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——

津 田 禾 粒**

(1956 年 3 月 2 日受理)

Geologic History of Sado from the Viewpoint of Paleo-geography

——A Study of the Sedimentary Environment of the Miocene Deposits
in the So-called "Green Tuff" Region (Part II)——

Karyu TUDA

(Abstract)

In this paper, the writer discusses the geological history of Sado Island from the middle Miocene up to the present. By the distribution and faunas of the Neogene deposits, the following facts are pointed out.

1. The first transgression in Neogene started in the Kasatoriyama stage (middle Miocene), and the sea extended from the Kasatoriyama Stage to Orito (middle Miocene) and Turusi (upper Miocene) stage. The paleo-geography of the two stages are shown in the Fig. 5 and 9.
2. After the Turusi stage the first regression occurred, and no deposit of the late Miocene and early Pliocene is seen in Sado Island.
3. In the Sawane stage (late Pliocene) the second transgression occurred, and the paleo-geography is represented in Fig. 10.
4. The second regression occurred after the Sawane stage.
5. At the beginning of the Kuninaka stage (Pleistocene), the third transgression occurred, and the paleo-geography at the maximum of the transgression is shown in Fig. 11.
6. After the Sawane stage the third regression occurred, and it is continuing to the present.

By the survey of the paleo-geography in Sado Island during the Neogene, a remarkable resemblance in the directions of the topographic distribution is recognized, and it can be said that the resemblance is also applicable to the recent topography. So the writer presumes that the structural movement which made the recent Sado Island started in the early stage of the middle Miocene.

I. ま え が き

さきに筆者 (1955) はいわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境を解明する第一歩として、生物群及び岩相から黒瀬谷累層を中心とした八尾層群の堆積環境について報告した。その中で八尾層群の堆積をうながした運動と基盤との関係、即ち、海進当時に演じた基盤の役割について不十

* この報告は 1954 年日本地質学会総会講演会で発表したものに補足を加えたものである。

** 新潟大学理学部地質鉱物学教室
地質学雑誌 第 62 巻 第 733 号 1956 年 10 月

分ではあるが触れるところがあつた。この海進・堆積をもたらした運動がその後如何に発展し現在に至つたかという点についてはあまり述べる機会がなかつた。しかし、ある現象、例えば八尾層群の生成といったような問題は、その現象を生ずる前の現象——例えば基盤に関する問題——から、八尾層群の生成に密接に関連してその後ひきつづいて生じた現象、という一貫した運動をとおしてはじめて正しく理解されるものである。この報告では、以上のような立場から佐渡の例をとりあげるが、特に新第三紀初葉に始まる海進以降の運動と堆積の関係を古地理に集約して表現し解説をこゝろみる。なお、この研究は単に佐渡における問題の追及のみを目的とするものではなく、八尾層群の研究から出発して、いわゆる Green Tuff 地域に分布する中新統に関する堆積環境の各地区における普遍性や特殊性を指摘し、Green Tuff に関する地史の把握を意図するものであることを附言する。

Index Map.

この研究を遂行する機会をあたえられ、たえず御指導下さつた西田彰一・杉山隆二両教授に心から御礼申上げる。また、藤岡一男・牧山鶴彦・今井直哉・茅原一也・本間信一・歌代勤の諸氏、その他多くの方々から御批判と御協力を戴いたことを深く感謝する。この研究には文部省科学研究助成補助金の一部をも使用した。

II. 佐渡の地質概観

ここ数年来、新潟大学では杉山隆二・西田彰一を中心に佐渡の調査を続けてきた。筆者はその間、主として下戸累層及びその上位の地層の調査を行つた。現在、調査は一応終了し、層序は杉山隆二 (1953) によつてまとめられている。即ち、下位より古生層・斑礫岩及び蛇紋岩・花崗岩類・片辺火成岩類・相川層群・佐渡層群・沢根累層・国中累層に大別され、更に佐渡層群は下位より杉野浦・笠取山・下戸・羽茂・素浜の5累層に細分された。この報告では佐渡層群について触れるところが多いが、これを下位より杉野浦・笠取山・下戸・鶴子・“中山”の各累層として述べていく*。古生層・斑礫岩及び蛇紋岩・花崗岩類は局部的に露出するにすぎない。片辺火成岩類・相川層群及び杉野浦・笠取山両累層は主として各種の火成岩及び火山碎屑岩よりなり、一般に化石に乏しく、大佐渡・小佐渡の山地を構成し、複雑な構造を示す。下戸累層以上は破碎堆積岩を主とし、化石に富み、国中平野周辺、その他の丘陵地帯に分布し、比較的単調な構造を示す。即ち、岩相からは、笠取山・下戸両累層の間に一つの境界が認められ、また、下戸累層以上には普遍的に海棲動物を産するという著しい現象がある。この報告では主として下戸累層以上の地層について論ずるので、便宜上、笠取山累層以下を一括して、かりに基盤としてとりあつかう。ただし、このような方法は佐渡の地質系統を区分する場合には適切なものではなく、あくまでも説明を簡略するための手段にすぎない。次に、地層の記載は必要な最小限度に止めて、下戸期以降の古地理の変遷について述べる。

III. 下戸期 (F₃) の古地理

下戸累層が Fig. 1 の如き分布をなすのは国中累層に overlap されるためである。Fig. 3 に示す如く上部に

* このような変更を行つたのは、原則的には杉山の区分を支持するものであるが、その後の調査によつて素浜累層なる名称が不適であることが発見されたこと、ならびに歌代勤 (1950) の下戸層・鶴子層・中山層とした命名が古く、命名上有効と考えられる上に、これらの模式地は連続したルートに露出し、ここに示準化石として有効な化石を産するからである。ただし、中山層は半沢正四郎によつて他に同名の存在から不適当なことを指摘されたので、かりに“中山”累層としておく。

海緑石が鍵層として存在し、その上位は急激に硬質頁岩(鶴子累層)或は黒色頁岩(“中山”累層)に移化し、基盤との間には一般に侵蝕面が存在する。層厚は一般に小であるが変化が激しい。藤津川で 150 m に達するのは火山噴出物をささむためである。一般的傾向として下部に礫岩を有し、上部は砂質になる。岩相の側方変化が著しいが、筆者(1955)がさきに報告した黒瀬谷累層の如く、堆積物の粒度が規則的に変化する現象は認められない。下戸累層は海棲動物化石を産するが、特に上部に多い。Fig. 4 は海緑石層に接近した部分——略同一時間面にふくまれる程度——に産する注目すべき種の分布を示すが、Table 1 の如く要約される。

Table 1 にあげた各化石産地の動物群は、その構成要素によつて次の6つのグループに分けられる。

I *Ostrea gravi-testa* が多量に密集するが、他種を混在せず、特徴的産状を示す。

II *Ostrea gravi-testa* が豊富なほか、*Pecten kimurai* その他の貝化石を産する。

III 少量ではあるが

Fig. 1. Distribution Map of Orito Formation.

black: Orito formation,
striped: formations pre Orito
formation, dotted: formations
post Orito formation

Fig. 2. Index Map of Geologic Columns (in Numbers) and Fossil Localities of Orito Formation. (in Alphabets)

Fig. 3. Geologic Columns in Sado Island.

1: black shale, 2: hard shale, 3: siltstone, 4: sandstone, 5: conglomerate, 6: shell-fragmental limestone, 7: glauconite bed, 8: glauconitic bed, 9: basaltic tuff breccia, 10: dacite, 11: dacitic tuff breccia, 12: pearlite, 13: fossil animals, 14: fossil plants, 15: unconformity, 16: fault

140, 50±: thickness in meters

Fig. 4. Fossil Distribution in Orito Formation.

Ost: *Ostrea gravitesta* YOKOYAMA, Op: *Operculina complanata japonica* HANZAWA, Mg: *Miogyssina kotoi* HANZAWA, Pec: *Pecten kimurai* YOKOYAMA, E: *Echinoids* B: *Balanus*, A: *Calcareous Algae*, C: *Corals*, M: *Mollusks*, Pl: *Plants*

double underlined: very abundant, underlined: abundant, no marked: common, in parenthesis: rare

Fig. 5. Paleo-geographic Map in Orito Stage.

striped: marine areas

Table 1 Distribution of Representative Species in Upper Part of Orito Formation.

Localities	a	b	c	d	e	f	g	h	i	j	k	l	m	n
Species	川	長	新	藤	久	河	阿	極	梅	中	二	西	河	平
	茂	江	保	津	知	内	内	坊	楽	津	山	三	ヶ	根
	茂	川	川	川	河	内	坊	寺	川	峠	見	川	瀬	崎
<i>Ostrea gravitesta</i> YOKOYAMA	VA	A	A	A	R									
<i>Operculina complanata japonica</i> HANZAWA					R	VA	VA							
<i>Pecten kimurai</i> YOKOYAMA		C	C	C								C	C	C
<i>Miogyssina kotoi</i> HANZAWA												VA		
<i>Echinoids</i>							R	R		R		A	C	A
<i>Balanus</i>										R		C	C	VA
<i>Calcareous Algae</i>												A	R	C
<i>Corals</i>												C		C
<i>Various Mollusks</i>		C	C	C	C	C	C	C	C	C	C	VA	VA	VA
Groups	I	II			III	IV			V			VI		

VA: very abundant

A: abundant

C: common

R: rare

Ostrea gravitesta と *Operculina* が共存する。貝化石も少ない。

Ⅳ *Operculina* が圧倒的に多く、貝化石をも産する。

Ⅴ 貝化石を産するが多くはない。ウニ・フジツボの破片もある。

Ⅵ 種々の化石が極めて多量に産し、特に西三川・平根崎ではこれらの化石が石灰岩をつくる。西三川では *Miogypsina* が石灰岩中で圧倒的に多い。河ヶ瀬崎・平根崎では *Miogypsina* は見出せないが、貝類・ウニ・フジツボ・石灰藻・珊瑚が多産する点は西三川と酷似する。

筆者 (1953・1955) は黒瀬谷累層上部の動物群中に、鹹度・深度の増加につれて *Ostrea gravitesta* より、順次 *Operculina complanata japonica*, *Miogypsina kotoi*, *Propeamusium* sp. をへて *Sagarites chitanii* に至る排列が認められることを示した。下戸累層には *Propeamusium* sp., *Sagarites chitanii* の如き深い要素は産しないが、*Ostrea gravitesta* より *Miogypsina* に至る範囲、即ち、浅海における陸水の影響の強い brackish water から normal salinity の海水に及ぶ変化は黒瀬谷累層のそれに一致する。

以上を考慮に入れ、国中平野周辺における下戸累層の分布、並びに下戸累層が笠取山累層に不整合に載る現象を合せ考えるならば、国中平野周辺では下戸期の初期に海進がはじまり、佐渡は略現在の大佐渡・小佐渡を占める2つの島に分れた。Ⅱに属する化石産地は2つの島にはさまれた水道の中央部に位置し、陸水の影響が強く、低鹹度であつたために *Ostrea gravitesta* の生存に適した。ここから NE 或は SW の方向に陸水の影響は次第に弱まり、Ⅲの如く *Ostrea gravitesta* と *Operculina* の共存する環境、Ⅳの *Operculina* を多産する環境をへて、*Miogypsina* をはじめウニ・フジツボ・石灰藻・珊瑚等の棲息した普通の鹹度の open sea へとつらなつていたと考えられる。貝類やウニ・フジツボの破片を産するⅤは環境としてはⅣとⅥの中間を占める。平根崎の下戸累層は孤立して分布するが、その動物群の内容から open sea の海浜の堆積物である。Ⅰに属する川茂は *Ostrea gravitesta* のみを多産し、ほかに海棲動物を産しないが、ここでは陸水の影響が最大であつたために、*Ostrea* 以外の棲息を許さなかつたものである。このような現象は下戸累層の分布と合せ考えるならば、川茂附近に小さな海岸線の湾入があり、そこに陸水が多量に流入したことを示している*。又、黒瀬谷累層上部の動物群の分布から、*Operculina* と *Miogypsina* は共に浅海棲の種であるが、*Miogypsina* は普通の鹹度であるのに対して、*Operculina* は僅かではあるが鹹度の低いところに最も適したことを指摘したが、下戸累層における観察もこれを証明している。

要するに下戸期には Fig. 5 に示すような水陸の分布を生じた。国中平野周辺においては、笠取山累層には海棲生物の化石を産しないこと、下戸累層と笠取山累層の関係が不整合であることから、海進は下戸期に入つてはじまつたことは疑いないところであるが、これは佐渡全域に共通する現象ではない。即ち、西三川東方に分布する笠取山累層の上部を占める礫岩・砂岩**が分布するが、その砂岩中には *Anadara kakehataensis*, *Littorinopsis miodelicatola*, *Vicarya* sp. その他の貝化石を産するが、これらは黒瀬谷累層下部では淡水の影響のある浅海に棲息したと推測した。このことは笠取山期 (F₂~F₃) 末期に既に佐渡の南西部には国中平野に先立つて海進が行われていたことを物語っているが、データ不足で古地理について述べることはひかえる。

* この強い陸水の影響、即ち、鹹度の低下が動物群に対して「Thienemann の法則」に即する結果をもたらし、*Ostrea gravitesta* の異状な群集を生ずるに至つたものと解される。*Ostrea gravitesta* の産状に関する詳細は後に西田彰一と筆者によつて報告される予定である。

** これを笠取山累層に含めた根拠は、国中平野周辺で下戸累層と侵蝕面を以て下位に接する石英安山岩に貫かれているからである。西三川東方ではこの礫岩・砂岩と下戸累層の間は整合関係とみるべきである。

IV. 鶴子期 (G) の古地理

下戸累層の上位には、佐渡の西南部では Fig. 3 にみられるように硬質頁岩（鶴子累層）が載り、更にその上位に黒色頁岩（“中山”累層）が載るが、この硬質頁岩は EN の方向に次第に層厚を減じ遂には全く尖滅し、黒色頁岩が直接下戸累層の上位に載ってくる (Fig. 7, 8)。下戸累層と硬質頁岩或は黒色頁岩の間には岩相上急激な変化が認められるが、その間に浸蝕面や礫岩の存在はなく、下戸累層の最上位の海緑石は連続的に分布すること

から不整合とは考えられない。特に阿仏坊では Fig. 6 に示すように、海緑石質頁岩の上に下戸累層の暗青灰色細粒砂岩と同質の砂岩と硬質頁岩の互層が硬質頁岩の下部に存在し、下戸累層と硬質頁岩とが漸移的であることを示している。硬質頁岩と黒色頁岩の間にも不連続の関係は認められない。即ち、硬質頁岩は堅硬なこと、細い laminae を示すことによつて、黒色頁岩は一般に軟く、塊状であることによつて特徴づけられるが、黒色頁岩が硬質頁岩の上位に載る場合は漸移的關係を示し、下位より上位に向つて堅さ或は laminae の消失が場所によつて前者が先に、或は後者が先に始まり、次第に移り変る。

以上のことから鶴子・“中山”両累層は側方変化を示すことが理解され、両累層の堆積した時代を鶴子期と呼ぶ。金原均二 (1950)・池辺穰 (1955) も七谷・寺泊両層に関してこれと類似する考察をなしている。両累層からは珪藻・海綿の化石を多産するほか、*Sagarites*, *Pecten peckhami*, 魚

Fig. 6. Geologic Column at Abutubō (阿仏坊)

Fig. 7. Distribution Map of Turusi Formation.

black: exposed Turusi Formation, dotted: "Turusi" Formation covered by younger deposits

Fig. 8. Distribution Map of "Nakayama" Formation.

black: exposed "Nakayama" Formation, dotted: "Nakayama" Formation covered by younger deposits

Fig. 9. Paleo-geographic Map in Turusi Stage.

striped: marine areas

鱗、魚の骨格等を産し、有孔虫は共に極く少いこともこの考え方の妥当なことを示している。下戸累層との層序関係、地層の分布から推して鶴子期の古地理を Fig. 9 の如く推定した。ただし、その海岸線は下戸期のそれの如き十分な古生態的データがないので概念的に示したものである。杉山隆二(1953)は硬質頁岩は酸性の火山活動に伴う火山灰の堆積による影響が強いとの意見を述べているが、鶴子期の前期に西南部は open sea であり火山灰の供給が多かったのに対し、東北部は古地理的条件から火山灰の供給が少く、黒色頁岩の堆積をみたものであろう。

下戸期と鶴子期の古地理・堆積環境を比較するならば、海進の進行に伴って海域は拡大しているが、国中平野を NE—SW の方向に伸びる水道は存続し、この意味において基盤の形態の特徴は保存された*。一方、堆積物は下戸期においては比較的粗粒で、その中に含まれる動物群から一部に陸水の影響の顕著であつたことを示しているのに対し、鶴子期の堆積物は細粒であり、その動物群の示す環境は陸水の影響を止めない。即ち、下戸期と鶴子期の間には、この意味において著しい変化を認めねばならない。この現象をもたらした運動の実態を明確に把握することは今後に期するとしても、筆者(1955)もさきに報告した如く、Green Tuff 地域に共通する現象として閑視出来ないものである。いずれにせよ、この問題を解決するためには単に堆積区域における現象のみならず、堆積物を供給した後背地における現象と関連して追及すべきことを強調したい。

Fig. 10. Distribution Map of Sawane Formation.

black: exposed Sawane Formation, dotted: Sawane Formation covered by younger deposits, broken lines: shoreline in Sawane Stage

V. 鶴子期以後—沢根期以前の古地理

沢根累層は鶴子期の堆積物(鶴子・“中山”両累層)の上に不整合に載り、G階後期及び H₁ 階の地層(越後油田の椎谷・西山両累層に相当する地層)は地表に分布しない。国中平野の深部においても構造的にみて、これに相当する地層はないとみるべきである。即ち、鶴子期以後に隆起が行われ、その結果海退を生じ、G階後期乃至 H₁ 階にかけて現在の佐渡の占める地域は全域にわたって陸化したものと推定して誤りないものと思われる。

VI. 沢根期(H₂)の古地理

沢根累層は一般に鶴子・“中山”両累層の上に基底礫岩を以て不整合に載り、国中平野周辺部を除いて他の地域には露出しない(Fig. 10)。砂岩を主とするほか、局部的にシルト岩・礫岩を介在し、いわゆる大桑・万願寺動物群に属する豊富な動物群を含むが、深海棲の種を混在しない点の特徴である。岩相の側方変化は少く、動物群の産状も量的には変化するが生態的变化に乏しい。

以上のことから沢根期の海岸線の方角を Fig. 10 の如く推定した。鶴子期以後、隆起・沈降を経験したにもかかわらず、沢根期の古地理が下戸・鶴子両期のそれと類似することは注目すべき現象であるが、その原因については後に述べる。

* 佐渡における鶴子期の堆積物は有孔虫に乏しく、七谷・寺泊両層に産するような典型的な深海の要素を含まず、七谷・寺泊両層に比して浅い堆積物と考えられることもこの考え方を間接的に支持するものと思われる。

VII. 国中期 (J) の古地理

国中累層は沢根累層に不整合にのり, “中山”一笠取山に至る各累層の一部を overlap する。沢根累層との関係は一般に平行不整合で, 局部的には微弱な平行不整合の関係もみられる。沢根累層同様, 国中平野のみに分布する (Fig. 11)。礫・砂・シルト・泥よりなり, 岩相変化に富む。一般に国中平野の周辺部では粗粒で, 巨礫を主とし, 平野の内部に入るに従って粒度を減じ, 礫・砂・シルト・泥の互層を主とし, 又, 下部より上部に向って粒度が大になる傾向が認められる。平野の内部より周辺部に向って緩漫に沢根累層以下に abut する現象が認められ, 平野周辺部の礫は平野の内部の下部を占める互層よりも後の堆積によることを示している。

即ち, 国中期の海進初期に既に平野地域には NE—SW 方向に凹地が存在し, 国中期に入つて, まずこの方向の細長い地域に海が侵入し, 次第に NW 並びに SE の方向に拡大していった。

国中期の古地理を推定するに当つて見落すことの出来ないのは, 海岸段丘の分布 (Fig. 11) である。歌代勤は佐渡の高位海岸段丘と国中累層が密接な関係にあるとの注目すべき結果を得ている。即ち, 歌代の談話によれば, 大佐渡南部に分布する高位段丘の堆積物を国中平野の南西部に追跡すれば, 国中累層に属する巨礫に連続し, 両者の岩相的特徴も一致することを確認している。この高位段丘の堆積物は, 海岸段丘形成過程における海水面が最高位に達した時の所産であり, 国中平野周辺の巨礫は国中期の海進の最盛期の所産である。歌代の観察は両者の同時性を認めるものであり, 国中期の海進の最盛期における海岸線の分布は Fig. 11 の如く表現される。国中期以後の運動に関しては西田彰一および筆者 (1953) の報告があるので省略するが, 大局的にみれば佐渡は隆起をつづけ現在に至っている。沢根累層と国中累層の関係が, 地表で観察される限りでは不整合であることから, 沢根期以降, 国中期以前に隆起・沈降が行われているにもかかわらず, 国中期においても沢根期と同様に下戸期以降の古地理と類似する点は注目に値する。

Fig. 11. Distribution Map of Kuninaka Formation and Coastal Terrace.

black: exposed Kuninaka Formation, dotted: Kuninaka Formation covered by Alluvial deposits, striped: coastal terrace distributing area, broken lines: shoreline in Kuninaka Stage

VIII. 佐渡の地史 (むすび)

佐渡における下戸期以降の古地理について述べたが, 詳細な記載は省略したので不十分な点も少くない。これを要約すれば次の如くである。

1. 佐渡における新第三紀の海進は笠取山期 ($F_2 \sim F_3$) の末期に始まるが, 小佐渡南西部に僅かの海成層がみられるのみである。
2. 下戸期に入り, 現在の国中平野地帯にはじめて海が進入し, 陸地は二分された (Fig. 5)。鶴子期に入つてからも沈降は継続し, 海域は拡大していった (Fig. 9)。
3. G階の末期に隆起が起り, G階末期— H_1 階にかけて地層の堆積は行われていない。
4. 沢根期 (H_1) に入り再度海進が起り, 佐渡は再度二分された (Fig. 10)。
5. 沢根期以後, 国中期以前に再度隆起を生じたが, 国中期 (J) に入つて三度海進が行われ, そ

の最盛期には最高位の海岸段丘が形成された。その後、主として隆起を行いつつ現在に至っている。

下戸期以降の各期の古地理を通観して、下戸期初期の地形——基盤の形態——の特徴が鶴子・沢根・国中の各期にそれぞれ継承されているという注目すべき現象が指摘される。このことから直ちに下戸期以降、佐渡全域が均等の隆起・沈降を繰り返したとするのは、海進時における海域には堆積、陸地には侵蝕が行われたことからみて誤りとしなければならない。この間の運動の形態は、基盤と関連しての下戸累層以上の各累層の構造を検討することによって解析される。即ち、下戸累層以上の各累層は国中平野周辺部では、いずれも平野の内部に向つて傾斜し、国中平野一帯はいわゆる佐渡方向に一致する向斜構造を示している。又、これらの各累層間の層序関係は整合・不整合と一様ではないが、基盤に対して藤田至則 (1953) の提唱した将棋倒し構造を示している。一方、大佐渡北西岸及び小佐渡南東岸に僅かながら下戸・鶴子両累層が分布するが、前者は北西、後者は南東に傾斜する。しかも大佐渡・小佐渡の中核部は基盤が広く露出することから、おおまかな推論がゆるされるならば、大佐渡・小佐渡は国中向斜に平行する背斜状構造とみることが出来る。

以上のことから、下戸期初期の基盤の形態の特徴が、その後の各期に保持されて現在に至っているのは、単なる隆起・沈降の繰り返し以外に、相対的にみるならば、堆積地域(現在の国中平野その他)は基盤の沈下、侵蝕地域(現在の大佐渡・小佐渡の山地)は基盤の上昇の傾向があつたと考えねばならぬ。即ち、現在の地形によって表現されている構造運動は下戸期にまでさかのぼることが理解され、国中平野が地溝帯であるとの見方は否定されるのである。ここで附言することは、先に述べた背斜・向斜は必ずしも単純なものではなく、多くの断層が存在し、杉山隆二 (1953) の断層に関する研究がある。断層は基盤を切るものが多いが、下戸累層以上を切る断層も梅津川南方では国中累層下部迄を、阿仏坊附近では鶴子・“中山”両累層を切る正断層の露頭がみられ、大崎附近では西田彰一によつて笠取山累層が鶴子・“中山”両累層におしあげた逆断層が観察されているほか、各地に断層が推定される。断層は新旧にかかわらず佐渡方向に一致するものの多いことは、褶曲運動との関連を暗示するものとして興味深い。

この報告では佐渡における F₃ 以降の現象に関する考察を述べたが、この現象は単に佐渡のみに特徴的なものではなく、いわゆる Green Tuff 地域に共通する点が少くない。今後も他の地域でこの問題の究明をつづけていきたい。

主 要 参 考 文 献

- 浅野 清 (1949): 佐渡国中地溝帯の微古生物学的意義 (演旨), 地質雑, 55.
 藤田 至則 (1953): 地層の将棋倒し構造について, 新生代の研究, 18.
 池辺 穰 (1955): 東北裏日本第三系の最近の知識, 地向斜, 10.
 金原 均二 (1950): 新潟油田の地質, 石油技術, 15.
 湊 正雄 (1954): 地層学, 岩波書店.
 新潟県地質図作製委員会 (1955): 二十万分の一新潟県地質図.
 西田彰一・津田禾粒 (1953): 佐渡島・千種遺跡周辺の最近の地史, 新潟県文化財報告書, 1.
 杉山 隆二 (1953): 新潟県下特に佐渡島における第三紀火成活動について, 新潟大地鉞教室 (謄写印刷).
 杉山 隆二 (1953): 新潟・富山地方の green tuff について (演旨), 地質雑, 59.
 津田 禾粒 (1953): 富山県八尾町附近の地質——特に八尾層群に関する地史学的研究——, 新潟大理研報, 2, 1, 2.
 津田 禾粒 (1954): 岩相と古生物群よりみた黒瀬谷及下戸累層の堆積環境について (演旨), 地質雑, 60.
 津田 禾粒 (1955): 八尾層群の堆積環境について——いわゆる Green Tuff 地域の中新統に関する堆積環境に関する研究 (その 1)——, 地質雑, 61.
 TUDA, K.: Faunas and Facies in some Middle Miocene Deposits in Japan (in printing).
 歌代 勤 (1950): 佐渡島 (大佐渡) 西南部・沢根——相川地域の層序について (演旨), 地質雑, 56.