (1985) Diatom biochronology for late Cenozoic Northwest Pacific. *Jour. Geol. Soc. Japan.* vol. 91, p. 195-211.
- Kotaka, T. (1955) Molluscan fauna from the Oligocene Isomatsu Formation, Aomori Prefecture, Northeast Japan. *Saito Ho-on kai Museum Res. Bull.*, no. 24, p. 21-31.
- Maruyama, T. (1984) Miocene diatom biostratigraphy of onshore sequences on the Pacific side of northeast Japan, with reference to DSDP Hole 438A (Part 2). *Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser. (Geol.)*, vol. 55, no. 1, p. 77-140.
- 三村高久(1979) 青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究。地質雑, vol. 85, p. 719-735.
- Mizuno, A. (1964) A study on the Miocene molluscan faunas of the Kitatsugaru and Nishitsugaru districts, north Honshu. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 15, p. 595-622.
- Moore, T. C., Jr., van Andel, Tj. H., Sancetta, C. and Pisias, N. (1978) Cenozoic hiatuses in marine sediments. *Micro paleontology*, vol. 24, p. 113-138.
- 本山 功(1992) 青森県津軽半島の新第三系放散虫化石層序。大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 8, p. 89-100.
- (1993) 中・高緯度北西太平洋DSDP Site 192, Site 302 およびHole 438A の後期中新世・鮮新世放散虫基準面。八尾 昭編, 第4回放散虫研究会論文集, 大阪微化石研究会誌, 特別号, no. 9, p. 337-347.
- 村岡洋文・長谷紘和(1990) 黒石地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 124 p.
- 中世古幸次郎・菅野耕三(1973) 日本新第三紀の化石放散虫分帯。地質学論集, no. 8, p. 23-33.
- Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S. and Edwards, B. D. (1979) A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *S.E.P.M., Special Pub.*, no. 27, p. 61-73.
- Nomura, S. and Hatai, K. (1936) A note on some fossil Mollusca from Tugaru Peninsula, Northeast Japan. *Jap. Jour. Geol. Geogr.*, vol. 13, no. 3-4, p. 277-281.
- 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。北村記念地質論文集, p. 297-312.
- 小笠原憲四郎(1994) 浅海性貝類化石に基づく日本海抜大期の日本列島の古地理と古海洋気候。月刊地球, vol. 16, p. 174-180.
- 太田良平・大沢 穰・小野晃司(1957) 5万分の1地質図幅「三厩」および同説明書。地質調査所, 32 p.
- Riedel, W. R. and Sanfilippo, A. (1971) Cenozoic Radiolaria from the western tropical Pacific,

- Leg 7. In Winterer, E. L., Riedel, W. R., et al., *Init. Repts. DSDP*, vol. 7, p. 1529-1627. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.
- 碎屑性堆積物研究会(1983) 堆積物の研究法—礫岩・砂岩・泥岩—。地学団体研究会, 377 p.
- 斎藤正次・上村不二雄(1957) 5万分の1地質図幅「母衣月」および同説明書。地質調査所, 30 p.
- Sakai, T. (1980) Radiolarians from Sites 434, 435, and 436, Northwest Pacific, Leg 56, Deep Sea Drilling Project. In Scientific Party, *Init. Repts. DSDP*, vol. 56/57, pt. 2, p. 695-733. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office.
- 桜井金重(1931 MS) 青森県津軽半島西北部地質調査報告文。東北大学地質学古生物学教室卒業論文。
- 須崎俊秋・箕浦幸治(1992) 青森地域上部新生界の層序と古地理。地質学論集, no. 37, p. 25-37.
- 鈴木宇耕(1989) 日本海東部新第三系堆積盆地の地質。地質学論集, no. 32, p. 143-183.
- 対馬坤六・上村不二雄(1959) 5万分の1地質図幅「小泊」および同説明書。地質調査所, 32 p.
- 通商産業省資源エネルギー庁(1989) 昭和63年度広域地質構造調査報告書, 津軽半島地域。156 p.
- Uemura, F. (1979) Tertiary volcanic activity, geotectonic history and their characteristics in the northern district of Aomori Prefecture. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 30, p. 327-367.
- 上村不二雄・対馬坤六・斎藤正次(1959) 5万分の1地質図幅「蟹田」および同説明書。地質調査所, 30 p.
- 渡辺真人(1990) 富山県氷見・灘浦地域の第三系層序—とくに姿累層とその上位層とのあいだの時間間隙について—。地質雑, vol. 96, p. 915-936.
- (1994) 日本海周辺域にみられる後期中新世の submarine hiatusの形成過程に関する一考察。地調月報, vol. 45, p. 471-475.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1990) Taxonomy and phylogeny of the three marine diatom genera, *Crucidenticula*, *Denticulopsis* and *Neodenticula*. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 41, p. 197-301.

(受付:1995年4月28日;受理:1995年6月21日)

第2表 十三湖セクションの露頭JQ, JRおよび薄市セクション(USI)から産出した放射虫化石。放射虫化石帯は船山(1988)と本山(1992)による。

Table 2 Stratigraphic occurrence of radiolarians in the JQ and JR outcrops of the Jusanko section exposed along the eastern margin of Lake Jusan and the Usuichi (USI) section. Radiolarian zones after Funayama (1988) and Motoyama (1992).

FORMATION SAMPLE NO.	JQ														JR					FUDO				
	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	3	2	1	1	2	3	5	6						
collosphaerids		1	8	1	3	1		3	2	1	1		2			3	3	1	1					
Actinomma medianum	60		4	17	33	35	73	144	64	4	50	60	3	2										
Cenosphaera spp.	13	13	15	2	10	20	16	8	9	8	15	6	14	9	18	6	2	2	2					
Hexalonche spp.													1			4			3					
Hexacoentium spp.	12		2	1		1	2	2	1	2	2	1	3	2		4	2	1	1					
Thecosphaera spp.	2	1	1										1	2	1									
other actinomorphs	1	2	7	4	1	3	5	4	3	7	2	6	9	2	6				1					
Diartus hughesi																								
Ommatartus sp. C of Sakai (1980)																								
other artiscins		1										1	1		1									
porodiscids and spongodiscids	78	81	81	68	75	57	61	54	61	66	54	62	115	54	152	111	135	65	65					
Lithocarpium polyacanthum group	97	84	60	32	13	47	75	26	10	27	47	34	18	19	74	59	18	54	54					
other spumellarians	88	81	157	66	164	64	67	96	67	119	99	99	221	85	150	184	141	85	85					
spyrids			5		2		2	1	1		1		5		1	3	2	1	1					
plagoniids	1					3		1		3	2	1	3		4	4	1	2	2					
"Anthocorys akitaensis"	114	223	136	223	208	225	151	75	168	112	140	105	190	39	63	98	56	42	42					
Bathropyramis woodringi											2													
Comutella profunda	1							1		3		1	1		1	5	2	1	1					
Cyc. davisiana cornutoides								1	1	1						1	1							
Cycladophora spp.	3	1	2	3	1	6	3		2				3	1	1	2	1	1	1					
Cyrtocapsella japonica		1	7																					
Cyrtocapsella tetrapera																			1					
Dictyoceras sp.																								
Dictyophimus crisiæ									2				1		1	1								
Eucyrtidium inflatum																								
Eucyrtidium spp.																								
Lithopera renzæ																								
Lychnocanoma magnacornuta									1	2		1	2			1								
Lychnocanoma sp. A																								
Lychnocanoma spp.																	2							
Peripyramis circumtexta															1									
Stichocorys delmontensis	9		1	49	5	12	22	43	52	51	35	47	9	98	4	1	26	110	110					
Stichocorys peregrina	1			2	1			1	2	1	3			3			2	3	3					
Stichocorys spp.	15		2	43	3	27	25	29	44	95	51	75	25	162	8	7	102	141	141					
Stichopera sp.																								
Theocorys redondoensis	18	10	11	6	9	6	18	10	13	12	4	7	16	20	15	11	15	6	6					
other theoperids				1									2	3			1	2	2					
Dictyocyphalus papillosus															6	2			2					
other carpacaniids																								
artostrobiids			1													3			1					
other nassellarians						1			2	1	1		1	1		5								
total spumellarians counted	351	264	335	191	299	228	299	337	217	234	271	269	388	175	405	371	299	212	212					
total nassellarians counted	164	236	167	327	229	280	221	163	289	279	240	238	259	331	100	181	210	311	311					
total radiolarians counted	515	500	502	518	528	508	520	500	506	513	511	507	647	506	505	552	509	523	523					
radiolarian zone																			*Aniho					

青森県津軽半島中西部の新第三系の層序と放散虫・珪藻化石（本山・丸山）

NOTAKI FORMATION																	MISOGASAWA FORMATION							
JR 7	JR 8	JR 9	JR 10	JR 11	JR 12	JR 13	JR 14	JR 15	JR 16	JR 17	JR 18	JR 19	JR 20	JR 21	JR 22	JR 23	JR 24	USI 1	USI 2	USI 3	USI 4	USI 5	USI 6	
2	3	3	6	11		3	3	1	1	7	3	14	15	4	6	10	11	11	7	7			3	7
1		8	1	2	2	3			3	2	8	54	24	71	5	23	158	13	22	6			2	1
1	9	10	20	33	18	24	23	19	8	85	36	45	50	28	78	27	31	1	23	6	15		8	
			1	1	3	3		1							1		1		1					
1	2	5		5	8	2	2	4	1	7	4	2	3	5	3	24	29	9	17	4	6	2		7
	1								1					1			3							
3	2	3	2	6	6	3	3	2	1	3	7		10	2	17	6	8	30	14	29	17	61		28
					1				1															
	1				1								2											
70	55	72	61	119	209	151	149	49	47	198	171	224	256	173	242	229	127	294	257	259	266	268		240
152	33	49	27	16	54	23	2	187		41	3	2	7	7	6	24	6	9	2	7	27	4		8
81	143	188	65	33	157	241	158	48	210	75	130	17	14	48	38	35	64	78	90	124	157	76		183
			2	1	1	3	3		3	1	1	1	1	1	1			3	2	2				4
		2	1	2		1		1		1					1	1		1						
34	48	34	7	226	8	2	105	55	79	15	103	128	95	44	59	67	81	17	76			1		1
					4		2		1	1						1								
1	1		5		5	3	2	3	4	1	2	2			1	2	4		5	1				
		1	8		9	2	1		3	1	3													
1										9	2	1		2	2	1	3			4		1		2
				1						1			1											
2		1				1	1			2			2						1					
		1								2														
1				1			1			1	3			2	2			1				1		
1	1		1	1		1					1							1		30	6	50		3
47	57	53	7	2	9	8	1	78	95		5			46	2	2	5	1	5	1	2			
	4	2		1		1		17	25	1				22	1	1	17		22		1			
86	160	102	7	12	14	6	4	84	66	1	5		1	33		2	15		10	3				
															2									
15	9	8	15	29	15	16	29	13	14	48	22	10	17	11	31	45	23	8	23	14	6	15		7
	1				4	2					2	1	2	2	1			3	1	1		1		2
		1			4	9						2	3	5	4									
																1								
																3								
					2	1													6					
																				1				
311	248	339	184	226	458	454	340	311	273	418	362	358	379	341	395	379	403	479	410	460	479	431		482
189	279	206	51	275	74	48	160	255	290	87	144	145	122	168	109	123	151	34	155	61	21	72		19
500	527	545	235	501	532	502	500	566	563	505	506	503	501	509	504	502	554	513	565	521	500	503		501

scorys akitaensis Zone

青森県津軽半島中西部の新第三系の層序と放散虫・珪藻化石 (本山・丸山)

第4表 十三湖北岸の露頭JZ, JYより産出した放散虫化石。放散虫化石帯は船山(1988)と本山(1992)による。

Table 4 Stratigraphic occurrence of radiolarians in the JZ and JY outcrops exposed along the northern margin of Lake Jusan. Radiolarian zones after Funayama (1988) and Motoyama (1992).

FORMATION SAMPLE NO.	FUDONOTAKI FORMATION													
	JZ 2	JZ 3	JZ 4	JZ 5	JZ 7	JZ 10	JZ 11	JZ 13	JY 1	JY 2	JY 3	JY 5	JY 6	
collosphaerids		13	2	57	6	29	26		1	37	3	2	4	
Actinomma medianum		4	1	1	4	1	3		43	1	10	104		
Cenosphaera spp.	1	1	4		7	1	6	6	7	9	108	4		
Hexalonche spp.		2		9	2	6	7	6	9	7	6	5		
Hexacoentium spp.	13	12	16	12	6	25	18	43	26	22	10	21	27	
Thecosphaera spp.	2	1						4		3			1	
other actinomnids	20	1	14	17	6	22	17	45	11	67	45	13	24	
Diartus hughesi													2	
Ommatartus sp. C of Sakai (1980)				1										
other artiscins		1								1			1	
porodiscids and spongodiscids	259	243	182	218	248	249	253	163	153	403	254	236	324	
Lithocarpium polyacanthum group	57	45	156	3	77	2	32	29	38	28	16	35	43	
other spumellarians	64	77	48	201	100	96	71	135	144	106	111	38	72	
spyrids		15	29	15	8	18	5	4		4	2		1	
plagoniids		1	1	3	2	4	10		3	13	17	13	5	
Comutella profunda				1	3	5	1	8	6	2				
Cyc. davisiana cornutoides		3	3	2			5							
Cycladophora spp.		9	14	18	19	4	26	3	1	12	22	3	4	
Cyrtocapsella japonica	1	1	5	3					56					
Cyrtocapsella tetrapera			1	1										
Dictyoceras sp.													2	
Eucyrtidium calvertense	1							1						
Eucyrtidium cienkowskii								1						
Eucyrtidium spp.				2	1			1						
Lychnocanoma magnacornuta	63	49	4	22	13	30	24	50	43	21	6	3	17	
Lychnocanoma spp.		1		1						1	1			
Peripyramis circumtexta				1									1	
Stichocorys peregrina	1							1						
Stichocorys spp.	2							3						
Stichopera sp.									2					
Theocorys redondoensis	21	27	22	43		8	1	2	4	24	1	13	31	
other theoperids		1	3	1			1		7	1	2	3		
Dictyocoryphalus papillosus								2	16					
artostrobiids				1					1		1			
total spumellarians counted	416	400	423	518	457	431	433	431	382	723	456	468	606	
total nassellarians counted	89	107	82	114	46	69	73	76	139	78	52	36	60	
total radiolarians counted	505	507	505	632	503	500	506	507	521	801	508	504	666	
radiolarian zone	Lychnocanoma magnacornuta Zone													

第6表 宮野沢母沢セクション(MYN)から産出した放射虫化石。放射虫化石帯は船山(1988)による。

Table 6 Stratigraphic occurrence of radiolarians in the Miyanosawa-Mozawa (MYN) section. Radiolarian zones after Funayama (1988).

FORMATION SAMPLE NO.	KODOMARI FORMATION				OTM
	MYN	MYN	MYN	MYN	MYN
	5	4	3	1	6
collosphaerids	1	31		*	44
Actinomma medianum	6	7	16		
Cenosphaera spp.	20	192	15	*	71
Hexalonche spp.	18	9	2	*	4
Hexacantium spp.	2	29	20	*	30
Thecosphaera spp.	4	2			
other actinommids	117	27	66	*	58
artiscins	1				
porodiscids and spongodiscids	356	462	304	*	278
Lithocarpium polyacanthum group	80	109		*	83
other spumellarians	220	93	476	*	254
spyrids	2		10	*	4
plagoniids	8	5	22	*	8
Bathropyramis woodringi					1
Comutella profunda	11	2	7	*	5
Cycladophora spp.	54	1	6	*	3
Cyrtocapsella japonica	2				
Cyrtocapsella tetrapera	63	5	2	*	19
Eucyrtidium cienkiwskii	1	1			
Eucyrtidium inflatum	12		18	*	16
Eucyrtidium spp.	12	1	18		3
Lithopera renzae				*	7
Lychnocanoma elongata	1				
Lychnocanoma nipponica			7	*	
Lychnocanoma spp.		3	1		
Stichocorys delmontensis					42
Stichocorys spp.	5		2		59
Theocorys redondoensis		3		*	1
other theoperids	15	8	3		9
artostrobiids			3	*	1
other nassellarians	1		2		
total spumellarians counted	825	961	899	—	822
total nassellarians counted	175	41	101	—	178
total radiolarians counted	1000	1002	1000	—	1000
radiolarian zone	E. a.] Eucyrtidium inflatum Zone				

OTM: OTA TUFF MEMBER, E. a.: Eucyrtidium asanoi Zone

第7表 喜良市セクションの味噌ヶ沢層上部から産出した放射虫化石。放射虫化石帯は中世古・菅野(1992)による。

Table 7 Stratigraphic occurrence of radiolarians from the upper part of the Misogasawa Formation in the Kiraichi (KR) section. Radiolarian zones after Nakaseko and Sugano (1973).

FORMATION SAMPLE NO.	MISOGASAWA F.		
	KR	KR	KR
	5	8	9
collosphaerids	1	3	4
Stylocarium cf. acquilonium	1	1	
Thecosphaera japonica	8	10	6
Thecosphaera spp.	3		
other actinommids	12	8	21
artiscins	1		
porodiscids and spongodiscids	233	332	114
other spumellarians	175	111	328
spyrids	26	24	9
plagoniids	2	1	1
Ciathrocyclas sp. H of Sakai (1980)	23	2	9
Ciathrocyclas aff. sp. H of Sakai (1980)	12	5	5
Cycladophora spp.			2
Cyrtocapsella japonica	1	1	
Eucyrtidium spp.	1		
Gondwanaria japonica			1
Stichocorys spp.		1	
Theocorys redondoensis	1		
other theoperids			1
total spumellarians counted	434	465	473
total nassellarians counted	66	35	27
total radiolarians counted	500	500	500
radiolarian zone	T. japonica Zone		

第8表 十三湖セクションの露頭JT, JX, JSから産出した珪藻化石。A：多産，C：普通，R：少産，+：存在。星印（*）は珪藻全体の個体数が少ない試料における産出を，疑問符（?）は保存不良の個体に対する不確かな同定を表す。

Table 8 Stratigraphic occurrence of diatoms in the JS, JX and JT outcrops of the Jusanko section. Diatom zones after Maruyama (1984) and Koizumi (1985). A=abundant, C=common, R=rare, +=present. An asterisk (*) indicates the occurrence of a species in a sample with low diatom abundance. A question mark (?) indicates questionable identification of a poorly preserved specimen.

FORMATION	FUDONOTAKI FORMATION																													
SAMPLE NO.	JT	JT	JT	JT	JT	JT	JT	JT	JT	JT	JX	JT	JX	JX	JX	JX	JS	JS	JS	JS	JS	JS	JS	JS	JS	JS	JS	JS	JS	
ABUNDANCE	R	R	C	C	C	C	A	C	C	C	R	C	R	C	R	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	
PRESERVATION	P	P	P	P	P	P	G	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	
<i>Coscinodiscus endoi</i>						R	R	R	R																					
<i>Coscinodiscus marginatus</i>											R																			
<i>Coscinodiscus symbolophorus</i>											R																			
<i>Denticulopsis dimorpha</i>			*	?	R	R	R	R	?	R	?	*																		
<i>Denticulopsis hustedii</i>			+																											
<i>Denticulopsis katayamae</i>														*																
<i>Denticulopsis simonsenii</i> s. l.	R	R			C	C	C	A	C	C	C				R	R												R	R	
<i>Rhizosolenia barboi</i>																													R	R
<i>Rouxia californica</i>							R	R	R																				R	R
<i>Thalassionema nitzschioides</i>																													R	R
<i>Thalassionema schraderi</i>																													R	R
<i>Thalassiosira yabei</i>						R																								
diatom zone	T. yabei		Denticulopsis dimorpha Zone										D. katayamae Zone					T. schraderi Zone ~ R. californica Zone												

第9表 十三湖セクションの露頭JQ, JRおよび薄市セクション (USI) から産出した珪藻化石。化石帯や記号の説明はTable 8に同じ。

Table 9 Stratigraphic occurrence of diatoms in the JQ and JR outcrops of the Jusanko section, and the Usuiichi (USI) section. See Table 8 for the explanations of abbreviations.

FORMATION	FUDONOTAKI FORMATION																												MISO. F.	
SAMPLE NO.	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JQ	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	JR	USI	USI	
ABUNDANCE	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	A	A	A	A	C	C	C	R	C	C	C	C	C	A	A	C	A	C
PRESERVATION	M	P	P	M	M	M	M	P	M	M	M	M	M	M	M	M	M	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
<i>Coscinodiscus marginatus</i>	R	C					C																							C
<i>Coscinodiscus symbolophorus</i>																														
<i>Denticulopsis katayamae</i>																														
<i>Denticulopsis praedimorpha</i>														*	*															*
<i>Denticulopsis simonsenii</i> s. l.													R	R																+
<i>Nitzschia rolandii</i>																														+
<i>Rhizosolenia barboi</i>			C	R	A			C				R	C																R	
<i>Rouxia californica</i>	R				C	C	C	C			R	R	R	C	C	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	+
<i>Thalassionema nitzschioides</i>																														+
<i>Thalassionema schraderi</i>							R	R			R			C	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	R	
<i>Thalassiosira antiqua</i>																														R
diatom zone	Thalassionema schraderi Zone ~ Rouxia californica Zone																													

MISO. F.: MISOGASAWA FORMATION

第10表 十三湖北岸の露頭JZ, JYより産出した珪藻化石。化石帯や記号の説明はTable 8に同じ。
Table 10 Stratigraphic occurrence of diatoms in the JZ and JY outcrops exposed along the northern margin of Lake Jusan. See Table 8 for the explanations of abbreviations.

FORMATION	FUDONOTAKI FORMATION												
SAMPLE NO.	JZ	JZ	JZ	JZ	JZ	JZ	JZ	JZ	JZ	JZ	JY	JY	JY
	4	5	6	7	8	9	10	11	12	2	3	5	
ABUNDANCE	A	R	R	A	C	A	C	C	C	R	R	C	
PRESERVATION	M	P	P	M	M	M	M	P	M	P	P	M	
<i>Coscinodiscus endoi</i>	R			R		R							
<i>Denticulopsis hustedtii</i>				R									
<i>Denticulopsis simonsenii</i> s. l.	A			A		A		A					
<i>Rhizosolenia barboi</i>	C												
<i>Rouxia californica</i>				C		C							
<i>Thalassionema nitzschioides</i>	C			A									
<i>Thalassionema schraderi</i>										*	*		
<i>Thalassiosira yabei</i>		*	*	R	*	R	*	R	*	?	?	?	
diatom zone	Thalassiosira yabei Zone												

第11表 三角山セクション (SKY) および小泊セクション (露頭KC, KB, KA) から産出した珪藻化石。化石帯や記号の説明はTable 8に同じ。
Table 11 Stratigraphic occurrence of diatoms in the Sankakuyama (SKY) and Kodomari (KC, KB and KA outcrops) sections. See Table 8 for the explanations of abbreviations.

FORMATION	KODO.	FUDONOTAKI F.								FUDONOTAKI FORMATION																											
SAMPLE NO.	SKY	SKY	SKY	SKY	SKY	SKY	SKY	SKY	KC	KC	KC	KC	KC	KC	KC	KC	KC	KC	KB	KB	KB	KB	KB	KB	KB	KB	KB	KB	KA	KA	KA	KA	KA	KA	KA	KA	KA
	1	2	4	12	13	14	18	35	32	30	28	26	24	22	20	31	23	22	21	20	19	15	11	10	12	14	16	18	20	22	24	27					
ABUNDANCE	C	C	C	A	A	A	A	A	A	A	A	A	C	C	C	R	C		C	C	C	C	C	A	C	R	R	R	R	R	R	C	C				
PRESERVATION	P	P	P	M	M	M	M	M	M	M	M	M	P	P	P	P	M		M	M	M	M	M	M	M	M	P	P	P	P	P	P					
<i>Actinocyclus ingens</i>	+			C	C	R	R																														
<i>Coscinodiscus endoi</i>																																					
<i>Coscinodiscus marginatus</i>				A	C	C	R																R														
<i>Denticulopsis dimorpha</i>				C	C	C	A										R		C	C	R	R	R										R				
<i>Denticulopsis katayamae</i>				C	C	C	A												C	C	C	C	C	A	C	C	R	R	R	R	R	C	C				
<i>Denticulopsis simonsenii</i> s. l.	C	+	R	R	R	R	R	C	A	A	C	C	C	C	C	C																					
<i>Rouxia californica</i>																			R																		
<i>Thalassionema nitzschioides</i>																																					
<i>Thalassionema schraderi</i>							+																C	R													
<i>Thalassiosira yabei</i>															R								R	R													
diatom zone	T. yabei	D. dimorpha Zone			D.k.			Thalassiosira yabei Zone								Denticulopsis dimorpha Zone						Denticulopsis katayamae Zone															

KODO.: KODOMARI FORMATION, D.k.: Denticulopsis katayamae Zone

第12表 宮野沢母沢セクション (MYN) から産出した珪藻化石。化石帯や記号の説明はTable 8に同じ。

Table 12 Stratigraphic occurrence of diatoms in the Miyanosawa-Mozawa (MYN) section along the Miyanosawa-Mozawa River. See Table 8 for the explanations of abbreviations.

FORMATION	KODOMARI F.			OTM
SAMPLE NO.	MYN	MYN	MYN	MYN
	4	2	1	6
ABUNDANCE	C	A	A	A
PRESERVATION	P	P	P	M
<i>Denticulopsis simonsenii</i> s. l.		R	R	R
<i>Denticulopsis hyalina</i>	C	A	A	A
diatom zone	D. hy.	D. hustedtii Zone		

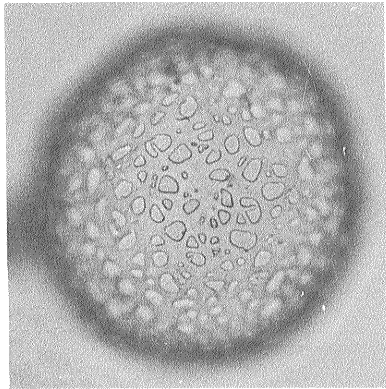
OTM: OTA TUFF MEMBER
D. hy.: Denticulopsis hyalina Zone

Plate 1

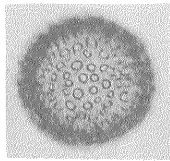
- 1 Collosphaeridae gen. et sp. indet.
JT02, sl.1, Z31/4
- 2 *Cenosphaera* sp.
JY03, sl.1, Q27/3
- 3 *Actinomma medianum* Nigrini
JY03, sl.1, K27/3
- 4 *Stylacotarium* cf. *acquilonium* (Hays)
KR03, sl.1, J26/2
- 5 *Thecosphaera japonica* Nakaseko
KR05, sl.1, G28/0
- 6, 7 Porodiscidae genn. et spp. indet.
6: JY03, sl.1, B27/3
7: JT02, sl.1, W42/3
- 8, 9 Spongodiscidae genn. et spp. indet.
8: JX53, sl.1, T39/4
9: JT03, sl.1, R51/0
- 10 *Lithocarpium polyacanthum* (Campbell and Clark) group
JX53, sl.1, Y50/1

Plate 2

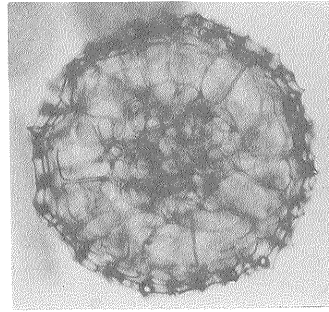
- 1, 2, 3 other spumellarians
1: JY03, sl.1, H31/3
2: JX53, sl.1, P45/4
3: JX53, sl.1, T47/1
- 4, 5, 6, 7 Plagoniidae genn. et spp. indet.
4: JT02, sl.1, J27/4
5: JY03, sl.1, D29/4
6: JY03, sl.1, U53/1
7: JY03, sl.1, F44/2
- 8 *Cyrtocapsella japonica* (Nakaseko)
JR06, sl.1, K55/0
- 9 *Stichocorys peregrina* (Riedel)
JR06, sl.1, K23/0
- 10 *Lychnocanoma* sp. A
USI03, sl.2, F48/2
- 11, 12 *Stichocorys* spp.
11: JR06, sl.1, V52/0
12: JR06, sl.1, Y43/3
- 13 *Dictyocryphalus papillosus* (Ehrenberg)
JR06, sl.1, W43/4
- 14 Artostrobiidae gen. et sp. indet.
24: JY03, sl.1, P28/2
- 15 *Lithocarpium polyacanthum* (Campbell and Clark) group
JT06, scale=100 μ m
- 16 *Lychnocanoma magnacornuta* Sakai
JT06, scale=100 μ m
- 17 "*Anthocorys akitaensis*" Nakaseko
JX53, scale=100 μ m
- 18 *Theocorys redondoensis* (Campbell and Clark)
JT06, scale=100 μ m



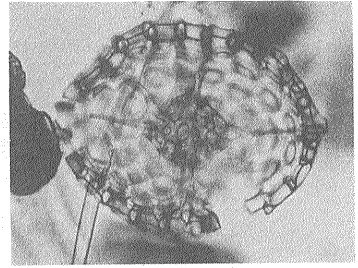
1



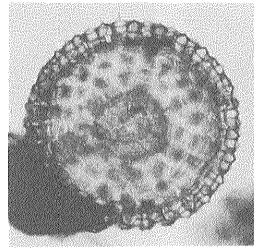
2



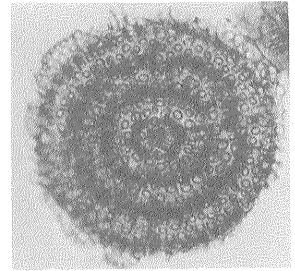
3



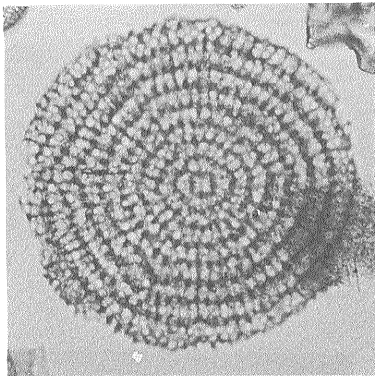
4



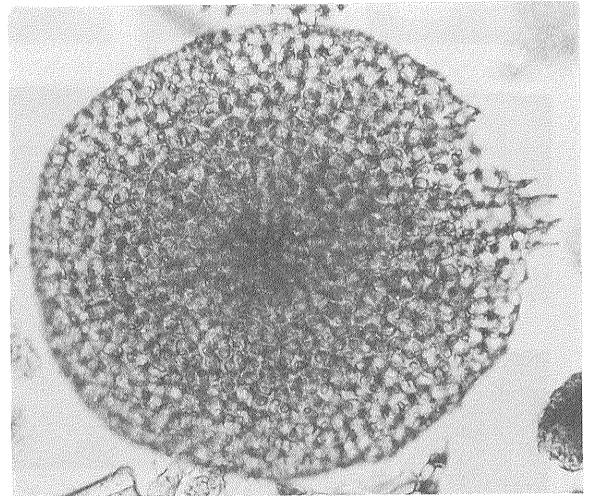
5



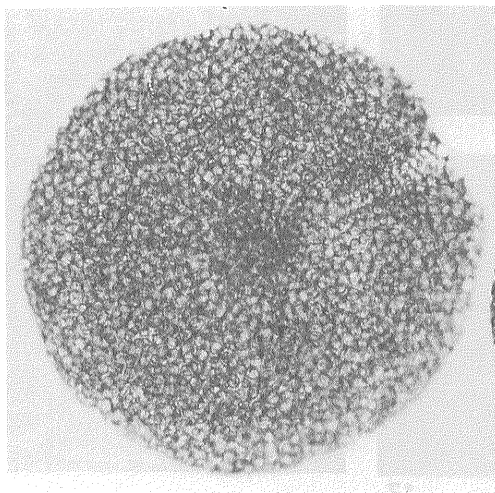
6



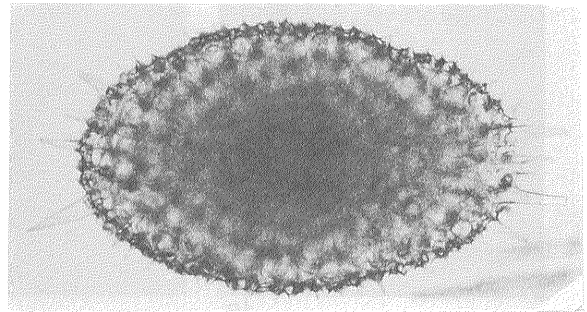
7



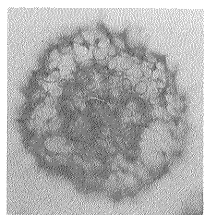
8



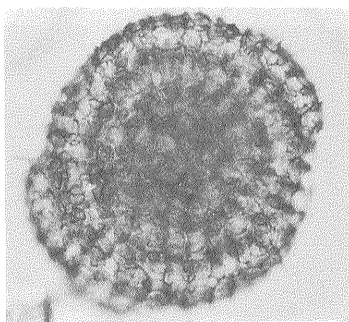
9



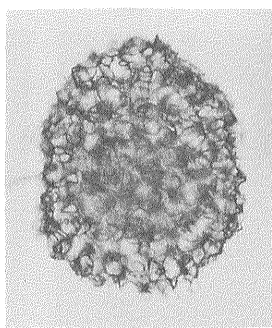
10



1



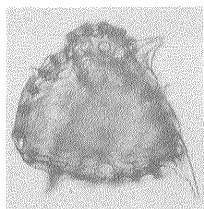
2



3



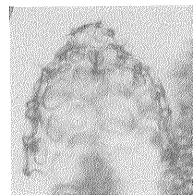
4



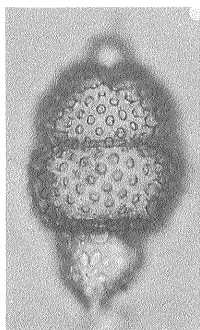
5



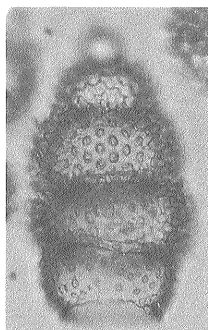
6



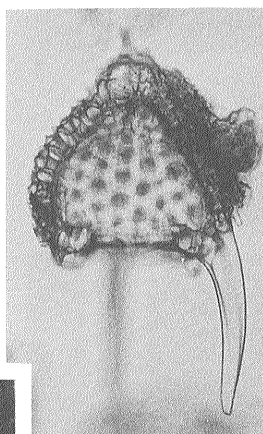
7



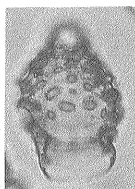
8



9



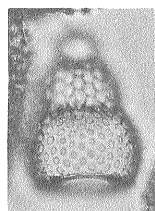
10



11



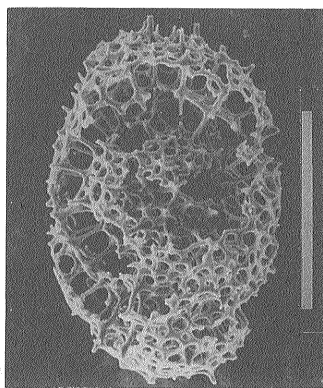
12



13

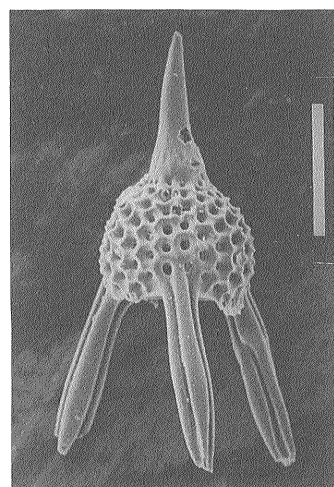


14

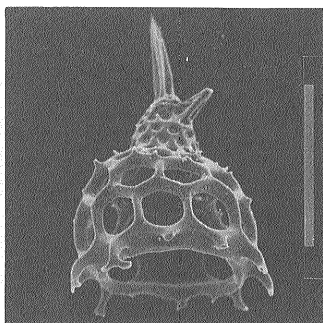


15

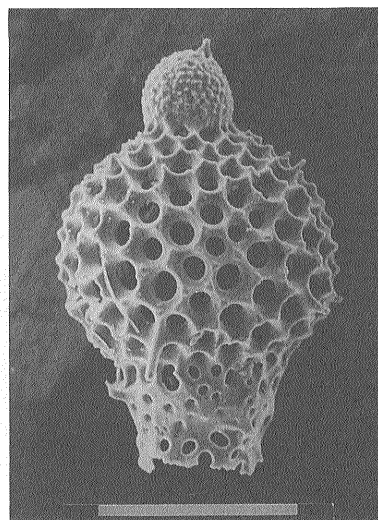
100μm



16



17



18