

大佐渡地域南部に分布する新第三系堆積岩類の層序の改訂

柳沢幸夫^{1,*}・渡辺真人¹

Yukio Yanagisawa and Mahito Watanabe (2017) Revised lithostratigraphy of the Neogene sedimentary sequence in the southern part of the Osado Mountain area, Sado Island, Niigata Prefecture, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 68 (6), p. 259–285, 13 figs, 1 table.

Abstract: A revised lithostratigraphy has been proposed for the Neogene sedimentary sequence distributed in the southern part of the Osado Mountains area, Sado Island. The Neogene sediments of this area unconformably overlie the lower Miocene volcanic rocks, and are divided into seven formations in ascending order: the Orito, Hanyugawa, Nakayama, Nozaka, Kawachi, Kaidate and Shichiba formations. The Orito Formation is redefined in this report, consisting of fluvial sediments in its lower part and muddy fine-grained sandstone of estuary environment in its upper part. The newly proposed Hanyugawa Formation is conformably overlies the Orito Formation with a basal transgressive conglomerate bed and consists of marine calcareous sandstone, gray marine mudstone and glauconite sandstone. The redefined Nakayama Formation is composed of lower hard siliceous mudstone and upper diatomaceous mudstone containing abundant well-preserved marine diatom fossils. The Nozaka Formation is proposed for massive mudstone which overlies the Nakayama Formation with a glauconite bed.

Keywords: Neogene, Miocene, Pliocene, lithostratigraphy, marine sediment, Sado, Niigata, Japan

要 旨

新潟県佐渡島の大佐渡地域南部に分布する新第三系～第四系堆積岩類は、これまで下戸層、鶴子層、中山層、河内層、貝立層及び質場層に区分されてきたが、この研究では、珪藻化石年代層序の詳しい研究成果に基づいて、矛盾や問題のあった新第三系堆積岩類の層序区分を改訂し、新たな層序学的枠組みを提案した。従来の下戸層は分割して下部を下戸層(再定義)とし、従来の下戸層上部を「羽二生川層」として独立した地層とした。また、硬質泥岩からなる鶴子層を廃止し、硬質泥岩層を珪藻質泥岩からなる中山層に含め、中山層を再定義した。さらに、従来の中山層上部に認められる海緑石層より上位の無層理塊状泥岩を従来の中山層から分離し、新たに独立した地層として「野坂層」を設定した。この結果、大佐渡地域に分布する新第三系～第四系堆積岩類の層序は、下位より下戸層、羽二生川層、中山層、野坂層、河内層、貝立層及び質場層となった。

1. はじめに

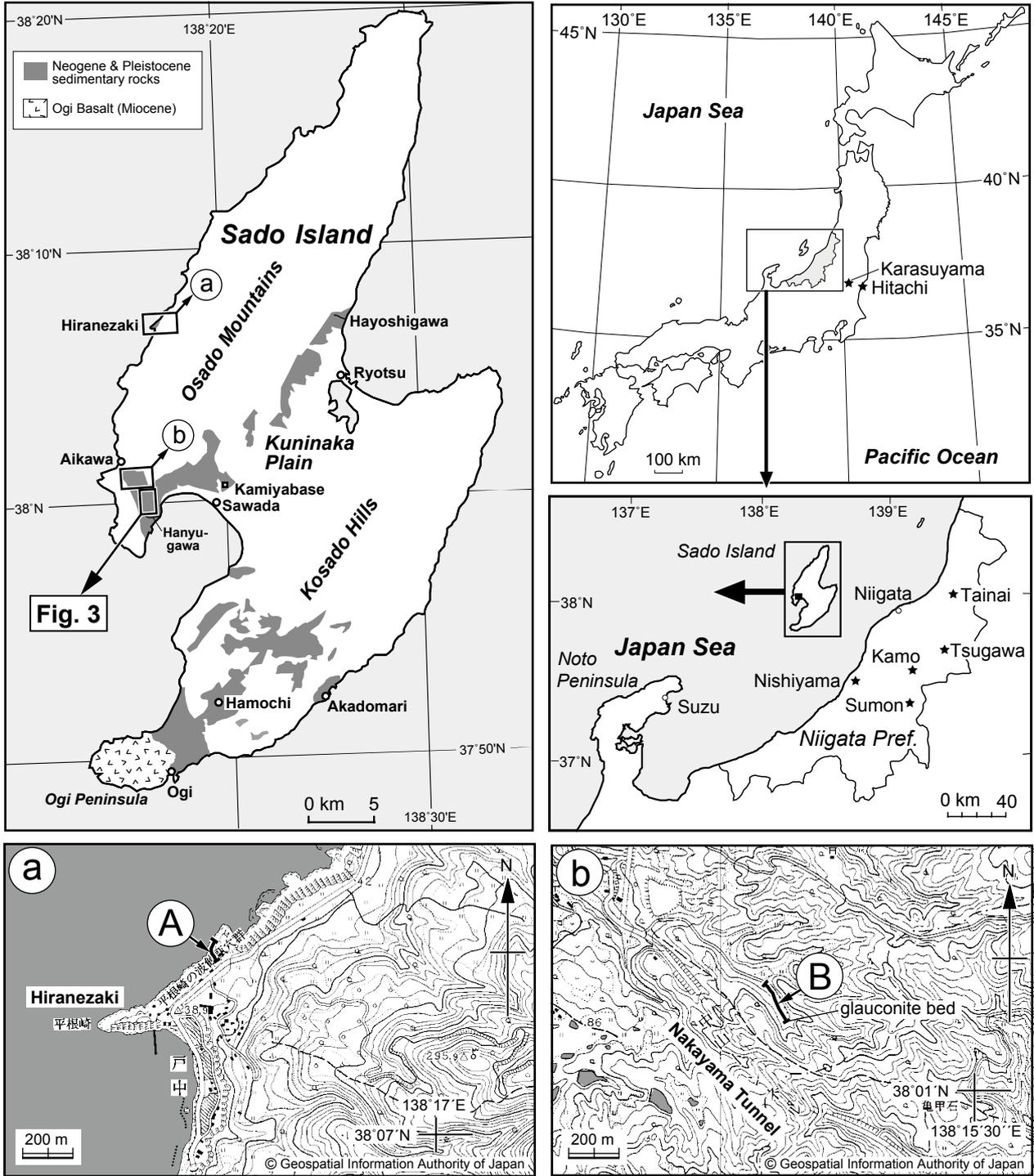
佐渡島(第1図)には、古第三紀～前期中新世の火山岩・火砕岩類と中新世～第四紀の堆積物が広く分布している。

こうした堆積物は日本海の生成・発展の歴史を記録しており、日本海の地史を明らかにする上で重要である。

佐渡島の大佐渡山地(大佐渡地域)南部や小佐渡丘陵(小佐渡地域)南部に分布する新第三系の中山層とその相当層には、保存のよい珪藻化石が豊富に含まれるため、これまでに多くの珪藻層序学的な研究が行われてきた(例えば、歌代ほか, 1977; 秋葉, 1987; 中原ほか, 1987)。また、坂本(1992)は、中山層を構成する珪藻質泥岩を細かな葉理の発達程度に基づいて6つのタイプに分類し、これらの違いが底層水の溶存酸素濃度の違いによって生じていることを明らかにした。そして、これらの6つのタイプの垂直的な変化から「堆積リズム」を検出することに成功した。筆者らも中山層及びその相当層の年代層序を明らかにするために、本層の珪藻化石について詳しい検討を行ってきた(柳沢ほか, 2009; 柳沢, 2012a, b; 柳沢・渡辺, 2017)。その過程で、中山層の年代層序や対比には幾つかの重大な問題点があり、これらを解決するためには岩相層序の基本的な枠組みそのものを大幅に修正する必要があるという考えに至った。そこで、本研究では露出状況が極めて良好な大佐渡地域南部の中山層を対象として、地質調査と詳しい珪藻化石層序学的検討を行った。その結果に基づいて、本論文では大佐渡地域南部の新第三系堆積岩類の層序を改訂し新たな

¹産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

*Corresponding author: Y. Yanagisawa, Central 7, Higashi 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: y.yanagisawa@aist.go.jp



第1図 佐渡島における調査地域の位置図。新第三系及び更新統堆積岩類と小木玄武岩類(中新世)の分布は新潟県地質図改訂委員会(2000)に基づく。a: 平根崎付近の地形図(国土地理院発行2万5千分の1地形図「金北山」を使用); b: 中山トンネル付近の地形図(国土地理院発行2万5千分の1地形図「相川」を使用)。AとBは下戸層と羽二生川層の層序セクションAとBの位置を示す(第6図及び第7図参照)。星印は第13図の広域分布テフラ層の分布地域を示す。

Fig. 1 Maps showing surveyed area in Sado Island, Niigata Prefecture. Distribution of Neogene and Pleistocene sedimentary rocks with the Ogi Basalt (Miocene) is based on the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000). Maps a and b are geographic maps around Hiranezaki and Nakayama Tunnel, respectively (Geographic maps “Kinpokusan” and “Aikawa” (1:25,000 in scale) published by Geospatial Information Authority of Japan, respectively). A and B indicate locations of stratigraphic sections A and B of the Orito and Hanyugawa formations shown in Figs. 6 and 7. Star marks indicate the areas where widespread tephra beds shown in Fig. 13 are distributed.

Watanabe (1932)		Utashiro (1950) Utashiro (1952)	Niigata Foraminiferal Research Group (1967)	this paper	 Pectenid fauna  Arcid-Potamid fauna	Niigata borehole stages
Sawane F.	Sawane Sandy Shale and Interbedded Sandstone and Shale Member	Sawane Formation	Shichiba F.	Shichiba F.	Lithology sandy silt, sand & gravel	Haizume
	Kaidate Gravel and Cross-bedded Sandstone Member		Kaidate F.	Kaidate F.	gravel & coarse to medium sand	
			Kawachi Formation	Kawachi Formation	sandy mudstone	Nishiyama
Tsurushi Formation	Nakayama Diatomaceous Shale	Nakayama Formation	Nakayama Formation	Nozaka Formation	massive mudstone	Shiuya
	Nakayama White Shale			Tsurushi Formation	Tsurushi Formation	glauconite bed WKA-5 tephra
	Calcareous sandstone	Tsurushi Formation	Tsurushi Formation	Nakayama Formation	laminated diatomaceous mudstone & bedded hard mudstone	Lower
	Basal sandstone	Orito Formation	Orito Formation		Hanyugawa Formation	glauconite bed calcareous sandstone transgressive conglomerate
			Orito Formation	Orito Formation	sandstone conglomerate	Nanatani

第2図 大佐渡地域における新第三系堆積岩類の地層名の変遷。新潟地域坑井層序は、新潟県地質図改訂委員会(2000)及び工藤ほか(2011)による。

Fig. 2 History of formation names of Neogene sediments in the Osado area, Sado Island. Niigata borehole stratigraphy is based on the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000) and Kudo *et al.* (2011).

層序を提案する。なお、基となった珪藻化石層序研究の成果は柳沢・渡辺(2017)で記載する。

2. 従来の岩相層序とその問題点

2.1 研究史

佐渡島の新第三系の層序に関する研究は、中島(1889)によって始まったが、当時は下部の火山岩・火砕岩類(相川層)と上部の堆積岩類(澤根層)に大別されたのみであり、現在の層序区分の基となったのは、渡辺(1932)によって紹介された桐谷文雄の卒業論文(Kiritani, 1931MS)である(第2図)。それによれば、本地域の新第三系は相川第三紀層と澤根第三紀層からなり、後者は鶴子層と澤根層に区分される。鶴子層はさらに、基底砂岩、石灰質砂岩、中山白色頁岩及び中山珪藻頁岩に細分される。

この層序を基に歌代(1950, 1952)は、本地域の堆積岩類を下位より、下戸層、鶴子層、中山層、沢根層に区分した。その後、沢根層については対比に問題があることが指摘され(例えば、歌代・黒田, 1963; 歌代ほか, 1964)、新潟県有孔虫研究グループ(1967)によって、沢根層下部から河内層が分離され、さらに沢根層は貝立層と質場層に細分された。ただし、沢根層を二分せず、貝

立層を貝立砂岩部層として沢根層に含める考えもある(遠藤, 1986)。こうして改良された層序区分は、それ以降に行われた様々な研究の基盤として広く用いられてきた(新潟県20万分の1地質図編集委員会編, 1977; 地質調査所, 1977; 新潟県商工労働部工業振興課, 1989; 小林・立石, 1992; 坂本, 1992; 新潟県地質図改訂委員会編, 2000; 神蔵・小林, 2013)。

2.2 従来の堆積岩類の岩相層序の概要

以下では、従来使用されてきた大佐渡地域南部に分布する堆積岩類の岩相層序の概要を説明し、次節でその問題点について述べる。

下戸層は、下位の火山岩類及び火砕岩類を不整合に覆う。本層下部の細粒砂岩からは内湾-潮間帯を示す貝類化石群(Arcid-Potamid群集)が産出し、上部の石灰質砂岩からは外海の浅海生貝類化石群(Pectenid群集)が産する(津田, 1954)。また、本層最上部には海緑石が濃集した砂岩層(以下、海緑石層)が発達する。鶴子層は珪質の硬質泥岩を特徴とし、下戸層の海緑石層の上に整合に重なる。硬質泥岩は一般に十~数十cm 程度の間隔を持つ層理が発達する。中山層は珪藻質泥岩からなり、鶴子層から整合漸移する。本層の下部は著しく珪藻質で葉理が発達するが、上部は無層理塊状でそれほど珪藻質ではない。

河内層は下位の中山層を不整合に覆い、砂質泥岩及び砂岩泥岩互層からなる。貝類化石や石灰質有孔虫を多産する。貝立層は河内層を不整合に覆う固結度の低い礫ないし粗～中粒砂からなる地層である。貝殻片を多く含む。質場層は礫、砂及び砂質シルトからなる。貝立層を整合に覆う。

なお、遠藤(1986)は貝立層を構成する粗粒砂岩層は質場以南には分布しないこと、またこの粗粒砂岩層が質場層のシルトと指交することを根拠として、貝立層と質場層を独立した地層とせず、従来の沢根層として両層を一括し、貝立層を貝立砂岩部層として扱っている。

2.3 従来の岩相層序の問題点

1970年代以降、佐渡島の堆積岩類については、有孔虫・珪藻・花粉・石灰質ナノ化石などの微化石の層序学的研究が急速に進展した(例えば、Uchio, 1974; 歌代ほか, 1977; 長谷川, 1977; 渡辺ほか, 1977; 山野井, 1978; 白井ほか, 1983, 1987; 秋葉, 1987; 中原ほか, 1987; 遠藤ほか, 1987; 渡辺, 1987; 加藤ほか, 1995; 大久保ほか, 1995; 柳沢ほか, 2009; 柳沢, 2012a, b)。また、本州の日本海側の新第三系堆積岩類についても詳しい微化石年代層序が明らかにされ、正確な年代決定と精緻な対比が可能になったほか、海緑石層の年代や堆積の実態も明らかにされた(例えば、渡辺, 1990, 2002; 小林ほか編, 1992; 柳沢, 1999a, b, c, d; 柳沢・渡辺, 2011; 柳沢・工藤, 2011)。また、珪藻質堆積物の続成作用に関する理解も進んだ(例えば、Kano, 1979; Iijima and Tada, 1981)。その結果、佐渡島の堆積岩類の従来の岩相層序には、以下に挙げる4つの問題点があることが明らかになってきた。

2.3.1 シリカの続成作用による地層境界

1970年代から1980年代前半にかけて、珪藻殻をはじめとする生物源シリカ鉱物の続成作用に関する研究が進展し、その形成メカニズムが明らかにされた(例えば、Kano, 1979; Iijima and Tada, 1981; Tada and Iijima, 1983)。それによれば、生物源シリカ鉱物は、地層の累積により地下深く埋没してゆく過程で、温度と圧力増加及び時間経過に従ってオパールA→オパールCT→石英と変化し、この時オパールAからオパールCTへの変化に伴って珪藻質泥岩は硬質泥岩(硬質頁岩)に変化する。したがって、珪藻質泥岩と硬質泥岩の岩相境界は堆積時の初生的な境界ではなく、続成作用の結果生じた後生的な境界で、同一時間面とは斜交する。こうした知見に基づいて、福沢(1985)は北海道北部の稚内層(硬質泥岩)と声間層(珪藻質泥岩)の層序関係を分析し、続成作用に基づく従来の層序は不適切で、地層の理解に混乱をもたらすとして、初生的な岩相に基づく新たな層序区分を提案した。

鶴子層(硬質泥岩)と中山層(珪藻質泥岩)の地層境界も、シリカの続成作用の結果生じた後生的な境界であり、同一時間面とは斜交することが従来から指摘されていた(例えば、坂本, 1992)。以上のことから、佐渡島においても初生的な岩相の違いによって岩相層序を改訂する必要がある。

2.3.2 海緑石層の堆積年代

海緑石は雲母族粘土鉱物で、海水中のカリウム及び鉄を吸収して生成する自生鉱物である。この反応が起こるためには、元となる粘土鉱物が海底面で長期間海水にさらされることが必要である(Odin and Matter, 1981)。このことから、海緑石濃集層は無堆積あるいは極端な堆積速度の低下を示唆すると考えられる。実際に、渡辺(1990, 1994)と柳沢(1999a, d)は、珪藻化石年代層序を用いて、新第三系中の海緑石層中で確かに堆積速度が極端に低下し、場合によっては厚さ数十cmの海緑石層が100–200万年以上の時間を代表していることを実証した。佐渡島においても、下戸層最上部や中山層上部に扶在する海緑石層が、同じように長期間にわたる堆積の停滞を示している可能性がある。したがって、この地域の岩相層序を確立するためには、海緑石層の年代を正確に決定することが必須である。しかし、佐渡島の岩相層序においては、これまでこうした点は全く考慮されてこなかった。

2.3.3 鶴子層の有孔虫化石の謎

下戸層と鶴子層は、これまで新潟地域坑井層序の時階区分の七谷階(あるいは津川–七谷階)に相当するとされてきた(沢根層団体研究グループ, 1973; 新潟県20万分の1地質図編集委員会, 1977; 新潟県商工労働部工業振興課, 1989; 角ほか, 1990; 小林・立石, 1992; 新潟県地質図改訂委員会編, 2000)。七谷階は浮遊性有孔虫化石帯区分(米谷, 1978; 三輪ほか, 2004)のPF1～PF3帯に、また底生有孔虫化石帯区分(Matsunaga, 1963; 米谷, 1987)のBF1帯で代表される(第10図参照)。新潟堆積盆の七谷階相当層からは、これらの化石帯に属する有孔虫化石がほとんどの地域で豊富に産出するのに対し(例えば、米谷, 1978; 渡辺, 1983)、下戸層及び鶴子層から七谷階を示す有孔虫化石はほとんど産出していなかった。

ただし、小佐渡地域の従来の下戸層の石灰質砂岩は、PF1帯に相当すると思われる貧弱な組成の浮遊性有孔虫群集をわずかに含み、七谷階に相当することが確かめられている(小木団体研究グループ, 1986; 渡辺, 1987)。また、小佐渡地域の鶴子層からは、七谷階最上部のPF3帯及び寺泊階最下部のPF4帯下部の浮遊性有孔虫と、BF1帯の底生有孔虫がわずかに産出し(渡辺, 1987)、従来の鶴子層に七谷階最上部～下部寺泊階最下部に相当する部分があることを示す。

しかし、模式地である大佐渡地域南部に分布する従来

の鶴子層では、佐渡高校地学クラブほか(1977)や渡辺(1987)が鶴子層下部から七谷階下部を示唆する大型有孔虫 *Operculina complanata japonica* をわずかに見出しはいるものの、浮遊性有孔虫はほとんど産出せず、底生有孔虫も砂質有孔虫を主体とする単調な群集で、七谷階を示す有孔虫は検出されていなかった(Uchio, 1974; 白井ほか, 1983, 1987). このように、七谷階に相当するとされる鶴子層から七谷階の有孔虫化石がなぜ産出しないのか、大きな謎であった。

2. 3. 4 「新潟堆積盆東縁帯不整合」に関する問題点

新潟堆積盆東縁には後期中新世後期(約6.5 Ma前後)に、小林・渡辺(1985)が「新潟堆積盆東縁帯不整合」と名付けた広域的なハイアタス(hiatus)が存在する(柳沢・工藤, 2011; 工藤ほか, 2011). このハイアタスには、大規模な海底地すべりと海底チャネル形成を伴い、これ以降これまで主に泥岩主体の細粒相が卓越していた新潟堆積盆の北部に、海底チャネルを通じて粗粒の砂質碎屑物が供給されてタービダイトが堆積し、各地で海底扇状地が形成されるようになった(例えば、高野, 1998).

佐渡地域南部ではこの大きなイベントの年代は中山層の上部にあたるが、これまでこのイベントに相当するものは何も報告されていなかった。一方、小佐渡の羽茂地域では、中山層上部に相当する部分は「山田川層」として区分され、中山層中下部に相当する「野田山層」から区別されている(第11図参照; 小木団体研究グループ, 1986; 柳沢, 2012a). このことは、大佐渡地域南部においても中山層上部を詳しく調べ層序を再検討する必要があることを示している。

3. 研究の方法と結果

この研究では、大佐渡地域南部に分布する中山層の珪藻化石層序を検討するため、9本の層序セクションで、岩相を観察して柱状図と地質図を作成し、併せて珪藻分析用の試料を採取した(第3図)。このほか、下戸層と海緑石層を詳細に記載するため、A～E地点(位置は第1図及び第3図参照)で詳しい柱状図を作成した。

なお、中山層の柱状図の作成にあたって、泥岩は坂本(1992)の6タイプの岩相分類を3タイプに簡略化して記載した(第1表)。すなわち、坂本(1992)のタイプI, IIを「塊状泥岩」(massive mudstone)、タイプIII, IV, Vを「弱葉理泥岩」(weakly laminated mudstone)、そしてタイプVIを「葉理泥岩」(laminated mudstone)とした。テフラ層の名称は坂本(1992)、黒川・富田(1995)及び柳沢・渡辺(2017)に従った。

珪藻化石層序分析の結果は、柳沢・渡辺(2017)で詳しく報告する。改訂した岩相層序を第4図に、各セクションの柱状図と珪藻化石層序を第5図に、下戸層及び海緑

石層の対比と柱状図を第6図～第8図に示す。

珪藻化石帯区分はAkiba(1986)とYanagisawa and Akiba(1998)の新第三紀北太平洋珪藻化石帯区分を適用し、化石帯はNPDコード、生層準はDコード(D10-D120)を用いた。なお、生層準D77.5 (*Thalassiosira temperei*の終産出)のコードを暫定的に導入した(第10図の右下の付記を参照)。年代はWatanabe and Yanagisawa(2005)を用いて修正し、Gradstein *et al.* (2012)の地磁気極性年代尺度に合わせて調整した。なお、この報告では記述を簡略化するために、コード番号のついた生層準を基準として、暫定的に各化石帯を細分した「区間」(interval)を導入して使用する(第5図)。

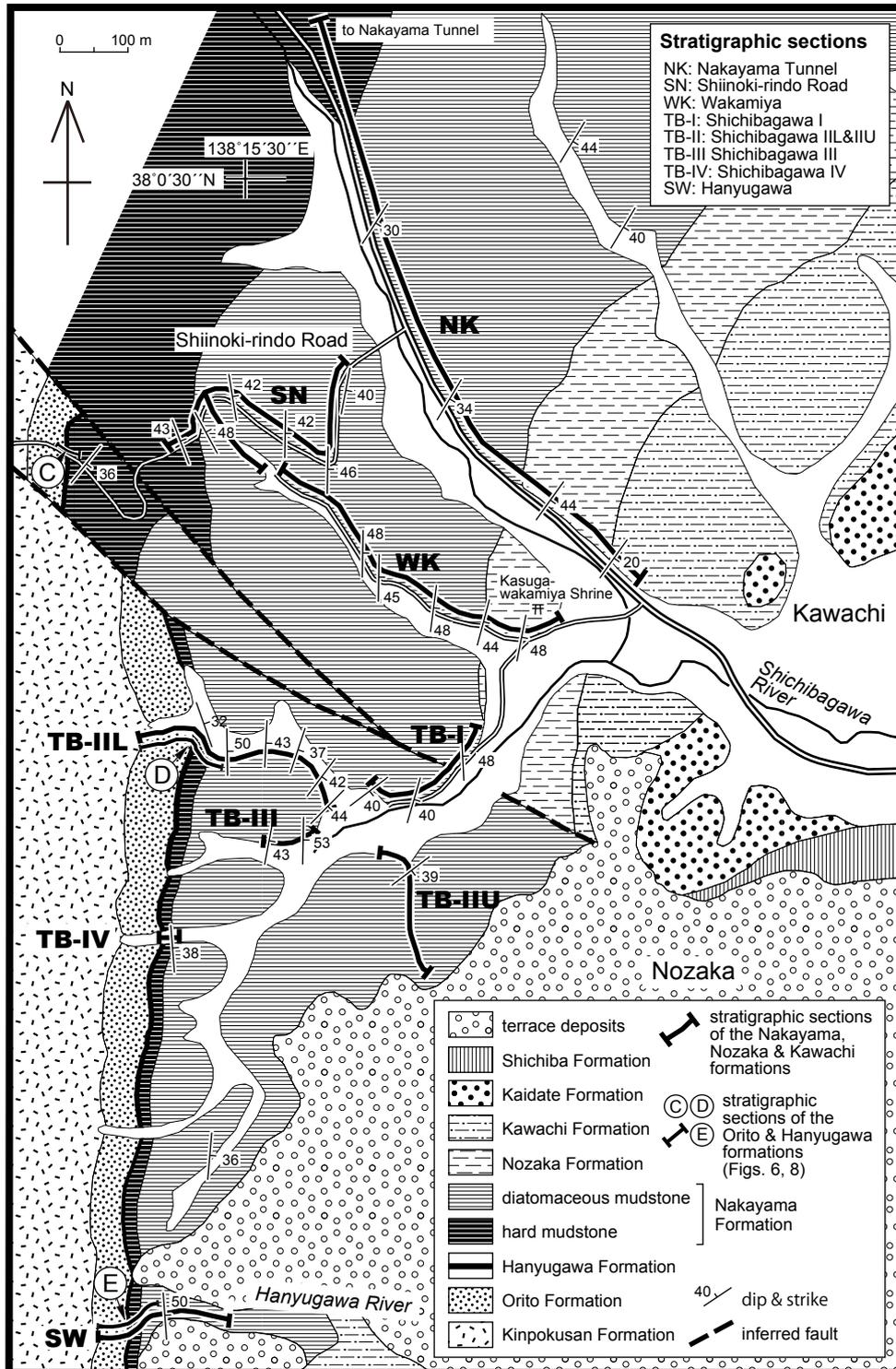
以上の研究によって明らかになった成果は以下のとおりである(柳沢・渡辺, 2017を参照)。

- 1) 従来の中山層(珪藻質泥岩)は、珪藻化石帯のNPD5B帯～NPD7Bb帯に相当し、その堆積年代は12.3–4.2 Maである。
- 2) 従来の中山層(珪藻質泥岩)と鶴子層(硬質泥岩)の地層境界は、同一時間面である珪藻化石生層準と大きく斜交する(第5図)。
- 3) 珪藻年代層序及び堆積速度曲線の分析から、従来の鶴子層(硬質泥岩)は新潟地域坑井層序の寺泊階下部に対比され、七谷階には対比できない。
- 4) 従来の下戸層上部の海緑石層は、最大で400万年以上(16.7–12.3 Ma)もの時間を代表し、この期間で堆積が停滞していたことを示す。また、この海緑石層は年代的には新潟地域坑井層序の七谷階の大部分に相当する。したがって、大佐渡地域南部には七谷階に相当する泥岩はほとんど分布しない。
- 5) 従来の中山層上部には海緑石層(6.1–6.6 Ma)が挟在し、これを挟んで上下で泥岩の岩相が異なる。すなわち、海緑石層の下位は珪藻質泥岩からなるのに対し、海緑石層の上位は珪藻を含むものの通常の泥岩からなる。この海緑石層は新潟堆積盆東縁の広域的なハイアタスに年代的に対比できる。

4. 岩相層序の改訂

4. 1 岩相層序の改訂点

地層(Formation)をどのように定義するか一般的な正解はなく、地層命名規約でも命名の形式と手続きしか規定していないが、層序区分は地層・地質・地史を理解し説明するための枠組みであり、その評価は地層・地質・地史の理解に役立つかどうかで判断されるものと思われる。ここでは、珪藻化石層序の研究結果を踏まえて、上述した大佐渡地域の堆積岩類の層序の問題点を解決し、佐渡島の地史をよりよく理解するための枠組みとして新たな岩相層序を提案する(第2図及び第4図)。



第3図 調査地域の地質図.

Fig. 3 Geologic map of the surveyed area.

第1表 泥岩の葉理の分類.

Table 1 Classification of lamination of mudstone.

Sakamoto (1992)	This paper
I massive mudstone	塊状泥岩 massive mudstone
II burrow-bearing mudstone	
III alternation of massive mudstone and <i>Chondrites</i> -bearing mudstone	弱葉理泥岩 weakly laminated mudstone
IV <i>Chondrites</i> -bearing mudstone	
V alternation of <i>Chondrites</i> -bearing mudstone and laminated mudstone	
VI laminated mudstone	葉理泥岩 laminated mudstone

4.2 下戸層の再定義と羽二生川層の新設

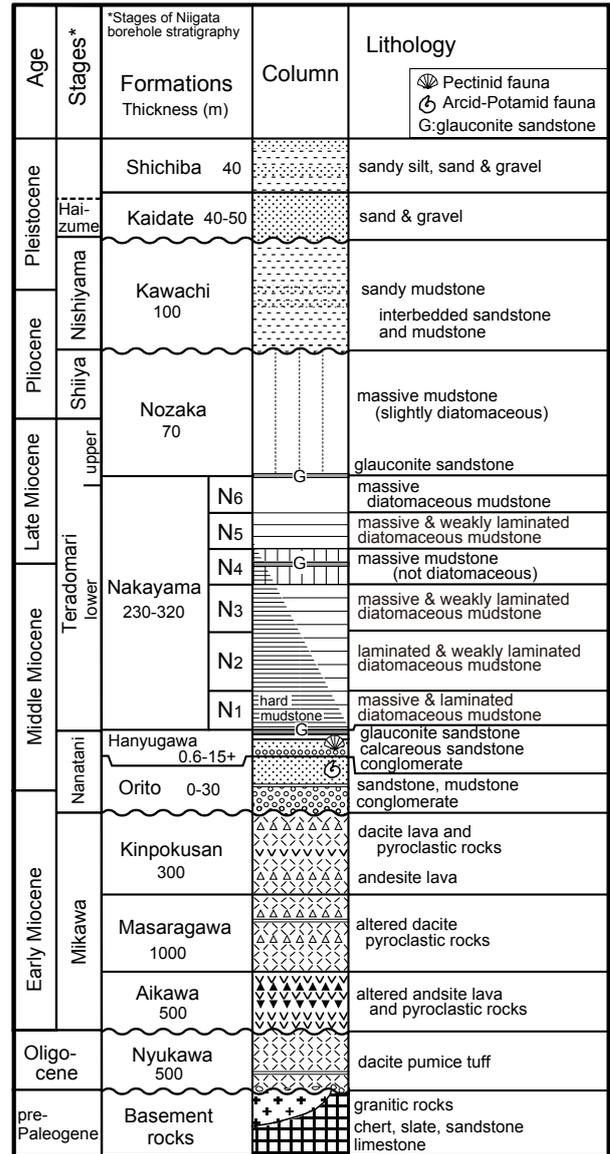
従来の下戸層を分割して下部を下戸層(再定義)とし、従来の下戸層上部を「羽二生川層」として独立した地層とする。両者の境界は、海進面(ラビンメント面)直上の礫岩の基底とする。下戸層はラビンメント面より下位のエスチュアリー堆積物と河川堆積物に限定する。一方、羽二生川層は海進面より上位の外海の堆積物とし、礫岩、石灰質砂岩、灰色泥岩及び海緑石砂岩からなる堆積物とする。羽二生川層の上限は海緑石層の上面または硬質泥岩の下限とする。この結果、下戸層と羽二生川層が七谷階(ないし津川-七谷階)に相当する地層となり、とくに羽二生川層は七谷階の年代区間のほとんどを占めることになる(第10図参照)。

この改訂により、前述した問題点2(海緑石層)と3(鶴子層の有孔虫化石)を解決した。羽二生川層は厚さが最大でも15 m程度で、厚さを基準とした岩相柱状図ではほとんど無視できるほどである(第5図)。しかし、時間にする約400万年間に相当するので、年代層序上の重要性や七谷階との対比を考慮し、この海緑石層を主とする部分を独立の地層として扱うのが適切であると判断した。地層名は、模式地付近に適当地名がないため、調査地域の南端を流れる羽二生川にちなんで命名した。

4.3 鶴子層の廃止と中山層との統合

硬質泥岩からなる鶴子層を廃止して中山層に含め、中山層を再定義する。

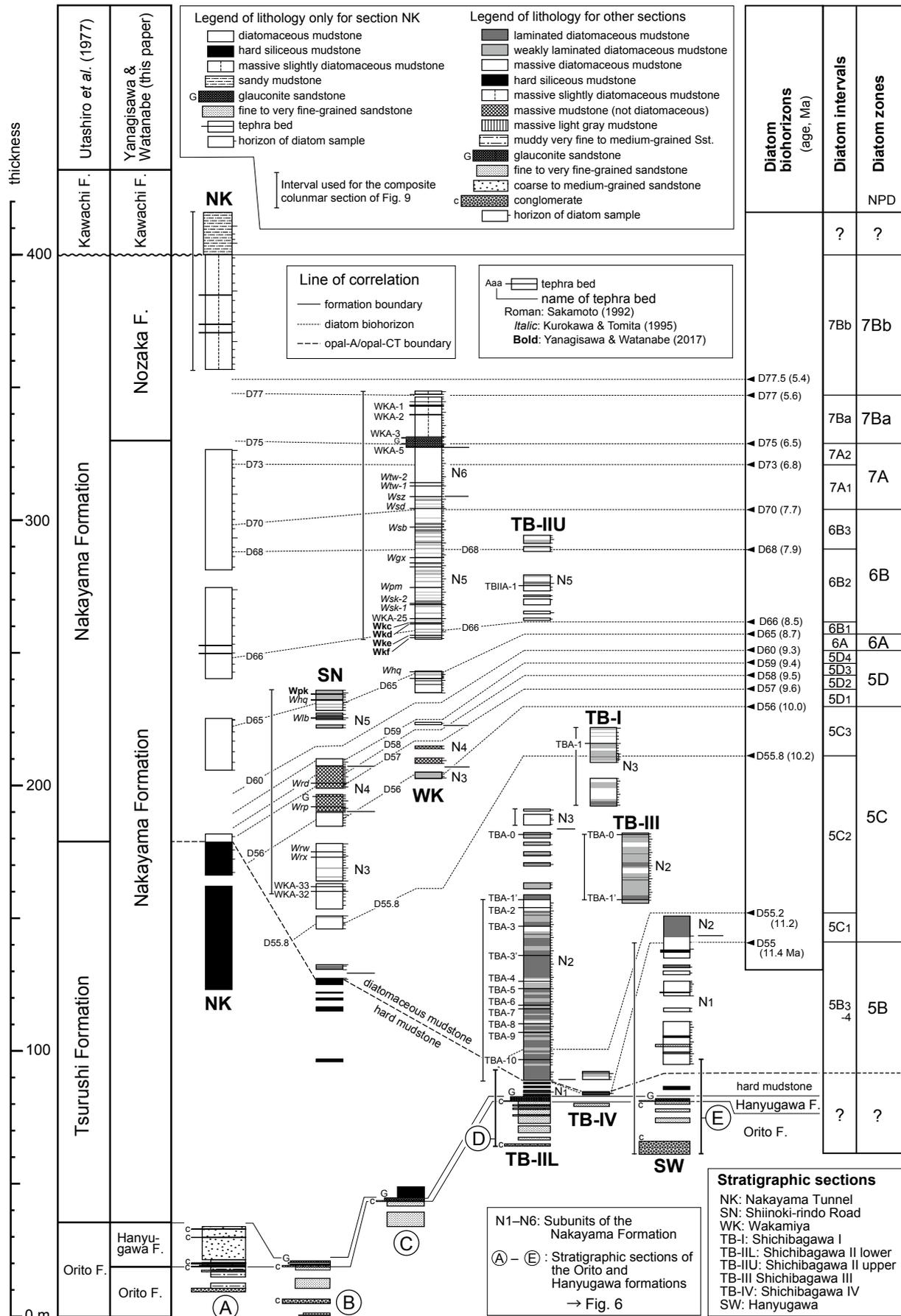
珪藻化石層序学的研究により、鶴子層と中山層の境界は、堆積時の初生的な境界ではなく、シリカの続成作用の結果生じた後生的な境界であり、時間面と大きく斜交



第4図 大佐渡地域南部の新生界の層序。層序は本報告及び小林・立石(1992)、新潟県地質図改訂委員会(2000)に基づく。新潟地域坑井層序は、新潟県地質図改訂委員会(2000)及び工藤ほか(2011)による。

Fig. 4 Stratigraphy of the Cenozoic sequence in the southern Osado area, Sado Island, Niigata Prefecture based on this study, Kobayashi and Tateishi (1992) and the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000). Niigata borehole stratigraphy is based on the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000) and Kudo *et al.* (2011).

することが実証された。したがって、この境界は地層境界としては適切ではないので、鶴子層と中山層を一括して1つの地層として再定義する。地層名としては「中山



層」を採用する。これは、新しい地層単位が寺泊階に相当するので、従来七谷階と思われてきた「鶴子層」よりも、これまでも寺泊階とされてきた「中山層」の地層名を与えた方が年代の誤解を招く危険性が少ないと判断したためである。新たに定義される中山層は、新潟地域坑井層序の時階区分では下部寺泊階にほぼ相当する。

この改訂によって、上記の問題点1(続成作用)と問題点3(鶴子層の有孔虫化石)が解消した。

4.4 野坂層の新設

従来の中山層上部に認められる海緑石層より上位の無層理塊状泥岩を中山層から分離し、新たに独立した地層として「野坂層」を設定する。既述のように、中山層は珪藻質でオリブ色の深緑灰色を呈し、葉理が発達する場合が多いが、野坂層は珪藻を含むが珪藻質ではなく、色彩がやや明るい緑灰色を示す。

野坂層の新設より、層序上の問題点4(新潟堆積盆地東縁不整合)が解決した。野坂層と中山層の境界とした海緑石層は、新潟堆積盆地東縁で認められる大規模なハイアタスと年代が正確に一致し、多分その成因(相対的海水準の低下)も同一であった可能性がある。新潟地域坑井層序の時階区分では、再定義された中山層が下部寺泊階に、新たに定義した野坂層は上部寺泊階と椎谷階にほぼ相当する。地層名は、模式地の南東約500 m に位置する野坂集落にちなんで命名した。

5. 大佐渡地域の新第三系～第四系堆積岩類の層序

本研究による層序の改訂により、大佐渡地域の古第

(← p. 266)

第5図 層序セクションの対比。各層序セクションの位置は第1図及び第3図に示す。テフラ層は、ローマン体が坂本(1992)、イタリック体が黒川・富田(1995)、ボールド体が柳沢・渡辺(2017)によってそれぞれ命名された。珪藻化石帯と珪藻生層準はAkiba(1986)、Yanagisawa and Akiba(1998)及びWatanabe and Yanagisawa(2005)による。本地域の珪藻化石層序は柳沢・渡辺(2017)による。

Fig. 5 Correlation of stratigraphic sections. Locations of stratigraphic sections are shown in Figs. 1 and 3. Tephra beds shown in roman, italic and bold types were named by Sakamoto (1992), Kurokawa and Tomita (1995) and Yanagisawa and Watanabe (2017), respectively. Diatom zones: Akiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998), Watanabe and Yanagisawa (2005). Diatom biostratigraphy in this area is based on Yanagisawa and Watanabe (2017).

三系～第四系は、下位より入川層、相川層、真更川層、^{にゅうかわ}金北山層、^{まさらがわ}下戸層、羽二生川層、中山層、野坂層、河内層、貝立層及び質場層からなることとなった(第4図)。このうち、入川層・相川層・真更川層及び金北山層は漸新世～前期中新世のデイサイトや安山岩の火山岩・火砕岩主体の陸成層で、一部泥岩層を挟む(小林・立石, 1992; 新潟県地質図改訂委員会編, 2000)。一方、これより上位の下戸層から質場層までは、海成の砂岩・泥岩を主とする堆積岩類からなる。

以下では、下戸層以上の堆積岩からなる地層を詳しく記載する。ただし、河内層、貝立層及び質場層については、本研究ではほとんど調査を行っていないので、既存の研究を基にして簡単に記述するに留める。

5.1 下戸層

命名 歌代(1950)。本論文で再定義。

模式地 佐渡市相川下戸付近。

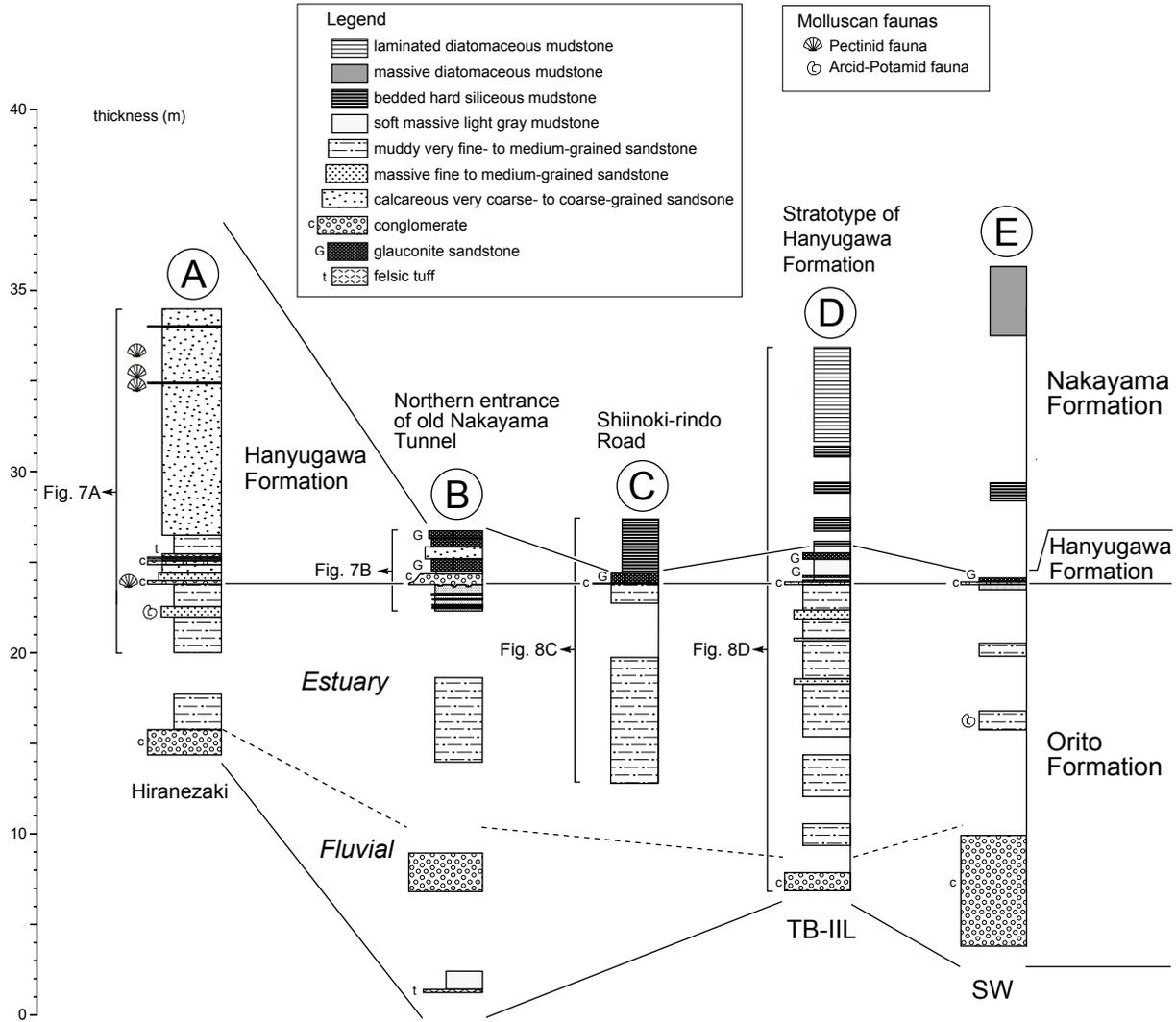
層序関係 下位の下部中新統火山岩類を不整合に覆う。

定義 本層基底の不整合面から、上位の羽二生川層基底の海進礫岩の基底までを下戸層と再定義する。なお、従来の下戸層は、本論文の下戸層と羽二生川層を合わせたものに相当する。

岩相 本層下部は主に礫岩からなり一部で泥岩と砂岩を挟む。一方、本層上部は生物擾乱の発達した泥質砂岩を主とする。

平根崎(第1図A)での観察地点は、木村・小林(1977)の地点7に当たる。ここでは、最下部は礫岩、主部は泥質砂岩を主とする岩相からなる(第6図A)。礫岩は厚さ1.5 m で中～大礫大の垂角礫～亜円礫からなる。主部の泥質中粒ないし細粒砂岩は無層理塊状で、生物擾乱の発達が著しい。本層上限より120 cm 下位に厚さ約60 cm の *Crassostrea gravitesta* (Yokoyama), *Siratoria siratoriensis* (Otuka) などを含むコンクリーションが見られる(第7図A)。

旧中山トンネル北口付近(第1図B)では、露出が悪く基底は観察できないが、下位より以下の岩相が観察される(第6図B)。最下部には白色珪長質細粒凝灰岩を挟む亜炭質泥岩が見られる。その上位には、流紋岩の中円礫からなる礫岩層が発達する。この礫岩は基質(泥質中～粗粒砂岩)支持で、礫と木材や炭質物が乱雑に混じっており、砂質土石流堆積物と推定できる。この上位には灰色無層理塊状の泥質極細粒～細粒砂岩が露出する。生物擾乱が著しく、風化面では黄粉が見られる。また、50 cm 大のコンクリーションが含まれている。本層の最上部は、トンネル北口の西側崖の上部(旧道路面より数m 上位)に露出している(第7図B)。泥質極細～細粒砂岩からなり、厚さ数 cm の葉理のある細粒砂岩層が数枚挟まる。上位の羽二生川層の基底から延びる生管化石(細礫で充填)が泥質極細～細粒砂岩中に見られる。



第6図 下戸層と羽二生川層の対比。セクションAとBの位置は第1図に、セクションC, D, Eの位置は第3図に示す。詳しい岩相の説明については、セクションAとBは第7図に、セクションCとDは第8図にそれぞれ示す。

Fig. 6 Correlation of the Orito and Hanyugawa formations. Locations of sections A and B are shown in Fig. 1 and locations of sections C, D and E are shown in Fig. 3. Detailed lithology is shown in Fig. 7 for sections A and B, and in Fig. 8 for sections C and D, respectively.

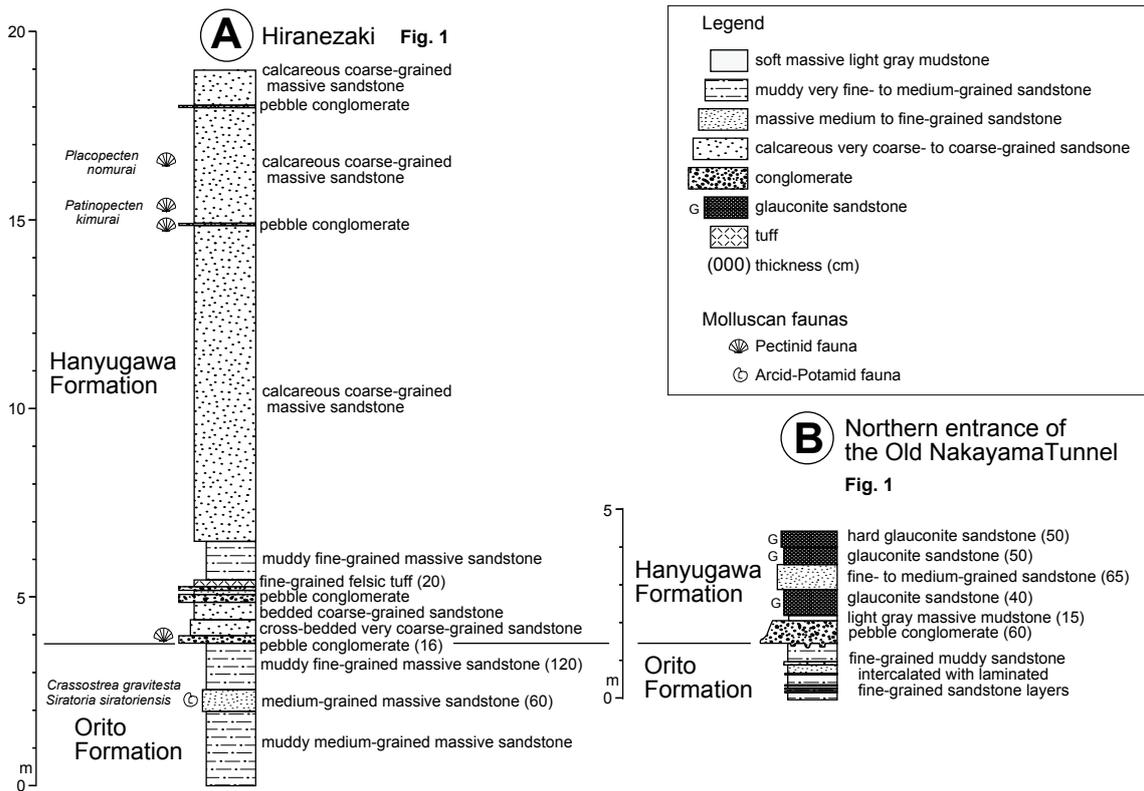
椎ノ木林道では、林道北側の崖(第3図C)で層厚約11 mの無層理塊状の泥質細粒砂岩が見られる。生物擾乱が発達し、微細な炭質物が含まれる(第6図・第8図のC)。

質場川Ⅱ下部(TB-III)セクションの最下部(第3図D)では、厚さ約17 mの下戸層が露出している(第6図・第8図のD)。最下部には厚さ1.5 mの礫岩層が見られる。礫支持の中礫大の円礫からなる。その上位には、灰色～暗灰色を呈し、無層理塊状で生物擾乱が発達する泥質極細～細粒砂岩が見られ、植物片と思われる炭質物片が含まれている。最上部では、泥質極細～細粒砂岩中に厚さ10–50 cmの無層理の中粒砂岩層が3枚挟まれている。

羽二生川(SW)セクションの最下部(第3図E)では、下部に礫岩、上部に細粒砂岩が見られる(第6図E)。礫岩は礫支持の中礫大の円礫ないし垂円礫からなる。細粒砂岩は泥質無層理で一部石灰質となり貝類化石を含む。

層厚 0–30 m。谷状凹地を埋積するため、層厚の変化が大きい。

化石 模式地の下戸付近では、本層下部の礫岩層から、*Quercus cf. miovariabilis* Hu et Chaneyなどの植物の葉の化石を産する(木村・小林, 1977)。また、平根崎では貝類化石層(平根崎下部化石層)から、*Crassostrea gravitesta* (Yokoyama), *Siratoria siratoriensis* (Otuka), *Anadara sp.*な



第7図 下戸層と羽二生川層の岩相(1). セクションAとBの位置は第1図に示す.

Fig. 7 Lithology of the Orito and Hanyugawa formations (1). Locations of sections A and B are shown in Fig. 1.

どが産出する(木村・小林, 1977; 生痕研究グループ・佐渡市教育委員会社会教育課ジオパーク推進室, 2013). このほか, 羽二生川(SW)でも保存不良の*Anadara*属の貝類化石を産する. また, 小佐渡地域では, 本層から*Anadara (Hataiarca) kakehataensis* (Hatai et Nishiyama), *Vicarya yokoyamai* Takeyama, *Vicaryella notoensis* Masuda, *Crassostrea gravitesta* (Yokoyama) などの貝類化石が報告されている(津田, 1956; 小佐渡団体研究グループ, 1977). これらは, 津田(1965)の Arcid-Potamid fauna に相当し, 河口域の汽水生の潮間帯~内湾環境を示している. また, いわゆる門ノ沢動物群に相当し, 中新世の Climatic Optimum (例えば, Itoigawa and Yamanoi, 1990) の時期に当たる.

旧中山トンネル北口の東側崖の露頭から, *Paleoparadoxia tabatai* (Tokunaga) の歯化石が産出している(小沢, 1924; Tokunaga, 1939). Tokunaga (1939) の記述と露頭写真によれば, 化石が産出したのはトンネル北口の東側崖で北口から数mの離れた道路付近であり, 産出した地層は石灰質の砂質泥岩中に挟在している層厚約50 cmの小礫からなる礫岩層である. この礫岩層は露頭の位置関係からみて後述する羽二生川層の基底礫岩よりも層準的に下位にあること, 石灰質の砂質泥岩としている岩相が,

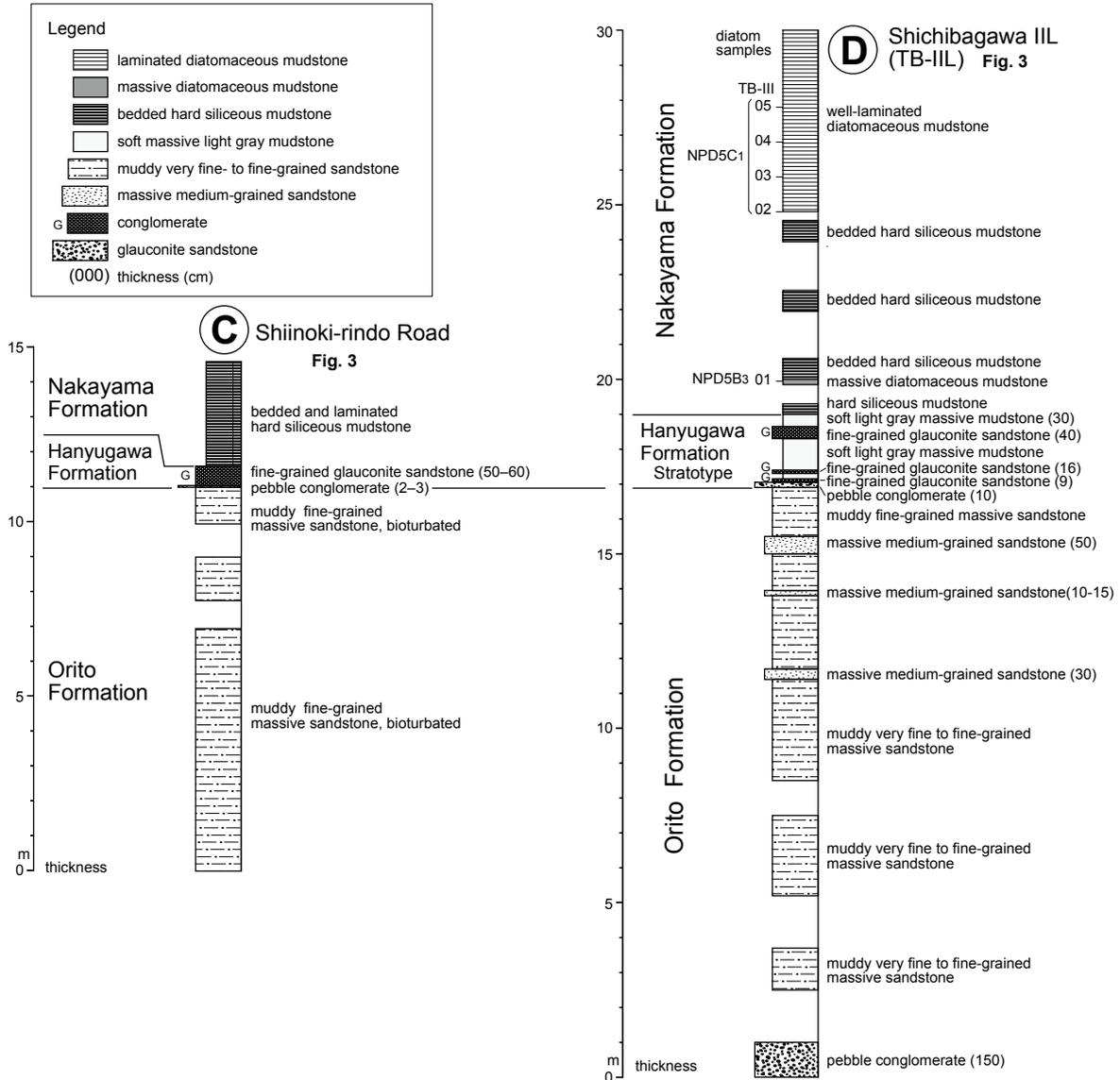
本論文で記載した下戸層上部の泥質極細~細粒砂岩に相当すると思われることから, この哺乳動物化石は下戸層の最上部から産出した可能性が高いと判断される.

山野井(1978, 1984)は, 旧中山トンネル北口付近の試料から*Dacrydium*属を伴う温暖な組成の花粉化石群集を報告している.

堆積環境 本層下部は河川成, 上部はエスチュアリー(河口入江)の堆積物と推定される.

本層最下部の礫支持の礫岩は, 一部でインプリケーションも見られ, 海成の証拠はないので陸成層と推定される. おそらく下戸層が堆積した谷状凹地を最初に埋積した小規模な網状河川の堆積物と推定される. 一方, 旧中山トンネル北口で見られた基質が泥質中~粗粒砂岩からなる基質支持の礫岩は, 礫と木材や炭質物が乱雑に混じっており, 砂質土石流堆積物と推定できる. また, 凝灰岩層を挟む亜炭質の泥岩は, 海成の証拠はなく陸成層であり, 河道の間の氾濫原の堆積物である可能性が高い. 以上のように, 下戸層の下部は全体として陸成の河川堆積物であると推定される.

本層の上部はどの地域でも一様に, 無層理塊状で生物擾乱が発達した泥質極細~中粒砂岩からなり, 上部では厚さ数十cm以下中~細粒砂岩層が挟まれている. この



第8図 下戸層と羽二生川層の岩相(2)。セクションCとDの位置は第3図に示す。セクションDにおける中山層の珪藻試料と珪藻化石帯については、柳沢・渡辺(2017)の第8図参照。

Fig. 8 Lithology of the Orito and Hanyugawa formations (2). Locations of sections C and D are shown in Fig. 3. See Fig. 8 of Yanagisawa and Watanabe (2017) for diatom samples and diatom zones of the Nakayama Formation in section D.

部分からは、上述のように河口域の汽水生の潮間帯～内湾環境を示す貝類化石が産出していることなどから、下戸層上部は全体としてエスチュアリー(河口入江)の堆積物であると推定される。

年代・時代 柳沢・渡辺(2017)で詳しく議論しているように、珪藻化石層序などの微化石層序からみると、日本の門ノ沢動物群の Arcid-Potamid fauna は日本全体を通じて極めて同時性が高く、年代の判明している産地はいずれも、珪藻化石層序のNPD3A帯下部(17.0-16.7 Ma)の極めて狭い年代範囲の中に入ると推定される。もちろん、海進の時期は場所によって多少異なるので、Arcid-

Potamid fauna の年代も地域により多少のずれはあると思われるが、下戸層の Arcid-Potamid fauna もほぼ同じ時代であると推定するのが現在のところ最も妥当である。時代は前期中新世末である(第10図参照)。花粉化石(山野井, 1978, 1984)は Yamanoi(1989)の温暖なNP-2帯に属し、上述の年代推定と矛盾しない。

5.2 羽二生川層

命名 新称。地層名は、調査地域南端の羽二生川にちなむ。

模式地 羽二生川(SW)セクションでは本層の露出はよ

くない(第6図E). そこで, 模式地は質場川支流の質場川II下部(TB-III)セクションにおけるDセクション付近(第3図)とする. 詳細柱状図は第8図Dを参照.

層序関係 下位の下戸層を整合に覆う.

定義 下位の下戸層の泥質極細～中粒砂岩(エスチュアリー堆積物)を覆う海進礫岩の基底から, 上位の中山層下部の硬質泥岩の下限までを羽二生川層とする. 本層の上限は多くの場所で本層上部の海緑石層の上限に一致するが, 場所によっては, 本層の灰色泥岩と上位の中山層下部の硬質泥岩の境界が本層の上限となる.

岩相 本層は下位より礫岩, 石灰質砂岩, 海緑石砂岩層及び灰色泥岩からなる.

平根崎(第1図A)では, 下位の下戸層の泥質細粒砂岩の上にシャープな境界を持って本層最下部の礫岩層が重なる(第6図・第7図のA). この礫岩層(厚さ16 cm)は直径1-2 cmの小円礫からなり上位に向かって粒度が小さくなり, Pectinidaeを含んだ貝殻片を含む. その上位には斜交層理ないし平行層理の発達した石灰質の極粗粒砂岩が重なり, さらに上位には小礫からなる礫岩層が続き, その上には珪長質の細粒凝灰岩層(厚さ20 cm)を挟んで, 塊状の泥質細粒砂岩が重なる. その上位には層厚約12 mの塊状の石灰質粗粒砂岩が露出しており, 二枚貝, ウニ, 有孔虫などの海生動物化石や, 直径1 cm以下の角礫ないし垂角礫を含む. この石灰質砂岩層には, 小礫からなる礫岩薄層が2層と, 二枚貝化石 *Patinopecten kimurai* (Yokoyama)と *Placopecten nomurai* Masudaがそれぞれ密集して産する層が挟在する.

旧中山トンネル北口(第1図B)の南側上部にも羽二生川層が露出している(第6図・第7図のB). ここでは, 羽二生川層は礫岩, 灰色泥岩, 海緑石層及び砂岩からなり, 露出している限り厚さは3 m程度である. 礫岩(厚さ60 cm)は無層理塊状で, 直径1 cm以下の円礫を主とし, 上位に向かって粒径が減少して最上部は極粗粒砂岩となっている. 礫はチャート礫が多い. 下位の下戸層の泥質細粒砂岩と境界部には, 生管が発達し, 細粒砂岩中に細礫で満たされた生管が多く見られる. 礫岩の上には塊状の明灰色泥岩(厚さ15 cm)が重なり, さらに海緑石層(厚さ40 cm)が載る. 海緑石層は基質が灰色泥岩で, 海緑石粒子が濃集しており, 生物擾乱が発達する. その上位には細～中粒の凝灰質明灰色石灰質砂岩(厚さ65 cm)が重なっている. 露頭の最上部には約1 mの海緑石層が発達する. 基質は暗灰色の泥岩で, 海緑石粒子が散在している. 下部50 cmは軟質であるが, 上部50 cmは珪質で硬く固結している. これより上位には露出はなく, ここでは羽二生川層と上位の中山層下部の硬質泥岩との関係は確認できない.

椎ノ木林道(第3図C)で見られる羽二生川層は, 厚さ2-3 cmの礫岩と厚さ50-60 cmの海緑石層のみからなり, その上位には中山層下部の硬質泥岩が直接載っているの

で, ここでは羽二生川層全体の厚さはわずか60 cm程度しかない(第6図・第8図のC). 礫岩はよく円磨された直径1-3 cmの円礫からなり, 下位の下戸層の泥質細粒砂岩を覆う. 海緑石層は最下部10-12 cmでは細粒砂粒度の海緑石が濃集しているが, 中上部では灰色泥岩の基質中に海緑石が散在している程度である.

羽二生川層の模式地である質場川II下部(TB-III)セクションの最下部の露頭(第3図D)では, 羽二生川層は礫岩と軟質の明灰色泥岩及び3枚の海緑石砂岩層からなり, その上位には中山層の硬質泥岩が重なっている(第6図・第8図のD). 露頭の正確な位置は, 柳沢・渡辺(2017)の付図5のルートマップを参照されたい. この露頭での羽二生川層全体の厚さは約2 mである. 最下部の礫岩層(厚さ約10 cm)は基質が海緑石質で円磨度のよい中礫からなり, 下位の下戸層の泥質細粒砂岩をシャープな侵食面で覆う. 明灰色の泥岩は無層理塊状で風化して一部粘土化し軟質となっていて, 時に海緑石がまばらに散在する. 3層の海緑石層が明灰色の泥岩中に挟在する. いずれも細粒砂粒度の海緑石が濃集し, 無層理塊状で擾乱が認められる. 最下位の海緑石層は厚さ10 cmで礫岩層の上に直接載る. 2番目の海緑石層は厚さ約16 cmで, 1番目の海緑石層の上位10 cmの層準に挟まる. 最上位の海緑石層(厚さ約40 cm)では, 下部25 cmはやや固結して硬質であり, 上部15 cmは軟質で直径約1 cm大の円礫をまばらに含む. その上位30 cmは軟質の灰色泥岩であり, その上に中山層下部の硬質泥岩が重なっている.

羽二生川(SW)セクション(第3図E)では, 露出不良ではあるが, 下位の下戸層の泥質細粒砂岩を覆って, 直径1 cm程度のよく円磨された円礫からなる層厚10 cm程の礫岩が基底にあり, その上位に細粒砂粒度の海緑石層(少なくとも厚さ25 cm以上)が壘重しているのが観察できる(第6図E).

層厚 0.6-15 m以上.

化石 平根崎における石灰質砂岩の平根崎上部化石層からは, *Patinopecten kimurai* (Yokoyama)や *Placopecten nomurai* Masudaなど Pectinidaeを主体とする外海の浅海生貝類化石が産出する(木村・小林, 1977). これは, 津田(1965)の Pectinid fauna に相当する. そのほか, 軟骨魚類(鮫)の歯(小林・笹川, 1987), ウニ, ウミユリ, フジツボの化石が稀産する(歌代, 1952; 木村・小林, 1977). また, 平根崎からは, 種々の生痕化石が報告されている(大森, 1977b; 野田, 1994; 生痕研究グループ・佐渡市教育委員会社会教育課ジオパーク推進室, 2013). 小佐渡地域における本層相当の層準からは, 大型有孔虫の *Miogyopsina kotoi* Hanzawa, *Operculina complanata japonica* Hanzawaが産出する(例えば, Hanzawa, 1935; 津田, 1956; 小佐渡団体研究グループ, 1977; 小木団体研究グループ, 1986).

堆積環境 本層基底の礫岩層の下底面はシャープで, 一

部下位の下戸層の泥質細粒砂岩が侵食されている。また、円磨度のよい小礫やPectinidaeなどの外海生の貝殻片を含む。このことは、下戸層の内湾環境から浸食を伴いながら、羽二生川層の外海環境に急激に変化したことを示す。以上のことから、この礫岩層は海進に伴うラグ堆積物であり、礫岩層下底は海進による侵食に伴って形成されたラビンメント面と考えられる。

礫岩の上位の石灰質砂岩は、外海の浅海を示すPectinid faunaを含む。小笠原・増田(1989)によれば、こうした貝類群集は外海の30 m以浅(外浜～内側陸棚)の深度を示す。したがって、石灰質砂岩は海進直後の浅海環境を示している。

石灰質砂岩の岩相は平根崎など一部に限られ、多くの場所では、海進礫岩の直上には海緑石が濃集した層が堆積している。海緑石層は基質が灰色泥岩からなること、また模式地では灰色泥岩中に3層の海緑石層が挟まれていることから、海緑石層の堆積時の環境は、基本的に泥岩が堆積する深度(外側陸棚～陸棚斜面以深)であったと推定される。そのような深度において、陸域碎屑物や海洋表層生物生産による生物源粒子(珪藻など)の供給による堆積作用よりも、海流や底層流による碎屑物の吹き払い作用が大きく、長期間にわたって堆積が停滞したために海緑石が生成したものであると思われる。堆積場としては、陸源碎屑物の影響の少ない沖合の高まり(バンクのような場所)が想定される。

年代・時代 下位の下戸層の推定年代(17.0–16.7 Ma)から、本層の下限年代は約16.7 Ma前後と考えられる。一方、本層の上限年代は、上位の中山層の珪藻化石年代から約12.3 Maと推定されるので、本層の堆積年代は16.7–12.3 Maとなる(第10図参照; 柳沢・渡辺, 2017)。なお、羽二生川層は新潟地域坑井層序の七谷階に対比される。

5.3 中山層

命名 歌代(1950)。本論文で再定義。

模式地 佐渡市中山付近。

層序関係 下位の羽二生川層を整合に覆い、上位の野坂層に整合に覆われる。

定義 本層下限は硬質泥岩の基底、または下位の羽二生川層の海緑石層の上限とする。本層の上限はテフラ層WKA-5の上面とする。

本層の上限の定義としては、岩相に基づいて上位の野坂層との境界にある海緑石層の下限ないし上限とするのが望ましいが、この海緑石層は泥岩中に海緑石が散在するのみで、海緑石層の下限と上限は極めて曖昧で、境界は明確には決めがたい。実際、この海緑石層は重要であるにもかかわらず、非常にわかりにくく、中山層の岩相を詳しく調べた坂本(1992)も含めて、これまでの研究でこの海緑石層の存在に気づいた研究は全くない。このため、この海緑石層の下限ないし上限をもって中山層と野

坂層の境界を明確に定義するのは実際には難しいと判断される。また、露頭状況が悪く、この海緑石層の露頭がない場合、両層の境界部付近では中山層と野坂層の泥岩は酷似しているため、野外において肉眼では両層を識別するのは困難である。特に風化した露頭では両層はほとんど区別できない。

地層境界は岩相境界によって定義するのが望ましいが、中山層と野坂層の境界の場合は、岩相境界による定義が難しいので、本研究では、便宜的に珪藻化石層序によって両層が明確に識別できるように定めた。すなわち、中山層の上限を、珪藻化石帯のNPD7A帯と7Ba亜帯の境界に一致するように、海緑石層中のテフラ層WKA-5の上面と定義した。テフラ層WKA-5は、厚さ32 cmで葉理が発達した細～中粒砂粒度の珪長質ガラス質テフラ層である(坂本, 1992; 柳沢・渡辺, 2017の付図9参照)。

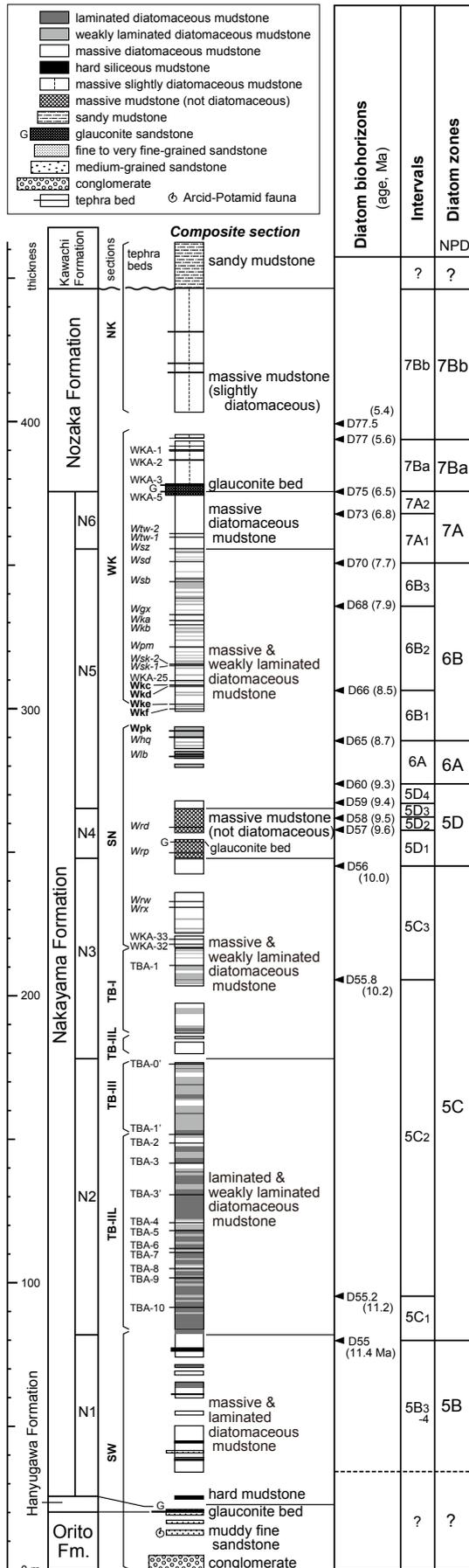
岩相 珪藻質泥岩を主とするが、本層下部ではシリカの続成作用により硬質の珪質泥岩(従来の鶴子層に相当)となっている。本層中に見られるミリ単位の葉理については、前述のように塊状(massive)、弱葉理(weakly laminated)、葉理(laminated)の3タイプに大別して記載した(第1表)。第9図は珪藻化石層序を検討した各セクションを総合して、1つの複合柱状図としたものである。中山層は、葉理の発達程度と岩質により、N1～N6の岩相に細分できる。

N1は珪藻質泥岩で、塊状泥岩と葉理泥岩が繰り返しからなるが、全体としては塊状泥岩が卓越する。N2も珪藻質泥岩で、葉理泥岩と弱葉理泥岩の繰り返しからなり、塊状泥岩はほとんど含まない。N3は珪藻質泥岩からなり、塊状泥岩と弱葉理泥岩の繰り返しが多く、わずかに葉理泥岩が発達する。上位に向かって塊状泥岩が多くなり、最上部ではほとんどが塊状泥岩からなる。

N4は塊状泥岩のみからなるが、岩質が珪藻質でないことで中山層の他の岩相とは異質である。珪藻の含有量は少なく、含まれる珪藻も殻の頑丈な大型種が優占する(柳沢・渡辺, 2017)。露頭における新鮮な面での色調も、深緑灰色(オリーブ色)ではなく青灰色を呈する。また、珪藻質泥岩は風化面では大きなブロックに割れるのに対し、N4の泥岩は風化面で細かくサイコロ状に割れることで区別される。N4の中部には、厚さ2 cmの細粒海緑石砂岩層が挟在する。この海緑石層は淘汰がよく、再堆積したものと見られる。

N5は再び珪藻質となり、塊状泥岩と弱葉理泥岩が繰り返すが、一部では葉理泥岩も発達する。最上部のN6は塊状の珪藻質泥岩のみからなる。

シリカの続成作用により、これらの泥岩は本層下部では硬質泥岩となっている。続成作用は北方ほど上位層準に及んでいる(第5図)。最も北側の中山(NK)トンネルセクションでは、NPD5D帯の中部層準(約10 Ma)までが硬質泥岩となっており、中山層の下半分(層厚150 m)



第9図 中山層の岩相の細分。柱状図は各層序セクションを総合して作成した。用いた層序セクションの柱状図の部分は第5図に示す。テフラ層は、ローマン体が坂本(1992)、イタリック体が黒川・富田(1995)、ボールド体が柳沢・渡辺(2017)によってそれぞれ命名された。珪藻化石帯と珪藻生層準はAkiba(1986)、Yanagisawa and Akiba(1998)及びWatanabe and Yanagisawa(2005)による。本地域の珪藻化石層序は柳沢・渡辺(2017)による。NK: 中山トンネルセクション; SN: 権ノ木林道セクション; WK: 若宮セクション; TB-I: 質場川Iセクション; TB-II: 質場川II下部セクション; TB-III: 質場川IIIセクション; SW: 羽二生川セクション。

Fig. 9 Subdivision of the Nakayama Formation. Columnar section is composed of each stratigraphic section shown in Fig. 5. Tephra beds shown in roman, italic and bold types were named by Sakamoto (1992), Kurokawa and Tomita (1995) and Yanagisawa and Watanabe (2017), respectively. Diatom zones: Akiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998), Watanabe and Yanagisawa (2005). Diatom biostratigraphy in this area is based on Yanagisawa and Watanabe (2017). NK: Nakayama Tunnel section; SN: Shiinoki-rindo Road section; WK: Wakamiya section; TB-I: Shichibagawa I section; TB-II: Shichibagawa II lower section; TB-III: Shichibagawa III section; SW: Hanyugawa section.

が硬質泥岩で占められる。これに対して、最も南の羽二生川(SW)セクションでは、シリカの続成はNPD5B帯の中部(約12.3 Ma)までしか進んでおらず、硬質泥岩となっているのは本層最下部(層厚は最大でも10 m以下)のみである。

層厚 230-320 m。北方のセクションほど厚い(第5図)。硬質泥岩と珪藻質泥岩との間の続成境界は北のセクションほど上位層準に達しており、北側でより厚く地層が堆積し、より深部まで埋没したことを示す。

化石 本層の珪藻質泥岩からは保存の良い海生珪藻が多産する(歌代ほか, 1977; 長谷川, 1977; 渡辺ほか, 1977; 秋葉, 1987; 中原ほか, 1987; 遠藤ほか, 1987; 渡辺, 1987; 柳沢ほか, 2009; 柳沢・渡辺, 2017)。ただし硬質泥岩では続成作用の結果珪藻殻は溶解している。有孔虫化石では、浮遊有孔虫化石はほとんど産せず、底生有孔虫化石のみが産出する(白井ほか, 1983, 1987)。このほか、本層からは花粉化石(山野井, 1978)及び珪質鞭毛藻(Uchio, 1974)が報告されている。

堆積環境 珪藻群集は外洋性の浮遊性種が優占するが、沿岸生種も含まれ、漸移域に多い*Thalassionema*属も多い(柳沢・渡辺, 2017)。柳沢(1996)の珪藻深度指標によれば、こうした群集は外側陸棚~陸棚斜面に相当する水深を示す。底生有孔虫では、本層下部(硬質泥岩)では、*Martinottiella communis*, *Cyclammina* spp.が優勢で*Spirosigmoliella compressa*を伴う群集が産出し、本層上

部(珪藻質泥岩)からは*M. commuinis*のみからなる単調な群集が検出される(白井ほか, 1983, 1987). これらの群集は, 長谷川ほか(1989)の底生有孔虫に基づく古水深指標によると, 中部漸深海帯下部の深度を示唆する. 以上から, 本層の堆積深度としては, 陸棚斜面域の深度が推定される. 坂本(1992)がIijima and Tada(1990)や鈴木(1989)の日本海域の古地理図・地形図に基づいて推定しているように, 中山層堆積時の佐渡島は陸域からの碎屑物の流入の影響のない陸から離れた沖合のバンクで, 陸棚斜面域の深度の環境にあったものと思われる.

年代・時代 珪藻化石層序では, 本層はNPD5B帯からNPD7A帯にわたり, 堆積速度曲線からその堆積年代は12.3–6.5 Maと算定される(第10図; 柳沢・渡辺, 2017). また, 細分された各岩相の年代は, N1は12.3–11.4 Ma, N2は11.4–10.4 Ma, N3は10.4–9.9 Ma, N4は9.9–9.4 Ma, N5は9.4–7.4 Ma, N6は7.4–6.5 Maと推定される. 本層は新潟地域坑井層序の下部寺泊階に対比される.

5.4 野坂層

命名 新称. 日本地質学会の地質命名の指針(日本地質学会, 2000)では, 「命名に使用する地名は, 国土地理院発行5万分の1または2万5千分の1地形図に明記されている地名や自然地形(山・河川など)名を使って命名することを基本とする。」とされているが, 地形図に記されている模式地付近の地名(集落名)や自然地形の名称はすべて既存の地層名として使用されていて, 適切な地名がないので, ここでは, 模式地の南東約500 mに位置する野坂集落(第3図)にちなんで, 野坂層とする.

模式地 佐渡市沢根の河内集落西方の春日若宮神社付近から国道沿いの露頭までとする. 若宮(WK)セクションの最上部(柳沢・渡辺, 2017の付図3)と中山トンネル(NK)セクションの最上部(柳沢・渡辺, 2017の付図1)を参照. 野坂層の下限付近の詳細柱状図は柳沢・渡辺(2017)の付図9参照.

層序関係 下位の中山層に整合に重なる. 上位の河内層に不整合に覆われる.

定義 本層下限は海緑石層中のテフラ層WKA-5の上面とする. 既述のように, 本層の下限は, 珪藻化石帯のNPD7A帯とNPD7Ba帯の境界に一致するように定義されている. 上限は上位の河内層との境界で定義する.

岩相 塊状無層理の泥岩からなる. 珪藻化石は含むものの, 含有量は中山層に比べて少なく珪藻質泥岩とは呼べない. 野外では, 中山層の泥岩が新鮮面で深緑灰色(オリブ色)を呈するのに対し, 野坂層の泥岩はやや明るい緑灰色を呈する. ただし, 中山層の泥岩から野坂層の泥岩への岩相変化は漸移的で, 両層の境界付近では, 両層の岩相は酷似し, 海緑石層がなければ, 両層の区別は実際には難しく, とくに, 風化した露頭では両層の泥岩の区別は全くできない.

層厚 模式地付近で約70 m.

化石 珪藻化石(歌代ほか, 1977; 渡辺ほか, 1977; 秋葉, 1987; 中原ほか, 1987; 遠藤ほか, 1987; 柳沢・渡辺, 2017), 珪質鞭毛藻(Uchio, 1974), 花粉化石(山野井, 1978), 及び有孔虫化石(白井ほか, 1983, 1987)など産する.

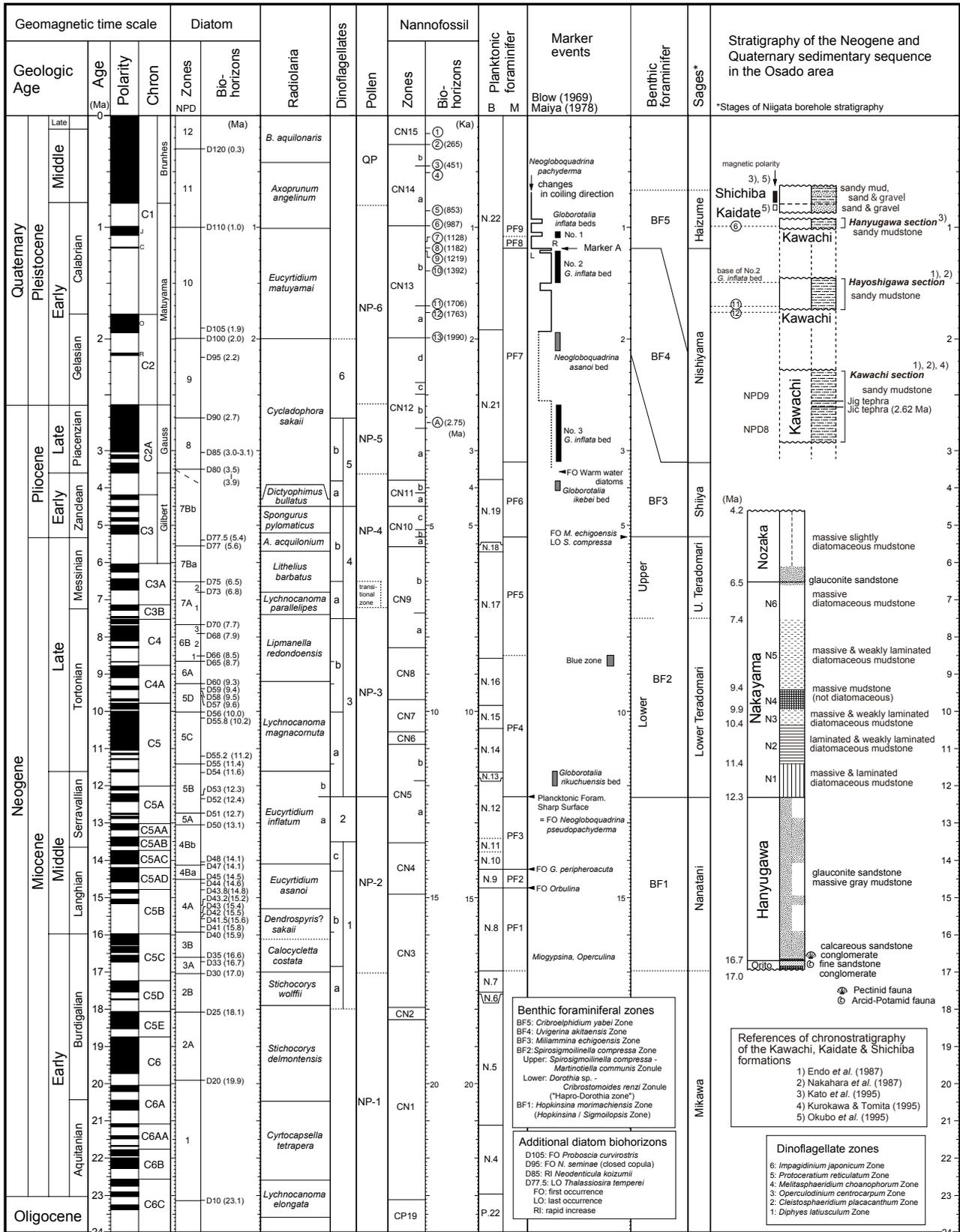
堆積環境 珪藻群集では下位の中山層に比べて, 沿岸生の*Paralia sulcata*, *Actinoptychus senarius*が増加し, 陸域からもたらされた淡水湖沼生種も増加している. また, 中山層に比較して珪藻の含有量も減少している. 一方, 底生有孔虫群集はほとんど*Martinottiella commuinis*のみからなり, *Miliammina* sp.を伴う単調な群集が産出する(白井ほか, 1983, 1987). これらの底生有孔虫群集は, 長谷川ほか(1989)の底生有孔虫に基づく古水深指標によると, 中山層と同じく中部漸深海帯下部の深度を示唆する. 以上から, 野坂層の堆積環境としては, 中山層と深度は同程度で, 同じく沖合のバンクのような場所が想定されるものの, 珪藻の含有量が減少し, 沿岸域や淡水湖沼生珪藻が増加していることから, 中山層とは異なり, 陸源碎屑物の流入の影響をある程度受けるような環

(p. 275 →)

第10図 大佐渡地域の第三系及び第四系堆積岩類の年代層序. 地磁気極性年代尺度はGradstein *et al.* (2012)に, 珪藻化石帯区分はAkiba(1986), Yanagisawa and Akiba(1998)及びWatanabe and Yanagisawa(2005)に, 放射虫化石帯区分はKamikuri *et al.* (2004, 2007)及びSanfilippo and Nigrini(1998)に, 渦鞭毛藻化石帯区分は小布施・栗田(1999)及び小布施ほか(2004)に, 花粉化石帯区分はYamanoi(1989)に, 石灰質ナノ化石帯区分はOkada and Bukry(1980)に, 石灰質ナノ化石生層準は佐藤ほか(1999)及びSato *et al.* (2009)に, 浮遊性有孔虫化石帯区分はBlow(1969), 米谷(1978)及び三輪ほか(2004)に, 底生有孔虫化石帯区分はMatsunaga(1963)及び米谷(1987)に基づく. 新潟地域坑井層序は, 新潟県地質図改訂委員会(2000)及び工藤ほか(2011)による.

Fig. 10 Chronology of the Neogene and Quaternary sedimentary sequence distributed in the Osado Mountain area, Sado Island. Geomagnetic polarity time scale: Gradstein *et al.* (2012); Diatom zones: Akiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998), Watanabe and Yanagisawa (2005); Radiolarian zones: Kamikuri *et al.* (2004, 2007), Sanfilippo and Nigrini (1998); Dinoflagellate zones: Obuse and Kurita (1999), Obuse *et al.* (2004); Pollen zones: Yamanoi (1989); Nannofossil zones: Okada and Bukry (1980); Nannofossil biohorizons: Sato *et al.* (1999, 2009); Planktonic foraminiferal zones: Blow (1969), Maiya (1978), Miwa *et al.* (2004); Benthic foraminiferal zones: Matsunaga (1963), Maiya (1987). Niigata borehole stratigraphy is based on the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000) and Kudo *et al.* (2011).

大佐渡地域南部の新第三系堆積岩類の層序 (柳沢・渡辺)



境に変化したものと推定される。

年代・時代 本層は珪藻化石帯区分のNPD7Ba亜帯とNPD7Bb亜帯に属し、堆積速度曲線によれば、本層の年代は6.5–4.2 Maと算定される(第10図; 柳沢・渡辺, 2017)。本層は新潟地域坑井層序の上部寺泊階と椎谷階にほぼ相当する。時代は最後期中新世～前期鮮新世である。

本層の花粉群集の組成(山野井, 1978)は花粉化石帯(Yamanoi, 1989)のNP-4帯に当たり、珪藻化石年代と矛盾しない(第10図)。

白井ほか(1983, 1987)によれば、野坂層に相当する区間からは、ほとんど *Martinottiella communis* のみからなる単調な底生有孔虫群集が産出し、珪藻化石帯のNPD7Bb帯(前期鮮新世)の区間、すなわち椎谷階に相当する部分からは量は少ないものの *Miliammina* sp. が随伴して産する。椎谷階と寺泊階の境界は、*Spirosigmoilinella compressa* の終産出と *Miliammina echigoensis* の初産出で規定され、椎谷階は *M. echigoensis* の産出で特徴づけられる(Matsunaga, 1963; 米谷, 1987)。野坂層上部の椎谷階相当部分(下部鮮新統, NPD7Bb帯)から産する *Miliammina* sp. は *M. echigoensis* とは形態が異なるとされるが(白井ほか, 1983, 1987), *M. echigoensis* そのものであると考えると年代層序学的には妥当である。

5.5 河内層

命名 新潟有孔虫研究グループ(1967)。

模式地 佐渡市佐和田河内付近。

層序関係 下位の野坂層とは石灰質コンクリーションを境にして一見整合的に重なるが、一部浸食面もみられること、また微化石層序学的に年代差があることから、不整合と考えられる。上位の貝立層に不整合に覆われる。

岩相 無層理塊状の青灰色泥岩ないし砂質泥岩を主体とする。層準によっては砂質泥岩と細～中粒砂岩の互層となる。全体として石灰質で有孔虫化石や貝類化石を多く含む。

層厚 約100 m。

化石 貝類化石(例えば、小林ほか, 1976; 大森, 1977a), 珪藻(秋葉, 1987; 中原ほか, 1987; 遠藤ほか, 1987; 柳沢・渡辺, 2017)及び有孔虫化石(例えば、新潟県有孔虫研究グループ, 1967; 遠藤ほか, 1987; 渡辺, 1987, 北條, 1987), 花粉化石(山野井, 1978)及び石灰質ナノ化石(加藤ほか, 1995)が産出する。

年代・時代 河内層からこれまでに報告されてきた年代に関するデータをまとめると、河内層については互いに重複しない3つの全く異なる年代が得られる(第10図)。

最も古い年代を示すのは、模式地の河内付近の珪藻化石のデータと、その北方の^{かみよぼせ}上矢馳北方地域(第1図)におけるテフラ層とのデータで、この付近の河内層の堆積年代は後期鮮新世の後期から前期更新世の初期となる。ま

ず、中原ほか(1987)は模式地付近の河内層を珪藻化石層序のNPD8帯及びNPD9帯に対比した。一方、遠藤ほか(1987)は国中平野北西部に分布する本層をNPD8帯に位置づけた。これに対して、秋葉(1987)及び柳沢・渡辺(2017)は、模式地付近の河内層下部の珪藻化石群集について、下位層準からの再堆積が多く化石帯の認定は難しいとしている。一方、黒川・富田(1995)は、佐和田東部の上矢馳北方の河内層中部に挟在する実相寺ガラス質(Jig)テフラ層と実相寺結晶ガラス質(Jic)テフラ層を、それぞれ西山油帯における西山層中部の久田白色ガラス質(Ktw)テフラ層と下山田結晶ガラス質(Smg)テフラ層に対比している(第13図参照)。このうち、実相寺結晶ガラス質(Jic)テフラ層は広域分布テフラ層であり、大阪層群の朝代テフラ層、古琵琶湖層群甲賀層の伊佐治テフラ層、富山県氷見層群藪田層のOT5テフラ層、新潟中央油帯の田沢白色ガラス質(Tzw)テフラ層、新潟胎内地域の鍬江層の胎内川白色ガラス質(Tnkw)テフラ層に対比されている(黒川ほか, 2008)。藪田層のOT5テフラ層と鍬江層の胎内川白色ガラス質(Tnkw)テフラ層は、いずれも珪藻化石層序のNPD9帯下部に属し(渡辺, 1990; 渡辺ほか, 2003), 古琵琶湖層群甲賀層の伊佐治テフラ層や鍬江層の胎内川白色ガラス質(Tnkw)テフラ層は、 Gauss正磁極期の末期に位置づけられる(Hayashida and Yokoyama, 1983; 井上ほか, 2003)。以上から、この広域テフラ層の年代は、約2.62 Maと推定されている(黒川ほか, 2008)。したがって、このテフラ層を挟む河内層中部の年代も2.6 Ma前後と考えられる(第12図参照)。以上のデータから、この付近の河内層の年代は後期鮮新世の後期から前期更新世の初期と推定される。ただし、珪藻化石については、再堆積の可能性が指摘されており、テフラ層の対比と年代推定も、河内層の珪藻化石年代が正しいことを前提としているので、珪藻化石が再堆積であるとすると、対比と年代推定も異なってくる可能性がある。

2番目に古い年代を示しているのは、国中平野北西部の羽吉川セクション(第1図)の河内層で、石灰質ナノ化石と有孔虫化石のデータに基づき、年代は約1.75–1.5 Ma程度と推定できる。まず、加藤ほか(1995)によれば、羽吉川セクションでは、河内層の基底は石灰質ナノ化石層序の基準面12(1.763 Ma)より上位にあって、セクション上部に基準面11(1.706 Ma)が存在し、上限は基準面9(1.219 Ma)より下位にある。また、加藤ほか(1995)によれば、このセクションの河内層は底生有孔虫化石帯のBF4帯に対比される。一方、遠藤ほか(1987)は、羽吉川セクションで浮遊性有孔虫層序を検討し、河内層をPF7帯に対比した。また、このセクションの最上部に認められた *Globolotalia inflata* の産出層準をNo. 2 *G. inflata* bedと認定した。なお、*Neogloboquadrina pachyderma* は河内層ではすべて右巻きが優勢である(遠藤ほか, 1987; 加藤ほか,

1995). 以上の石灰質ナノ化石と有孔虫化石のデータに基づくと、羽吉川セクションでの河内層の下限は石灰質ナノ化石の基準面12と11の間、上限はNo. 2 *G. inflata* bedの下限付近となり、その年代は約1.75–1.5 Ma程度となる。

最も新しい年代を示すのは、模式地の河内の南方3 kmにある羽二生川セクション(第1図)の河内層である。加藤ほか(1995)によると、ここでの河内層基底は基準面9(1.219 Ma)より上位にあり、基準面6(0.987 Ma)がセクションの下部に存在する。加藤ほか(1995)は基準面5(0.853 Ma)については言及していないが、論文中の対比図では河内層の上限は基準面5には届いていない。また、加藤ほか(1995)によれば、羽二生川セクションの河内層は底生有孔虫化石帯のBF4帯に対比される。以上から、このセクションの河内層の下限は石灰質ナノ化石の基準面6と7の間、上限は基準面5と6の間となり、年代は約1.1–0.9 Ma程度となる。

以上のように、従来報告されてきた河内層についての年代データは、3つの全く異なる年代を示している(第10図)。以上3つの互いに重複しない河内層の年代は、それぞれ異なる場所で得られている。このように異なる河内層の年代が得られる原因は現状では明確でないが、1つの可能性としては、従来「河内層」と呼んできた地層の中に、堆積年代の異なる複数のユニットが混在していることが考えられる。

5.6 貝立層

命名 新潟県有孔虫研究グループ(1967)による。遠藤(1986)は貝立層を構成する粗粒砂岩層が質場以南には分布しないこと、またこの粗粒砂岩層が質場層のシルトと指交することを根拠として、貝立層と質場層を独立した地層とせず、従来の沢根層として両層を一括し、貝立層を貝立砂岩部層として扱っている。大久保ほか(1995)や石田ほか(2012)も、この層序区分に従っている。

模式地 佐渡市佐和田貝立付近。

層序関係 下位の河内層を不整合に覆う。上位の質場層とは整合である。

岩相 未固結の中～粗砂と礫からなり、貝化石層が発達する。

層厚 40–50 m。

化石 貝類(例えば、小林ほか、1976; 大森、1977a; 遠藤、1986)、有孔虫(例えば、新潟県有孔虫研究グループ、1967; 沢根層団体研究グループ、1973; 渡辺、1987)、珪藻(歌代ほか、1977)、石灰質ナノ化石(大久保ほか、1995)が産出している。

年代・時代 大久保ほか(1995)によれば、貝立層の模式地付近の露頭から *Gephyrocapsa parallela* を含む石灰質ナノ化石が産出しており、この露頭が基準面6より上位に位置することを示す(第10図)。また、大久保ほか(1995)

は、同じ露頭の同層準で、逆帯磁と判定できる古地磁気極性を測定している。そして、石灰質ナノ化石層序を基にして、この逆帯磁を Jaramillo Subchron と Brunhes/Matuyama 境界の間の逆帯磁区間に対比している。以上から、貝立層は前期更新世末に位置づけられる。

5.7 質場層

命名 新潟県有孔虫研究グループ(1967)による。ただし、遠藤(1986)は貝立層と質場層を独立した地層とせず、従来の沢根層として両層を一括し、質場層を「沢根層主部」としている。大久保ほか(1995)及び石田ほか(2012)も同様にこの層序区分を用いている。

模式地 佐渡市佐和田沢根質場付近。

層序関係 下位の貝立層とは整合である。

岩相 砂質泥岩、砂岩、礫岩の互層からなる。貝類化石や有孔虫化石が多産する。

層厚 40 m。

化石 貝類(例えば、小林ほか、1976; 大森、1977a; 遠藤、1986)、有孔虫(例えば、新潟県有孔虫研究グループ、1967; 沢根層団体研究グループ、1973; 渡辺、1987)、珪藻(歌代ほか、1977)、石灰質ナノ化石(大久保ほか、1995; 加藤ほか、1995)、貝形虫(Ozawa、2010; 石田ほか、2012)、渦鞭毛藻(Kurita and Matsuoka、2002)などの多種類の化石が産出している。

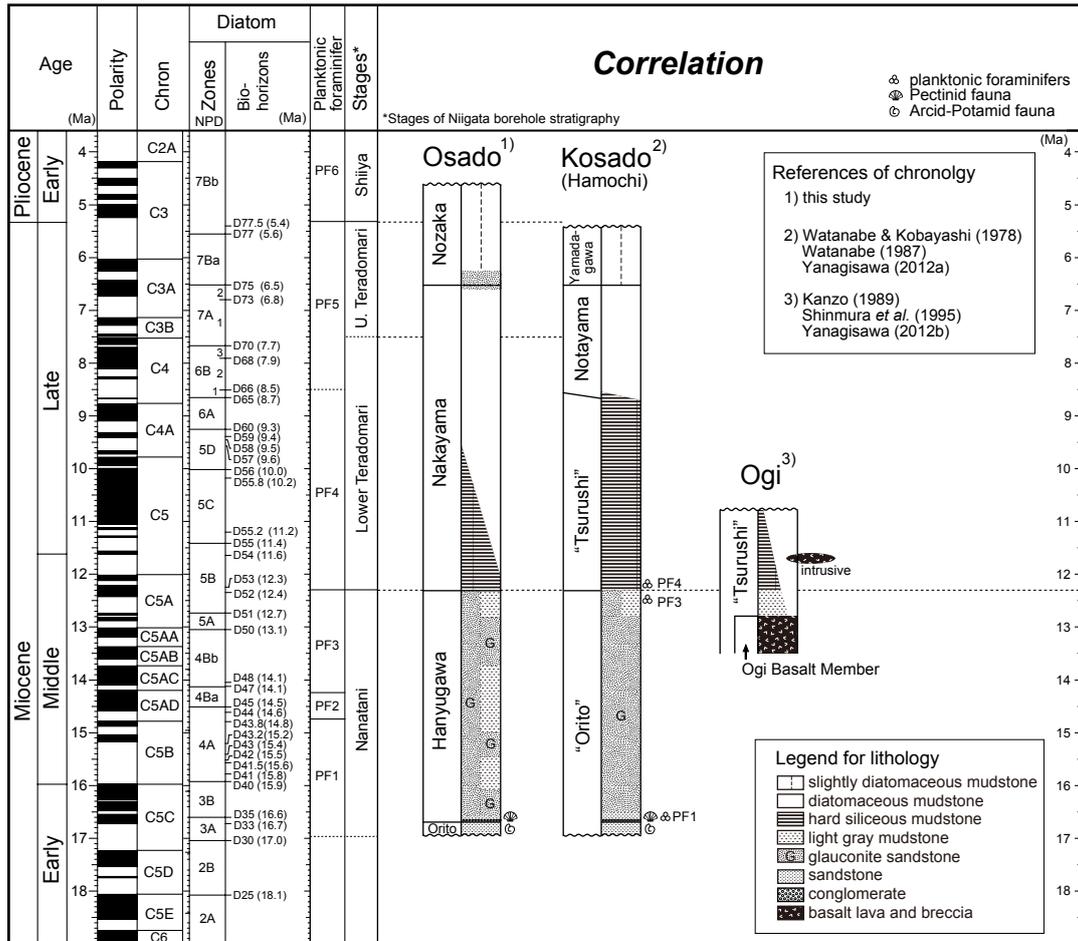
年代・時代 大久保ほか(1995)及び加藤ほか(1995)は、質場層の模式地付近の露頭から *Gephyrocapsa parallela* を含む石灰質ナノ化石を報告し、この露頭が基準面6より上位に位置することを示した。また、大久保ほか(1995)は、同じ質場の露頭で、正帯磁の古地磁気極性を測定し、石灰質ナノ化石層序を基にして、この正帯磁を Brunhes Chron 最下部に対比している(第10図)。したがって、質場層は中期更新世初頭に位置づけられる。

6. 考察

6.1 新潟地域坑井層序との対比

佐渡島を含む新潟堆積盆地域では、主に石油・天然ガス探鉱の必要性から、堆積盆全域で共通して適用できる標準層序が使われてきた(例えば、津田、1992; 新潟県地質図改訂委員会、2000)。工藤ほか(2011)は、これを「新潟地域坑井層序」と呼び、下位から三川階、七谷階(津川階を含む)、寺泊階(下部及び上部に細分)、椎谷階、西山階、灰爪階とした(第10図)。

大佐渡地域の新第三系～第四系堆積岩類は、本論文で総括した年代層序に基づいて、第10図に示すように新潟地域坑井層序に対比される。まず、下戸層は七谷階の最下部に対比される。羽二生川層は、そのほとんどの時間区間が海緑石層からなり、層厚は薄いものの、その堆積区間は七谷階の大部分に相当する。その上位の中山層



第11図 佐渡島の新第三系堆積岩類の対比。地磁気極性年代尺度はGradstein *et al.* (2012)に、珪藻化石帯区分はAkiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998)及びWatanabe and Yanagisawa (2005)に、浮遊性有孔虫化石帯区分は米谷(1978)及び三輪ほか(2004)に基づく。新潟地域坑井層序は、新潟県地質図改訂委員会(2000)及び工藤ほか(2011)による。

Fig. 11 Correlation of the Neogene and Quaternary sedimentary sequences in Sado Island. Geomagnetic polarity time scale: Gradstein *et al.* (2012); Diatom zones: Akiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998), Watanabe and Yanagisawa (2005); Planktonic foraminiferal zones: Maiya (1978), Miwa *et al.* (2004). Niigata borehole stratigraphy is based on the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000) and Kudo *et al.* (2011).

はほぼ下部寺泊階に対応する。また、野坂層は上部寺泊階と椎谷階に対比されるが、下部寺泊階と上部寺泊階の年代がやや曖昧なために、野坂層の下限が下部寺泊階と上部寺泊階の境界に当たるかどうかは、今後の検討課題である。河内層とされてきた3つのユニットのうち、下部の2つのユニットは西山階に対比される。一方、河内層の最上部のユニットと、貝立層・質場層は灰爪階に相当すると考えられる。

6.2 小佐渡地域の新第三系堆積岩類との対比

第11図に大佐渡地域の堆積岩類と、小佐渡の羽茂地域及び小木半島の堆積岩類(火山岩類を含む)との対比を示す。

小佐渡の羽茂地域に分布する中新統の堆積岩類は下位

より、「下戸層」、「鶴子層」、野田山層及び山田川層に区分される(小木団体研究グループ, 1986)。この地域の「下戸層」は、下部が礫岩及び砂岩、上部は海緑石砂岩からなる。「鶴子層」は硬質泥岩、野田山層は珪藻質泥岩、最上部の山田川層は泥岩からなる。

野田山層及び山田川層からは珪藻化石が産出する(渡辺・小林, 1978; 柳沢, 2012a)。山田川層からはNPD7Ba帯の珪藻が産出しており、大佐渡地域の野坂層下部に対比できる。野田山層からはNPD6B帯及び7A帯の珪藻化石群集が検出され、大佐渡地域の中山層上部に相当する。硬質泥岩からなる「鶴子層」は、岩相から大佐渡地域で新しく定義された中山層の下部に対比されるものと見られる。また、小佐渡地域の「下戸層」は、地層の定義から大佐渡地域の下戸層と羽二生川層を合わせた

ものに対応する。

ただし、小佐渡地域の「鶴子層」とされる部分からは、浮遊性有孔虫化石帯区分(米谷, 1978; 三輪ほか, 2004)のPF3帯(七谷階最上部)が報告されており(渡辺, 1987)、小佐渡地域の「鶴子層」の年代と対比についてはさらに検討が必要である。

小佐渡の南西端部にあたる小木半島には、海底火山活動の産物である小木玄武岩類とそれを覆う「鶴子層」の泥岩が分布している(茅原, 1958; 小木団体研究グループ, 1986; Fujibayashi and Sakai, 2003; 稲葉, 2013)。小木玄武岩についてはK-Ar年代(新村ほか, 1995)、小木玄武岩を覆う「鶴子層」に挟在する凝灰岩についてはフィッシュ・トラック年代(神蔵, 1989)が報告されている。また、柳沢(2012b)は小木玄武岩中の泥岩及びそれを覆う「鶴子層」の泥岩の珪藻化石を分析し、既存の放射年代を含めて、小木半島の中新統の年代層序を総括した。それによると、地表に露出する小木玄武岩類の下限付近の挟在する泥岩からはNPD4Bb帯の珪藻化石が産出し、小木玄武岩類を覆う「鶴子層」にはNPD5B帯の珪藻化石が含まれており、小木玄武岩類の活動年代としては、約14.1–12.7 Maの年代が推定される。したがって、小木玄武岩類の噴出相は大佐渡地域の羽二生川層の上部に対比される。ただし、このほかに11.7 Ma頃に「鶴子層」の泥岩層中に貫入した玄武岩類の活動が認められる。

6.3 テフラ層の年代と広域分布テフラ層の対比

坂本(1992)及び黒川・富田(1995)は、中山層及び野坂層中に数多く挟在するテフラ層を記載した。また、柳沢ほか(2009)は珪藻年代層序を用いて、中山層中上部と野坂層のテフラ層の堆積年代を明らかにした。柳沢・渡辺(2017)は、一部未記載のテフラ層を命名するとともに、中山層と野坂層の正確な珪藻化石年代を明らかにした。ここではそれに基づいて、中山層及び野坂層に挟在するテフラ層の年代を算定した(第12図)。

これらのテフラ層はいずれも細粒砂～シルトサイズの細粒テフラ層であり、層厚も数 cm 以下と薄く、その多くは遠隔地からもたらされた降下テフラ層と推定される。これらのテフラ層のうち、中山層のN4に挟まれているWrpテフラ層とWrdテフラ層は火山ガラス組成に特徴があり、広域的に対比される(第13図; 平中ほか, 2007)。また、野坂層のNkmテフラ層や、河内層のJic, Jigテフラ層は、それぞれ新潟県内の西山地域や胎内地域の地層中のテフラ層に対比されている(黒川・富田, 1995)。

7. おわりに

大佐渡地域南部の新第三系～第四系堆積岩類は、従来下戸層、鶴子層、中山層、河内層、貝立層及び質場層からなるとされてきたが、この論文では、珪藻化石年代層

序の詳しい研究成果に基づいて、矛盾や問題のあった層序区分を改訂し、新たな層序学的枠組みを提案した。また、改訂した地層について詳しい記載を行った。改訂点は以下のとおりである。

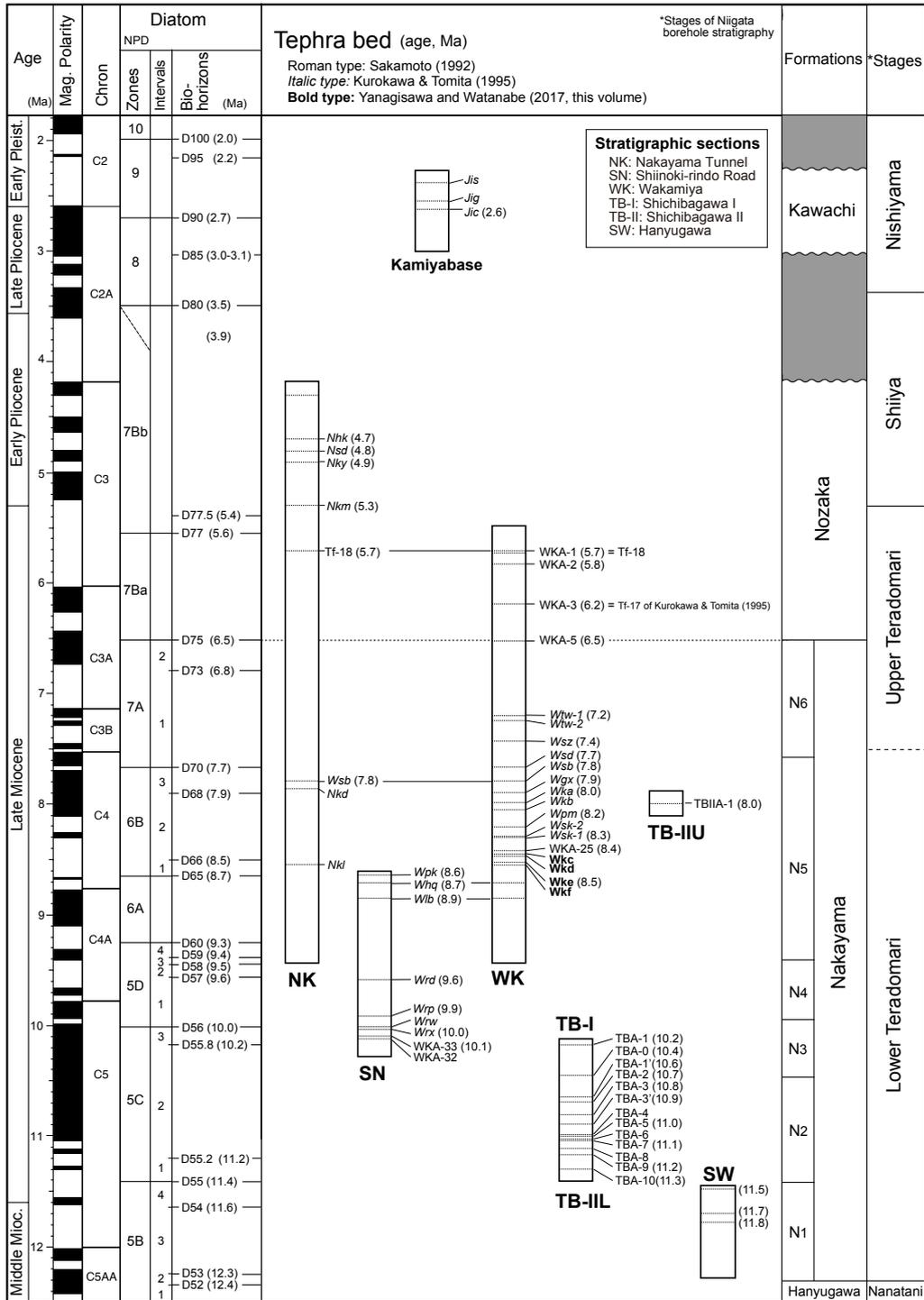
1. 従来の下戸層を分割して下部を下戸層(再定義)とし、従来の下戸層上部を「羽二生川層」として独立した地層とした。
2. 硬質泥岩からなる鶴子層を廃止し、硬質頁岩層を珪藻質泥岩からなる中山層に含め、中山層を再定義した。
3. 中山層上部に認められる海緑石層より上位の無層理塊状泥岩を中山層から分離し、新たに独立した地層として「野坂層」を設定した。

この結果、大佐渡地域南部に分布する新第三系～第四系堆積岩類の層序は、下位より下戸層、羽二生川層、中山層、野坂層、河内層、貝立層及び質場層となった。

歌代(1950)によって設定され、その後多くの人々の努力によって改良されて広く用いられてきた従来の層序学的枠組みは、佐渡島の地質学及び古生物学研究を進展させるための基盤として大きな役割を果たしてきた。しかし、微化石層序学をはじめとする精度の高い年代層序学の進歩や、シリカの続成作用あるいは海緑石層の形成に関する研究の進展、そして広域的な対比とそれに基づくテクトニクスの解明など、近年の地質学の急速な発展によって、従来の層序区分に潜んでいた重大な問題点が幾つか顕在化してきた。そして、これらの問題点があるために、従来の層序的枠組みの中では、佐渡島の地質や歴史をわかりやすく理解することがむしろ難しくなっていた。

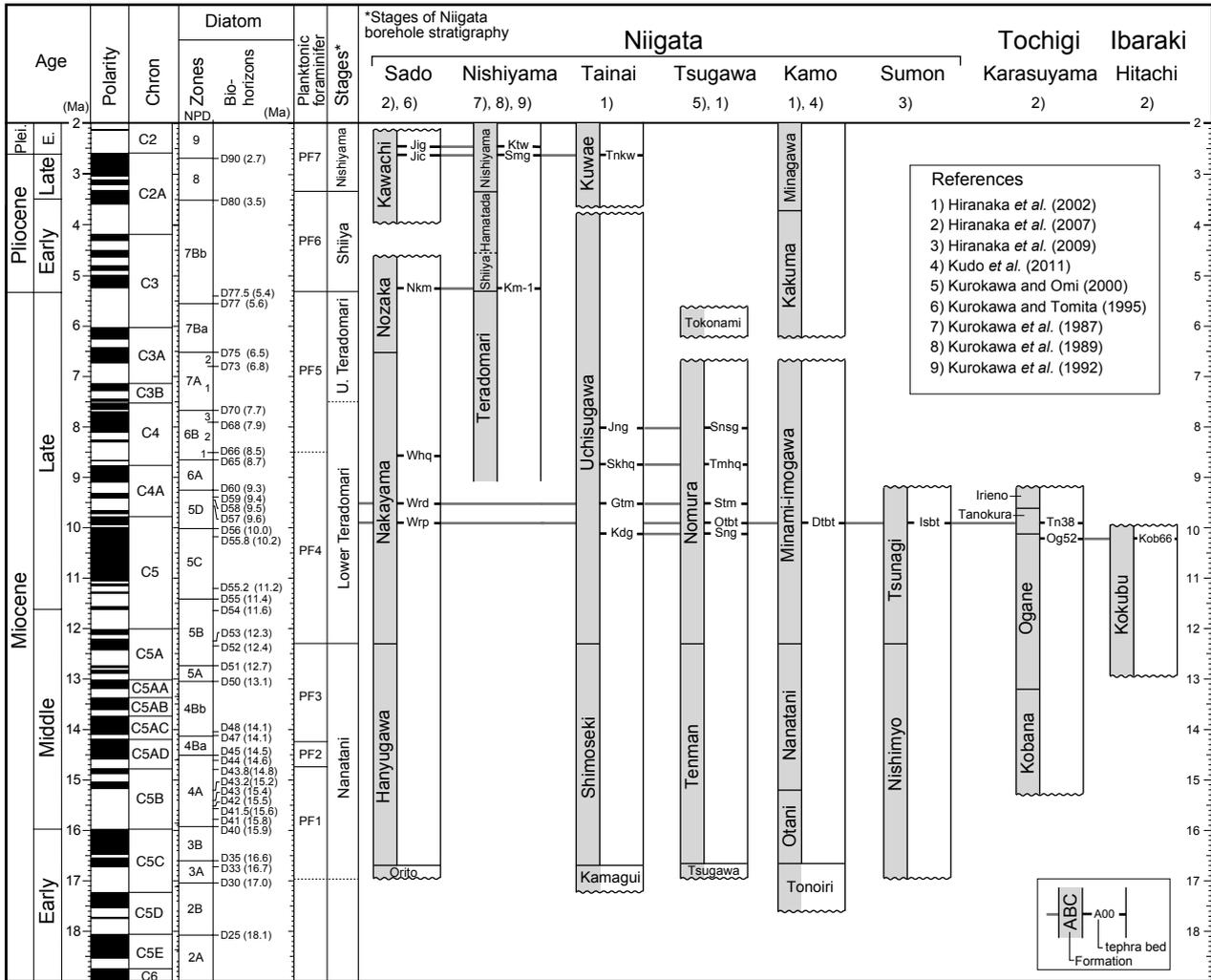
岩相層序の枠組みは先人が多くの研究を通じ懸命の努力を傾けて築いてきたものであり、さまざまな地質学的研究を行う上で基礎となるものである。したがって、岩相層序はむやみに変更すべきではない。しかし、既に述べたように、従来の大佐渡地域の堆積岩類の層序区分は多く問題点を含み、このままでは地質学的研究の基盤としての役割をもちや果たし得ないのではないかという危惧があった。そこで、本論文では思い切って層序の枠組みを大幅に改訂し、新しい層序区分を提案した。

この論文で提案した層序も完全なものではなく、問題が残っていることは確かである。例えば、羽二生川層のような層厚が数 m 以下で、地質図において mappable でない単位を果たして「層(formation)」としてよいのかという批判もあるだろう。また、層厚わずか60 cmの海緑石層が400万年以上の時間を示しているというのも、感覚的には納得しがたい面もあるかもしれない。あるいは、野外において全く異なる性質と外観を呈し、容易に区別できる硬質泥岩と珪藻質泥岩をまとめて1つの地層とするのも心理的に抵抗があるかもしれない。さらには、佐渡島の層序学的研究の開始初期から使用され親しまれてきた「鶴子層」という伝統ある地層名を廃止することがよいことなのか、一抹の不安も残る。



第12図 中山層、野坂層及び河内層中のテフラ層の年代。テフラ層は、ローマン体が坂本(1992)、イタリック体が黒川・富田(1995)、ボールド体が柳沢・渡辺(2017)によってそれぞれ命名された。地磁気極性年代尺度は Gradstein *et al.* (2012) に、珪藻化石帯と珪藻生層準は Akiba (1986)、Yanagisawa and Akiba (1998) 及び Watanabe and Yanagisawa (2005) による。新潟地域坑井層序は、新潟県地質図改訂委員会 (2000) 及び工藤ほか (2011) による。本地域の珪藻化石層序は柳沢・渡辺 (2017) による。

Fig. 12 Ages of tephra beds in the Nakayama, Nozaka and Kawachi formations. Tephra beds shown in roman, italic and bold types were named by Sakamoto (1992), Kurokawa and Tomita (1995) and Yanagisawa and Watanabe (2017), respectively. Geomagnetic polarity time scale: Gradstein *et al.* (2012); Diatom zones: Akiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998), Watanabe and Yanagisawa (2005). Niigata borehole stratigraphy is based on the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000) and Kudo *et al.* (2011). Diatom biostratigraphy in this area is based on Yanagisawa and Watanabe (2017).



第13図 新潟県及び北関東地域の新第三紀広域分布テフラ層の対比。テフラ層の分布地域は第1図に示す。地磁気極性年代尺度は Gradstein *et al.* (2012) に、珪藻化石帯区分は Akiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998) 及び Watanabe and Yanagisawa (2005) に、浮遊性有孔虫化石帯区分は米谷 (1978) 及び三輪ほか (2004) に基づく。新潟地域坑井層序は、新潟県地質図改訂委員会 (2000) 及び工藤ほか (2011) による。

Fig. 13 Correlation of widespread Neogene tephra beds in Niigata and northern Kanto areas. Location of each area is shown in Fig. 1. Geomagnetic polarity time scale: Gradstein *et al.* (2012); Diatom zones: Akiba (1986), Yanagisawa and Akiba (1998), Watanabe and Yanagisawa (2005). Niigata borehole stratigraphy is based on the Compilation Committee of the Geologic Map of Niigata Prefecture (2000) and Kudo *et al.* (2011).

また、河内層に関しては、現状の年代層序データを総括すると、後期鮮新世から中期更新世の末期にかけて、年代が全く重複しないユニットが少なくとも3つ識別されるという問題がある(第10図)。この問題は、そもそも現状の年代データが不十分なことが原因で生じている可能性もあるが、他の可能性として従来「河内層」と呼んできた砂質泥岩からなる地層の中に、堆積年代の異なる複数のユニットが混在していることも考えられる。後期鮮新世から更新世にかけて、佐渡島は全体として隆起に転じ、テクトニクスや海水準変動などの影響を受けて複雑な堆積史を経てきた可能性があり、もしそうだとす

れば、河内層の層序については上位の貝立層と質場層を含めて、抜本的な層序の改訂が必要になるかもしれない。このように、本論文で提案した新しい層序区分にもいろいろと難点はあるが、少なくとも現時点においては、佐渡島の堆積岩類に記録されたさまざまな地史学現象を記述し理解するための概念的枠組みとして適したものであると思う。佐渡島は最近日本ジオパークに指定され、本島の地質がますます注目されつつある。今回提案したこの新しい層序区分が、今後の佐渡島における地質学的研究の発展のための基盤となれば幸いである。

謝辞：新潟大学の小林巖雄名誉教授，有限会社珪藻ミナラボの秋葉文雄氏，元石油資源開発株式会社の稲葉 充氏，石油資源開発株式会社技術研究所の平松 力氏，佐渡市教員委員会の市橋弥生氏，及び佐渡市在住の神蔵勝明氏には，原稿を読んでいただき，たいへん有益なご助言をいただいた。また，査読者及び担当編集委員には，細部にわたって原稿を吟味していただき，有益なコメントをいただいた。ここに深く感謝申し上げる。なお，この研究は科学研究費補助金(課題番号22540482)を用いて実施した。

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.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, U. S. Government Printing Office, Washington D. C., **87**, 393–480.
- 秋葉文雄(1987) 佐渡島中山峠セクションの新第三紀珪藻化石層序，及び「船川遷移面」(山野井, 1978)との関係. 佐渡博物館研究報告, no. 9, 85–101.
- Blow, W. H. (1969) Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *In* Brönnimann, P. and Renz, H. H., eds., *Proc. First International Conference on Planktonic Microfossils* (Geneve, 1976), Leiden, no. 1, 199–421.
- 茅原一也(1958) 佐渡島，小木半島の地質と最近の地史. 新潟県文化財年報, **2**, 1–37.
- 地質調査所(1977) 日本油田・ガス田図11「佐渡」及び同地質説明書, 113p.
- 遠藤一佳(1986) 佐渡の沢根層における暖流系動物群の産状と意義. 地質雑, **92**, 77–80.
- 遠藤満久・武田淳子・田中 力・小林巖雄(1987) 佐渡国中平野北西部の地質と微化石群集. 佐渡博物館研究報告, no. 9, 117–126.
- 福沢仁之(1985) 北海道天北-羽幌地域の上部新第三系層序の再検討—とくに“稚内”・“声間”層について—. 地質雑, **91**, 833–849.
- Fujibayashi, N. and Sakai, U. (2003) Vesiculation and eruption processes of submarine effusive and explosive rocks from the Middle Miocene Ogi Basalt, Sado Island, Japan. *Geophysical Monograph, American Geophysical Union*, **140**, 259–272.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. M., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. (2012) The Geologic Time Scale 2012. 1144p. Elsevier, Amsterdam, Boston.
- Hanzawa, S. (1935) Some fossil *Operculina* and *Miogyopsina* from Japan, and their stratigraphical significance. *Sci. Repts. Tohoku Imperial Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **18**, 1–29.
- 長谷川四郎・秋元和實・北里 洋・的場保望(1989) 底生有孔虫にもとづく日本の後期新世代古水深指標. 地質学論集, no. 32, 241–253.
- 長谷川康雄(1977) 佐渡島後期中新世中山層の化石珪藻について. 佐渡博物館研究報告, no. 7, 77–101.
- Hayashida, A. and Yokoyama, T. (1983) Paleomagnetic chronology of the Plio-Pleistocene Kobiwako Group to the southeast of Lake Biwa, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **89**, 209–221.
- 平中宏典・松原成圭・黒川勝己(2002) 新発田市北東の内須川層と津川町野村層の中新世火山灰層の対比. 地質学雑誌, **108**, 201–204.
- 平中宏典・柳沢幸夫・黒川勝己(2007) 東北日本弧における中新世中期～後期の精密対比に基づく広域テフラ層序の構築. 平成18年度深田研究助成研究報告, 127–139. 財団法人深田地質研究所.
- 平中宏典・柳沢幸夫・黒川勝己(2009) 新潟県中央部における後期中新世テフラ層の対比. 地質学雑誌, **115**, 177–186.
- 北條睦夫(1987) 佐渡河内層の有孔虫化石について. 佐渡博物館研究報告, no. 9, 157–174.
- Iijima, A. and Tada, R. (1981) Silica diagenesis of Neogene diatomaceous and volcanoclastic sediments in northern Japan. *Sedimentology*, **28**, 185–200.
- Iijima, A. and Tada, R. (1990) Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea. *Jour. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, **22**, 121–171.
- 稲葉 充(2013) 小木玄武岩の産状と孔隙性. 調査研究報告書 佐渡の自然史, no. 1, 27–52. 佐渡市教育委員会.
- 井上博文・山田 桂・高橋雅紀・本山 功・柳沢幸夫(2003) 新潟県北蒲原地域の胎内川における鮮新統鍬江層最上部の古地磁気層序. 石油技誌, **68**, 570–580.
- 石田 桂・吉田和弘・松岡 篤(2012) 新潟県佐渡島に分布する中部更新統沢根層上部の貝形虫化石群と日本海表層水の低塩分化. 地質雑, **118**, 476–492.
- Itoigawa, J. and Yamanoi, T. (1990) Climatic optimum in the mid-Miocene of the Japanese Islands. Tsuchi, R. ed., *Pacific Neogene Events*, 3–14. Tokyo Univ. Press, Tokyo.
- Kamikuri, S., Nishi, H., Motoyama, I. and Saito, S. (2004) Middle Miocene to Pleistocene radiolarian biostratigraphy in the Northwest Pacific, Ocean Drilling Program Leg 186. *Island Arc*, **13**, 191–226.
- Kamikuri, S., Nishi, H. and Motoyama, I. (2007) Effects of late Neogene climatic cooling on North Pacific radiolarian assemblages and oceanographic conditions.

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **249**, 370–392.
- Kano, K. (1979) Deposition and diagenesis of siliceous sediments of the Onnagawa Formation. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 3rd Ser. (Mineral., Petrol., Economic Geol.)*, **14**, 135–189.
- 神蔵勝明(1989) 小佐渡地域南部新第三系のフィッシュン・トラック年代. 小林巖雄・立石雅昭編, 「古日本海」—日本海沿岸後期新生代層の層序と古環境の変遷— (日本海沿岸総研・研究報告), no. 2, 38–41.
- 神蔵勝明・小林巖雄編(2013) 佐渡島の自然(地学編) —ジオパーク解説書—, 262p. 佐渡市教育委員会・佐渡ジオパーク推進協議会.
- 加藤道雄・赤田佳代子・高山俊昭・後藤登美子・佐藤時幸・工藤哲朗・亀尾浩司(1995) 日本海沿岸地域に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序—佐渡島「沢根層」—. 金沢大学教養部論集, 自然科学編, **32**, 21–38.
- 木村和子・小林巖雄(1977) 新潟県佐渡に分布する下戸層の古生物学的研究(その1) —平根崎・下戸などから産する軟体動物化石について—. 佐渡博物館研究報告, no. 7, 143–156.
- Kiritani, F. (1931MS) Stratigraphical studies on the Tertiary system of the Sado Island. 東京帝国大学地質卒業論文(未見)
- 小林巖雄・笹川一郎(1987) 佐渡, 平根崎における新第三系産の板鰓類化石—下戸の古生物学的研究(その2)—. 佐渡博物館研究報告, no. 9, 231–237.
- 小林巖雄・立石雅昭(1992) 新潟地域における新第三系の層序と新第三紀古地理. 地質学論集, no. 37, 53–70.
- 小林巖雄・渡辺其久男(1985) 新潟油田東縁帯における新第三紀の地史の事件—とくに, 中新—鮮新世の不整合について—. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 5, 91–103.
- 小林巖雄・渡辺剛忠・竹田弓子・平井明夫(1976) 新潟県佐渡鮮新統沢根層産貝類化石に関する知見. 新潟大学理学部地質鉱物学教室研究報告, no. 4, 207–213.
- 小林巖雄・立石雅昭・高安克己・的場保望・秋山雅彦編(1992) 古日本海東縁の新第三系—層序・古地理・古環境—. 地質学論集, no. 37, 326p.
- 小佐渡団体研究グループ(1977) 小佐渡西三川地域の下戸層. 地球科学, **31**, 193–203.
- 工藤 崇・内野孝之・小松原 琢・高橋 浩. 柳沢幸夫(2011) 加茂地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 162p.
- Kurita, H. and Matsuoka, A. (2002) Sediment reworking into the Pleistocene Sawane Formation at Shichiba, Sado Island, Niigata, Japan: A view from dinoflagellate cyst assemblages. *Sci. Repts. Niigata Univ., Ser. E (Geol.)*, **17**, 43–57.
- 黒川勝己・大海知江子(2000) 新潟県東蒲原郡津川町周辺の花立層・野村層(中～後期中新世)のハイアロクラスタイトと火山灰層. 新潟大学教育人間科学部紀要(自然科学編), **2**, 33–110.
- 黒川勝己・富田裕子(1995) 大佐渡南西部における中山層・河内層中の火山灰層とその対比. 新潟大学教育学部紀要(自然科学編), **37**, 13–65.
- 黒川勝己・高橋浩代・青野直子・阿部祐子・飯塚絹子・菅原直美・地野加津子(1987) 新潟県西山油帯北部における椎谷層・西山層中の水底堆積テフラ. 新潟大学教育学部紀要(自然科学編), **29**, 1–14.
- 黒川勝己・庭山かおる・寺井直子(1989) テフラ鍵層からみた新潟県西山油帯南部の鮮新世堆積作用. 新潟大学教育学部紀要(自然科学編), **31**, 15–42.
- 黒川勝己・石山紀子・藤原啓美・渡部由美子(1992) 新潟県西山油帯の地質—とくにテフラ鍵層からみた西山層と灰爪層の不整合関係について. 新潟大学教育学部紀要(自然科学編), **33**, 101–163.
- 黒川勝己・長橋良隆・吉川周作・里口保文(2008) 大阪層群の朝代テフラ層と新潟地域の T_{zw} テフラ層の対比. 第四紀研究, **47**, 93–99.
- 米谷盛寿郎(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層序. 日本の新生代地質(池辺展生教授記念論文集), 35–60.
- 米谷盛寿郎(1987) 裏日本油田地域における底生有孔虫化石帯区分の現状と問題点. 石油技誌, **52**, 351.
- Matsunaga, T. (1963) Benthic smaller Foraminifera from the oil fields of northern Japan. *Sci. Repts. Tohoku Univ., 2nd Ser. (Geol.)*, **35**, 67–122.
- 三輪美智子・柳沢幸夫・山田 桂・入月俊明・庄司真弓・田中裕一郎(2004) 新潟県北蒲原郡胎内川における鮮新統銀江層の浮遊性有孔虫化石層序—No. 3 *Globorotalia inflata* bed下限の年代について—. 石油技誌, **69**, 272–283.
- 中原功志・田中 力・遠藤満久・小林巖雄(1987) 佐渡国中平野南西部の新第三系・下部更新統. 佐渡博物館研究報告, no. 9, 103–115.
- 中島謙造(1889) 20万分の1地質図幅「佐渡」及び同説明書, 229p. 農商務省地質局.
- 日本地質学会(2000) 地層の命名法について(日本地質学会地層命名の指針). 日本地質学会News, **3**, 3.
- 新潟県地質図改訂委員会(2000) 20万分の1新潟県地質図(2000年版)及び同説明書, 200p. 新潟県.
- 新潟県20万分の1地質図編集委員会編(1977) 新潟県地質図及び説明書, 493p. 新潟県.

- 新潟県商工労働部工業振興課(1989) 新潟県地質図及び説明書, 128p. 新潟県.
- 新潟県有孔虫研究グループ(1967) 佐渡沢根地域の有孔虫化石群集(予報) —有孔虫化石群集による沢根層の再検討—. 沢松義尚先生退職記念論文集, 113–119.
- 野田浩司(1994) 日本産生痕化石研究への序説. 洛思者, 東京, 200p.
- 小布施明子・秋葉文雄・佐々木榮一(2004) 青森県五所川原市東部及び浪岡町に分布する中～上部中新統の渦鞭毛藻化石・珪藻化石層序. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, 66.
- 小布施明子・栗田裕司(1999) 北日本新第三系の渦鞭毛藻化石層序. 日本古生物学会 1999 年年会(仙台) 講演予稿集, 95.
- Odin, G. S. and Matter, A. (1981) De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611–641.
- 小木団体研究グループ(1986) 小佐渡山塊南部の新生界. 地球科学, **40**, 417–436.
- 小笠原憲四郎・増田孝一郎(1989) 東北地方新第三系貝類化石の古水深指標とその適用. 地質学論集, no. 32, 217–227.
- Okada, H. and Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleontol.*, **5**, 321–325.
- 大久保隆太・小田啓邦・高山俊昭・北村晃寿(1995) 新潟県佐渡更新統沢根層の古地磁気極性と石灰質ナンノ化石層序. 地質雑, **101**, 443–450.
- 大森昌衛(1977a) いわゆる沢根層産の貝化石群—とくに、イタヤガイ科(Pectinidae)について. 佐渡博物館研究報告, no. 7, 63–76.
- 大森昌衛(1977b) 下戸層産の環形動物の棲管化石について. 佐渡博物館研究報告, no. 7, 139–142.
- 小沢儀明(1924) デスモスチラスの新産地. 地質雑, **31**, 317–318.
- Ozawa, H. (2010) Preliminary report on the Middle Pleistocene ostracods from the Shichiba Formation on Sado Island in the eastern Japan Sea. *Bull. Japan Sea Res. Institute, Kanazawa Univ. (Nihon-kaiiki Kenkyu)*, **41**, 15–36.
- 佐渡高校地学クラブ・渡辺其久男・小林巖雄(1977) 佐渡, 中新統鶴子層における*Operculina*の新産出. 佐渡博物館研究報告, no. 7, 157–158.
- 坂本竜彦(1992) 佐渡島中山層(中期中新世～初期鮮新世)の堆積リズム. 地質雑, **98**, 611–633.
- Sanfilippo, A. and Nigrini, C. (1998) Code numbers for Cenozoic low latitude radiolarian bistratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontol.*, **33**, 109–156.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲(1999) 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**, 265–274.
- Sato, T., Chiyonobu, S. and Hodell, D. A. (2009) Quaternary calcareous nannofossil datums and biochronology in the North Atlantic Ocean, IODP Site U1308. *In* Cannell, J. E. T., Kanematsu, T., Sato, T., Stein, R., Alvarez Zarikian C. A., Malone, M. J. and 303/306 Scientists, *Proc. Integrated Ocean Drilling Program*, **303/306**. doi:10.2204/ioc.proc.303306.210.2009.
- 沢根層団体研究グループ(1973) 佐渡ヶ島におけるいわゆる沢根層の化石生物層序学的研究. 新潟大学教育学部高田分校研究紀要, no. 18, 187–204.
- 生痕研究グループ・佐渡市教育委員会社会教育課ジオパーク推進室(2013) 新潟県佐渡市平根崎の下戸層から産する生痕化石—とくに大型分岐屈曲トンネル状生管化石について—. 調査研究報告書 佐渡の自然史, no. 1, 1–26. 佐渡市教育委員会.
- 新村太郎・小林洋二・荒川洋二・板谷徹丸(1995) 小佐渡小木半島の新第三紀玄武岩のK-Ar年代. 岩鉱, **90**, 403–409.
- 白井健裕・前田洋子・高橋八千代(1983) 佐渡島中山峠地域に分布する鶴子層・中山層・河内層に関する2・3の考察. 新潟大学教育学部紀要, 自然科学編, **24**, 113–122.
- 白井健裕・前田洋子・高橋八千代(1987) 佐渡島中山峠地域に分布する鶴子層・中山層・河内層に関する二三の考察. 佐渡博物館研究報告, no. 9, 291–300.
- 角 靖夫・広島俊男・須田芳朗(1990) 20万分の1地質図「相川及び長岡の一部(佐渡島)」。地質調査所.
- 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, 143–183.
- Tada, R. and Iijima, A. (1983) Petrology and diagenetic changes of Neogene siliceous rocks in northern Japan. *Jour. Sedimentary Petrol.*, **53**, 911–930.
- 高野 修(1998) 新潟堆積盆における上部鮮新統～下部更新統のシーケンス層序. 堆積学研究, **48**, 21–39.
- Tokunaga, S. (1939) A new fossil mammal belonging to Desmostyliidae. *Jubilee Publication in the Commemoration of Prof. H. Yabe, M. I. A., Sixtieth Birthday*, **1**, 289–299.
- 津田禾粒(1954) 岩相と古生物群よりみた黒瀬谷及び下戸累層の堆積環境について. 地質雑, **63**, 11.
- 津田禾粒(1956) 古地理よりみた佐渡の地史—いわゆるGreen Tuff地域の中新統に関する堆積環境の研究. 地質雑, **62**, 550–558.
- 津田禾粒(1965) 東北裏日本の新第三紀動物群と岩相—とくに中新世中期の動物群について—. 化石, no. 10, 20–23.

- 津田宗茂(1992) 3.新潟・長野地域. 改訂版「日本の石油・天然ガス資源」編集委員会編, 改訂版日本の石油天然ガス資源, 81-127. 天然ガス鉱業会・大陸棚石油開発協会.
- Uchio, T. (1974) Tertiary nannoplankton stratigraphy of Sado Island, Niigata Prefecture, and a proposal of the *Braarudosphaera bigelowi* – *Coccolithus pelagicus* Zone for the Pliocene Japanese Oil Field of Japan Sea Side. *Repts. Geol. Surv. Japan*, no. 250-1, 235-254.
- 歌代 勤(1950) 佐渡ヶ島(大佐渡)西南部・沢根—相川地域の層序について. 地質雑, **56**, 302-303.
- 歌代 勤(1952) 佐渡ヶ島産化石貝類研究—特に化石ホタテ貝科について—. 教育科学(新潟大学教育学部), **1**, 53-88.
- 歌代 勤・黒田一武(1963) “沢根層”基底の不整合について. 新潟大学教育学部紀要, no. 5, 67-76.
- 歌代 勤・大森昌衛・黒田一武(1964) 佐渡ヶ島の第三系の層序についての一考察. 地質雑, **70**, 202.
- 歌代 勤・黒田一武・小林忠夫・西川 誠・長谷川康雄・藤田 剛・渡辺秀男(1977) 新潟県佐渡郡佐和田地域第三系の層序と化石珪藻群集. 佐渡博物館研究報告, no. 7, 45-62.
- 渡辺悦子・小林巖雄(1978) 小佐渡羽茂町中部地域に分布する新第三系の珪藻化石群. 斎藤良二郎先生退職記念誌, 35-42.
- 渡辺久吉(1932) 第一編 地質編, 第四章 新生界, 第一節(二)新第三系(新成統). 日本地質鉱産誌, 92-152.
- 渡辺其久男(1983) 東北裏日本油田地域の年代層序の現状. 石油技誌, **48**, 88-92.
- 渡辺其久男(1987) 佐渡島の有孔虫及び放散虫化石について. 佐渡博物館研究報告, no. 9, 127-156.
- 渡辺真人(1990) 富山県氷見・灘浦地域の第三系の層序—とくに姿層とその上位層との間の時間間隙について—. 地質雑, **96**, 915-936.
- 渡辺真人(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, **45**, 471-475.
- 渡辺真人(2002) 富山県灘浦地域の中新統姿層の珪藻化石層序の再検討. 地質調査研究報告, **53**, 645-655.
- Watanabe, M. and Yanagisawa, Y. (2005) Refined Early Miocene to Middle Miocene diatom biochronology for the middle- to high-latitude North Pacific. *Island Arc*, **14**, 91-101.
- 渡辺真人・柳沢幸夫・田中裕一郎・山田 桂・入月俊明・庄司真弓(2003) 新潟県北蒲原地域胎内川に分布する鮮新統鍬江層の珪藻・石灰質ナンノ化石層序. 石油技術誌, **68**, 561-569.
- 渡辺剛忠・加藤園江・小坂秀王・小林巖雄(1977) 新潟県佐渡, 相川-沢根に露出する中新統の泥質岩—とくに, 岩相, 有機炭素量, 窒素量, 珪藻化石について—. 佐渡博物館研究報告, no. 7, 103-112.
- 山野井 徹(1978) 佐渡(中山峠)における新第三系の花粉層序. 石油技術誌, **43**, 120-127.
- 山野井 徹(1984) デスマスチルスと古植物. 地団研専報, no. 28, 25-34.
- Yamanoi, T. (1989) Neogene palynological zones and event in Japan. *Proceeding of International Symposium on Pacific Neogene Continental and Marine Events*, 83-90.
- 柳沢幸夫(1996) 水深指標としての珪藻群集. 堆積学研究, no. 43, 59-67.
- 柳沢幸夫(1999a) 金沢市南部に分布する中新統の珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 49-65.
- 柳沢幸夫(1999b) 富山・石川県境の医王山地域に分布する中新統の珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 67-81.
- 柳沢幸夫(1999c) 富山県八尾地域の下部—中部中新統の珪藻化石層序. 地質調査所月報, **50**, 139-165.
- 柳沢幸夫(1999d) 能登半島珠洲地域の中新統の珪藻化石層序. 地調月報, **50**, 167-213.
- 柳沢幸夫(2012a) 佐渡島羽茂地域の後期中新世海生珪藻化石. 地質調査総合センター研究資料集, no. 568, 1-19.
- 柳沢幸夫(2012b) 佐渡島小木半島の中新世玄武岩層の年代—珪藻年代層序による再検討—. 地質調査総合センター研究資料集, no. 569, 1-18.
- Yanagisawa, Y. and Akiba, F. (1998) Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **104**, 395-414.
- 柳沢幸夫・工藤 崇(2011) 5万分の1地質図幅「加茂」地域(新潟県)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料. 地質調査総合センター研究資料集, no. 537, 1-59.
- 柳沢幸夫・渡辺真人(2011) 5万分の1地質図幅「戸賀及び船川」地域(男鹿半島)の新第三紀及び第四紀の珪藻化石層序資料. 地質調査総合センター研究資料集, no. 533, 1-17.
- 柳沢幸夫・渡辺真人(2017) 大佐渡地域南部に分布する新第三系の海生珪藻化石層序. 地質調査研究報告, **68**, 287-339.
- 柳沢幸夫・平中宏典・黒川勝己・渡辺真人(2009) 佐渡島中山層(中部中新統~下部鮮新統)の珪藻化石層序とテフラ年代層序. 地球科学, **63**, 95-106.

(受 付 : 2017年1月30日 ; 受 理 : 2017年10月12日)

